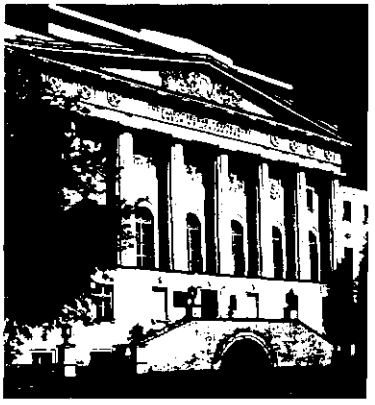
Серия
«КЛАССИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТСКИЙ
УЧЕБНИК»
основана в 2002 году по инициативе ректора
МГУ им. М.В. Ломоносова,
академика РАН В.А. Садовничего
и посвящена
250-летию
Московского университета



КЛАССИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТСКИЙ
УЧЕБНИК

Редакционный совет серии

Председатель совета
ректор Московского университета
В.А. Садовничий

Члены совета:
Виханский О.С., Голиченков А.К., Гусев М.В.,
Добреньков В.И., Донцов А.И.,
Засурский Я.Н., Зинченко Ю.П. (ответственный секретарь)
Камзолов А.И. (ответственный секретарь),
Карпов С.П., Касимов Н.С., Колесов В.П.,
Лободанов А.П., Лунин В.В., Лупанов О.Б., Мейер М.С.,
Миронов В.В. (заместитель председателя),
Михалев А.В., Моисеев Е.И., Пущаровский Д.Ю.,
Раевская О.В., Ремнева М.Л., Розов Н.Х.,
Салецкий А.М. (заместитель председателя),
Сурин А.В., Тер-Минасова С.Г.,
Ткачук В.А., Третьяков Ю.Д., Трухин В.И.,
Трофимов В.Т. (заместитель председателя),
Шоба С.А.

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

**В.Т. Трофимов, В.А. Королев,
Е.А. Вознесенский, Г.А. Голодковская,
Ю.К. Васильчук, Р.С. Зиангиров**

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

Под редакцией В.Т. Трофимова

6-е издание, переработанное и дополненное

Рекомендовано
Министерством образования Российской Федерации
в качестве учебника
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по геологическим специальностям

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА **МОСКВА 2005** **ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**

УДК 55; 624.131
ББК 26.3
Г90

Федеральная целевая программа «Культура России»
(подпрограмма «Поддержка полиграфии и книгоиздания России»)
Издание осуществлено при финансовой поддержке ОАО «Газпром»

Печатается по решению Ученого совета
Московского университета

Рецензенты:
кафедра грунтоведения и инженерной геологии Санкт-Петербургского государственного университета (зав. кафедрой доцент *В.Г.Зайончек*); кафедра инженерной геологии Московского государственного геолого-разведочного университета (зав. кафедрой, профессор *В.В.Пендин*); доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАЕН *В.В.Баулин*

Г90 **Грунтоведение**/Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А., Голодковская Г.А., Васильчук Ю.К., Зиангиров Р.С. Под ред. В.Т.Трофимова. — 6-е изд., переработ. и доп. — М.: Изд-во МГУ, 2005. — 1024 с. (Классический университетский учебник)
ISBN 5-211-04848-2

В учебнике описаны теоретико-методические основы грунтоведения, его положение в системе геологических наук, состав и строение, химические, физико-химические, физические, биотические и физико-механические свойства грунтов. Охарактеризованы природные и техногенные скальные, дисперсные и мерзлые грунты, современные представления о формировании состава, строения, состояния и свойств магматических, метаморфических, осадочных, криогенных и техногенных грунтов, а также общие представления о массивах грунтов и особенностях разных их типов.

Для студентов, аспирантов, а также широкого круга специалистов-геологов, инженер-геологов, изыскателей, механиков, связанных с изучением грунтов.

УДК 55; 624.131
ББК 26.3

© В.Т.Трофимов, В.А.Королев, Е.А.Вознесенский, Г.А.Голодковская, Ю.К.Васильчук, Р.С.Зиангиров, 2005
© Издательство Московского университета, 2005
© МГУ им. М.В.Ломоносова, художественное оформление, 2005

ISBN 5-211-04848-2

Предисловие

Уважаемый читатель!

Вы открыли одну из замечательных книг, изданных в серии «Классический университетский учебник», посвященной 250-летию Московского университета. Серия включает свыше 150 учебников и учебных пособий, рекомендованных к изданию Учеными советами факультетов, редакционным советом серии и издаваемых к юбилею по решению Ученого совета МГУ.

Московский университет всегда славился своими профессорами и преподавателями, воспитавшими не одно поколение студентов, впоследствии внесших заметный вклад в развитие нашей страны, составивших гордость отечественной и мировой науки, культуры и образования.

Высокий уровень образования, которое дает Московский университет, в первую очередь обеспечивается высоким уровнем написанных выдающимися учеными и педагогами учебников и учебных пособий, в которых сочетаются как глубина, так и доступность излагаемого материала. В этих книгах аккумулируется бесценный опыт методики и методологии преподавания, который становится достоянием не только Московского университета, но и других университетов России и всего мира.

Издание серии «Классический университетский учебник» наглядно демонстрирует тот вклад, который вносит Московский университет в классическое университетское образование в нашей стране и, несомненно, служит его развитию.

Решение этой благородной задачи было бы невозможным без активной помощи со стороны издательств, принявших участие в издании книг серии «Классический университетский учебник». Мы расцениваем это как поддержку ими позиции, которую занимает Московский университет в вопросах науки и образования. Это служит также свидетельством того, что 250-летний юбилей Московского университета — выдающееся событие в жизни всей нашей страны, мирового образовательного общества.

Ректор Московского университета

академик РАН, профессор *В.А. Садовничий*

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРОВ

Грунтоведение — одна из основных учебных дисциплин специальностей «Гидрогеология и инженерная геология» в классических университетах и «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания» в технических вузах России и СНГ. Именно с него после знакомства с основными геолого-минералогическими дисциплинами начинается освоение инженерно-геологических курсов. В том или ином объеме с основными положениями грунтоведения знакомятся студенты всех геологических специальностей в курсе «Инженерная геология», а также студенты ряда специальностей направления «География» классических университетов страны.

Грунтоведение зародилось и сформировалось как геологическая наука о грунтах. В его рамках исследуют современные состав, строение, состояние и свойства грунтов, закономерности их историко-геологического формирования и пространственно-временно́го изменения под воздействием природных и антропогенных (техногенных) процессов. В качестве грунтов могут выступать любые горные породы, почвы, осадки и антропогенные геологические образования. Все они изучаются как многокомпонентные динамичные системы в связи с планируемой, осуществляемой и осуществленной инженерной деятельностью человека. Такие системы изучаются в геологическом времени при решении ретроспективных, историко-геологических вопросов и в физическом времени — при решении прогнозных задач.

Подготовка учебников «Грунтоведение» осуществлялась преподавателями геологического факультета Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова (МГУ). В 1936 г. М.М.Филатов[1] опубликовал ученое пособие «Основы дорожного грунтоведения», в котором обосновал генетический и физико-химический подходы к изучению грунтов в качестве главнейших. С 1954 г. Е.М.Сергеев[2] почти 35 лет возглавлял кафедру грунтоведения и инженерной геологии; в 1952 г. он опубликовал учебное пособие «Общее грунтоведение», а в 1959 г. — учебник «Грунтоведение». В 1971, 1974 и 1983 гг. под редакцией академика АН СССР Е.М.Сергеева были опубликованы принципиально новые по структуре и содержанию третье, четвертое и пятое издания учебника. Их авторами были Е.М.Сергеев, Г.А.Голодковская, Р.С.Зиангиров, В.И.Осипов и В.Т.Трофимов — все преподаватели кафедры грунтоведения и инженерной геологии. Эти учебники, созданные в стенах ведущего учебно-научного центра мира по проблемам инженерной геологии, широко использовались не только студентами и аспирантами, но и сотрудниками научных и производственных орга-

---

[1] **Филатов Михаил Михайлович** (*1878—1942*)— крупнейший грунтовед и почвовед, выпускник Московского университета (1903), один из создателей грунтоведения, основатель (1938) и заведующий кафедрой грунтоведения в МГУ (1938–1942), профессор почвоведения (1929), заслуженный деятель науки РСФСР (1940).

[2] **Сергеев Евгений Михайлович** (*1914–1997*) — выдающийся инженер-геолог, грунтовед, крупнейший организатор инженерной геологии, выпускник МГУ, академик РАН (с 1979, чл.-корр. с 1966), лауреат Ленинской (1982) и Государственных (1977, 1988) премий СССР, профессор (1953) и заведующий кафедрой (1954—1988) инженерной геологии и охраны геологической среды геологического факультета МГУ им М.В.Ломоносова, декан геологического факультета (1954–1957, 1963–1964), первый проректор МГУ (1969—1978), ректор Академии народного хозяйства (1981—1986), почетный доктор Братиславского (1972) и Варшавского (1974) университетов.

низаций. Пятое изданием этого учебника в 1988 г. было удостоено Государственной премии СССР — высшей награды страны за учебную литературу.

Необходимо отметить, что выдающееся для своего времени учебное пособие «Общее грунтоведение» (1943) и «Грунтоведение» (в 2 томах) (1949, 1952) и учебник «Грунтоведение» (1955) были опубликованы В.А.Приклонским[3]. В.Д.Ломтадзе[4] опубликовал учебник «Инженерная геология. Инженерная петрология».

Данное шестое издание учебника «Грунтоведение» подготовлено преподавателями геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова, сотрудниками и профессорами кафедры инженерной и экологической геологии В.Т.Трофимовым (действительный член Российской академии естественных наук — РАЕН и Международной академии наук высшей школы), Ю.К.Васильчуком (член-корреспондент РАЕН), Е.А.Вознесенским, Г.А.Голодковской, Р.С.Зиангировым и В.А.Королевым (член-корреспондент РАЕН). Первоначальная структура этого издания разработана В.Т.Трофимовым, которая при написании была несколько уточнена. Им же выполнено общее редактирование книги.

В учебнике интегрированы все новейшие данные учения о грунтах как о многокомпонентных и многофазных геологических системах. Наиболее полно и концентрированно освещены теоретико-методологические позиции грунтоведения, его положение в системе геологических знаний; при характеристике свойств использована принципиально новая их систематика. Впервые системно охарактеризованы все классы грунтов (скальные, дисперсные, мерзлые природные и искусственно созданные) и сложенные ими массивы. Во многом по-новому и наиболее полно описаны современные представления о формировании состава, строения, состояния и свойств грунтов и охарактеризованы их основные генетические группы.

Настоящее издание составлено как учебник нового поколения, рассчитанный на наиболее активных студентов и аспирантов. Он не только знакомит с основами дисциплины, но и позволяет понять перспективные задачи и пути развития теории грунтоведения, а также развивает исследовательский интерес. Авторы убеждены, что учебник заинтересует и будет полезен и молодым, и зрелым исследователям, инженер-геологам производственных организаций.

В достаточно объемном учебнике не все вопросы нашли полное отражение, некоторые из них охарактеризованы очень кратко. Многие позиции, принятые в нем, имеют дискуссионный характер. Возникшие в связи с этим и другими аспектами замечания и предложения просим присылать по адресу:119992, Москва, ГСП-3, Ленинские горы, МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии.

Авторы выражают благодарность коллективу кафедры грунтоведения и инженерной геологии Санкт-Петербургского государственного университета, ее заведующему В.Г.Зайончеку; коллективу кафедры инженерной геологии Московского государственного геолого-разведочного университета, ее заведующему, профессору В.В.Лендину; академику РАЕН В.В.Баулину за знакомство с рукописью учебника и критические, но доброжелательные замечания и предложения.

---

[3] **Приклонский Виктор Александрович** (*1899—1959*)- крупнейший инженер-геолог, выпускник Московского университета (1920) и Московской горной академии (1938), чл.-корр. АН СССР (1958), лауреат Государственной премии СССР (1952), профессор МГРИ (1950), директор Лаборатории гидрогеологических проблем (с 1957).

[4] **Ломтадзе Валерий Давидович** (*1912 –1993*) — выдающийся инженер-геолог и грунтовед, автор теории формирования свойств глинистых пород и ряда классификаций, выпускник Ленинградского горного института, профессор и заведующий кафедрой инженерной геологии С.-Петербургского государственного горного института (с 1974).

ВВЕДЕНИЕ

Грунтоведение является дисциплиной инженерно-геологического цикла. Оно представляет собой первое научное направление инженерной геологии, в практическом плане призванную обеспечить геологическое обоснование инженерно-хозяйственной деятельности человечества. В теоретическом плане эта наука развивает учение об инженерно-геологических условиях Земли, а грунтоведение как ее часть — учение о грунтах как компоненте инженерно-геологических условий.

Каково же содержание последнего понятия? В общем виде *инженерно-геологические условия* определяются как совокупность геологических факторов (особенностей, параметров), определяющих условия инженерно-хозяйственной деятельности человечества. К их числу относятся: 1) закономерности геологического строения толщи, массива, структуры; 2) рельеф территории; 3) состав, строение, состояние и свойства грунтов, слагающих толщи, массивы, структуры; 4) мерзлотно-гидрогеологические условия в пределах криолитозоны и гидрогеологические условия вне ее; 5) современные эндо- и экзогенные геологические процессы, включая современные тектонические движения, вулканизм и сейсмичность.

Все факторы современных инженерно-геологических условий, как и природные факторы их формирования, подразделены И.В.Поповым[1] на две группы. Первая объединяет факторы, которые прямо или косвенно зависят и управляются тектоническим развитием земной коры и ее современной тектонической жизнью. Они названы *региональными геологическими факторами инженерно-геологических условий*. Ко второй группе отнесены факторы, которые кроме того прямо или косвенно зависят от климатических условий. Они названы *зональными геологическими факторами инженерно-геологических условий*, поскольку, с одной стороны, они отличаются зональным характером пространственного изменения, а с другой — по существу являются геологическими. Их развитие и особенности определяются совместным влиянием современных климатических условий и геологического строения территории. Различие же факторов инженерно-геологических условий и факторов их формирования состоит в том, что первые являются результатом действия вторых.

Помимо естественных природных факторов на современное состояние и динамику инженерно-геологических

[1] **Попов Иван Васильевич** (*1889—1974*) — крупнейший теоретик в области инженерной геологии, основатель региональной инженерной геологии, выпускник горного факультета Донского политехнического института в Новочеркасске (1913), профессор МГРИ (1932), заведующий кафедрой инженерной геологии МИСИ (1935—1946), профессор кафедры грунтоведения и инженерной геологии МГУ (1954).

условий верхних горизонтов земной коры существенное влияние оказывают *искусственные техногенные (антропогенные) факторы*. В подверженных техногенному воздействию верхних горизонтах земной коры возникает комплекс техногенных (антропогенных) геологических процессов, приводящих к изменению природной инженерно-геологической обстановки. Это нарушает естественные парагенетические связи геологических процессов, создает необычные для природной обстановки сочетания действующих факторов, которые вызывают развитие новых совокупностей процессов. Для каждого вида техногенного воздействия характерен набор определенных действующих факторов, изменяющих инженерно-геологические условия, присущие той или иной территории.

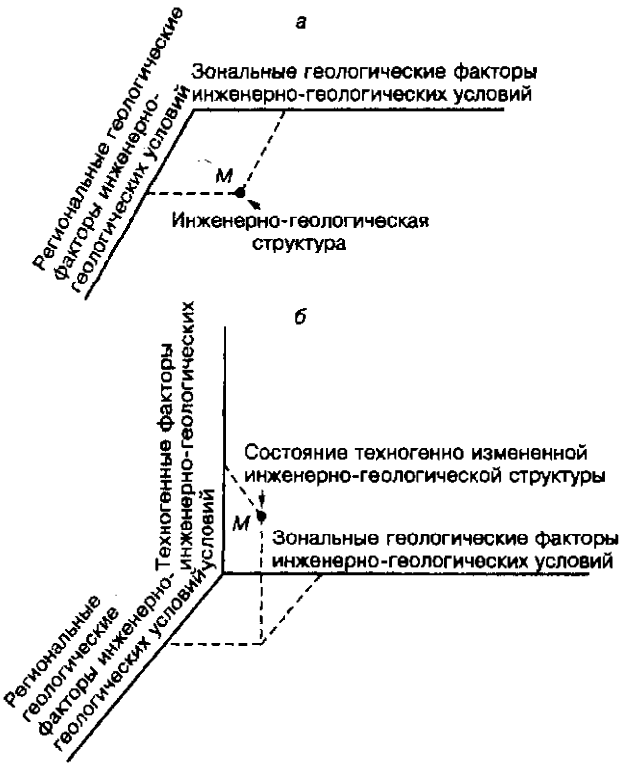


Рис. 1. Теоретико-графическая модель инженерно-геологических условий как статической системы (*по В.Т.Трофимову и Д.А.Спиридонову, 1998*):

а — природная литосистема, *б* — природно-техническая литосистема

Как правило, инженерно-геологические условия и их изменения отображаются текстовыми или традиционными графическими (карты, схемы) моделями. Но их можно выразить и в прямоугольных координатах. Рассмотрим статическую систему с фиксированным временем. Представим некоторое пространство верхних горизонтов земной коры как формальную абстрактную точку М одновременного сочетания региональных и зональных геологических факторов инженерно-геологических условий (рис. 1, *а*). Учитывая число групп факторов, можно задать две взаимно перпендикулярные оси и отложить на них интегрально факторы каждой группы отдельно. Точка М в заданной системе координат будет обладать набором свойств, определяющихся сочетанием факторов инженерно-геологических условий указанных групп. *В реальности эта точка будет отвечать некоторому объему геологического пространства, относительно однородному по сочетанию этих факторов, т.е. инженерно-геологической структуре.* Эта структура имеет конкретные размеры в реальном геологическом пространстве и точки, ей принадлежащие, будут находиться в различных состояниях, определенных действием природных факторов. Однако в данном случае структура рассматривается как некий бесконечно малый объем, представляется как точка, помня при этом, что в действительности она таковой не является.

Заданная система координат является идеальным предметом — системой, сформированной на теоретическом уровне с использованием моделирования, включающего прием формализации. При помощи метода прямоугольных координат формализуется пространство верхних горизонтов литосферы, характеризующееся определенным сочетанием факторов инженерно-геологических условий. Моделирование такого рода имеет содержательное обоснование, так как выражает реально существующие природные явления. В связи с вышесказанным такую систему можно назвать *теоретико-графической моделью* инженерно-геологических условий верхних горизонтов литосферы (природной литосистемы) (см. рис. 1, *а*).

Теоретико-графическую модель природно-технической литосистемы можно представить следующим образом (см. рис. 1, *б*). Формализации подвергается пространство верхних частей литосферы, находящееся под влиянием техногенных факторов. Следовательно, теоретико-графическая модель будет включать три оси: две — природных и одну — техногенных факторов инженерно-геологических условий. Точка М будет иметь координаты на каждой оси и может быть определена как состояние техногенно измененной инженерно-геологической структуры в фиксированный момент времени, сформировавшейся как результат действия конкретных техногенных факторов на природную инженерно-геологическую обстановку.

С учетом этих положений определим *инженерную геологию как науку геологического цикла, исследующую инженерно-геологические условия верхних горизонтов земной коры (литосферы), закономерности их формирования и пространственно-временно́го изменения под воздействием современных и прогнозируемых геологических процессов, формирующихся в ходе развития земной коры под влиянием совокупности всех природных факторов и в связи с инженерно-хозяйственной, прежде всего инженерно-строительной, деятельностью человечества.* Здесь отражены все три типа задач, решаемых инженерной геологией (морфологический — инженерно-геологические условия верхней части земной коры, ретроспективный — закономерности формирования инженерно-геологических условий, прогнозный — пространственно-временно́е изменение инженерно-геологических условий под влиянием геологических процессов).

Объектом инженерной геологии являются верхние горизонты земной коры (часто называемые *геологической средой*), исследуемые в специальном инженерно-геологическом отношении. Этот объект обладает (характеризуется) разными элементами (сторонами), главные их которых — грунты, сложенные ими простые и сложные геологические тела, которые в свою очередь формируют *грунтовые толщи (массивы*, а точнее, — *инженерно-геологические структуры* разного размера), и *геологические природные и антропогенные процессы*, протекающие в них и их изменяющие. Эти элементы составляют объекты трех самостоятельных, но тесно связанных (пересекающихся в логическом плане) между собой научных направлений инженерной геологии: грунтоведения, инженерной геодинамики и региональной инженерной геологии (рис. 2). Каждое из этих научных направлений представляет собой определенную систему научных инженерно-геологических понятий и знаний (предмет научного направления инженерной геологии) о морфологических особенностях, закономерностях формирования и пространственно-временном изменении определенного элемента (стороны) верхних горизонтов земной коры (объект научного направления). Соотношение этих научных направ-

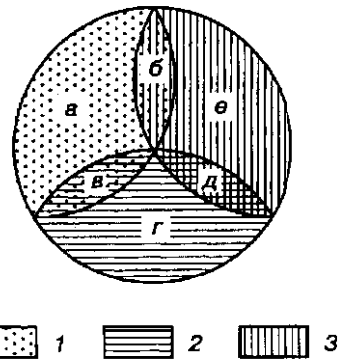


Рис. 2. Соотношение научных направлений *(1—3)* и разделов *(а—е)* инженерной геологии.

1 — грунтоведение; *2* — инженерная геодинамика; *3* — региональная геология: *а* — общее грунтоведение; *б* — региональное грунтоведение; *в* — геодинамическое грунтоведение; *г* — общая инженерная геодинамика; *д* — региональная инженерная геодинамика; *е* — общая региональная инженерная геология

лений определяет современную структуру инженерной геологии как науки геологического цикла.

Содержание первого из названных научных направлений — грунтоведения — предмет рассмотрения настоящего учебника. *Инженерная геодинамика является вторым научным направлением инженерной геологии, исследующим морфологию, механизм, инженерно-геологические причины и пространственно-временны́е закономерности формирования и дальнейшего развития в верхних горизонтах земной коры (литосферы) современных и прогнозируемых природных и антропогенных геологических процессов.* При этом основное внимание уделяется изучению геологических процессов, протекающих или могущих возникнуть в самой верхней, приповерхностной части земной коры как в природной обстановке (экзогенные геологические процессы природной реальной или идеальной литосистемы), так и в освоенных человеком массивах (антропогенные, или нередко называемые инженерно-геологическими, процессы природно-технической идеальной или реальной литосистемы).

Динамика развития геологических процессов анализируется при этом в двух временны́х системах: 1) в геологическом времени — при исследовании закономерностей формирования (история развития) древних и современных (по И.В.Попову) геологических процессов, обусловивших формирование определенных геологических явлений в современном рельефе или в толщах горных пород; 2) в физическом времени — при анализе тех же закономерностей применительно к современным действующим геологическим процессам или при разработке прогноза их пространственно-временного развития под воздействием природных или антропогенных причин.

Региональная инженерная геология — научное направление инженерной геологии, исследующее инженерно-геологические условия различных структурных зон земной коры, закономерности их пространственного распределения и формирования и пространственно-временно́го изменения под воздействием современных и прогнозируемых природных и антропогенных геологических процессов. Из этого следует, что главное в региональной инженерной геологии — исследование пространственных закономерностей размещения структурных зон земной коры с разными инженерно-геологическими условиями (инженерно-геологических структур) и истории их формирования, а также изучение их пространственно-временного изменения (условия, структур) под влиянием современных природных и антропогенных геологических процессов.

Объект региональной инженерной геологии по содержанию более сложен, чем грунтоведение и инженерная геодинамика. Это обусловлено тем, что и грунтоведение, и инженерная геодинамика исследуют только по одной, хотя и очень сложной, компоненте инженерно-геологической структуры —

грунты, ее слагающие, и геологические процессы, развитые в ее пределах. Региональная инженерная геология исследует структуру как систему в целом.

В заключение подчеркнем, что инженерная геология исследует в научном и практическом отношениях инженерно-геологические условия в верхних горизонтах земной коры (литосферы), их пространственно-временное изменение при взаимодействии с внешними (по отношению к ним) средами, прежде всего под воздействием инженерных сооружений. Основной практической задачей этой науки следует считать информационно-геологическое обеспечение устойчивости системы «массив грунтов (литосфера) — инженерное сооружение — литосфера», нормальных условий ее функционирования на основе знаний о составе, структуре, состоянии и свойствах массива пород основания и геологических процессах, определяющих его современную динамику. При решении инженерно-геологических задач в научном и прикладном аспектах анализируются системы «литосфера—экзогенные природные и техногенные воздействия», «литосфера—инженерное сооружение», «литосфера—инженерное сооружение—инженерно-хозяйственная деятельность человечества—литосфера». Знания о современных особенностях грунтов, закономерностях формирования и преобразования под влиянием природных и антропогенных процессов являются решающими.

Часть 1

СОДЕРЖАНИЕ И СТРУКТУРА ГРУНТОВЕДЕНИЯ И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В СИСТЕМЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ГЛАВА 1

Теоретико-методологические основы грунтоведения

1.1. Определение грунтоведения как науки. Объект и предмет грунтоведения

Грунтоведение — *геологическая наука о грунтах*. Именно геологическая, поскольку она изучает объект как систему динамическую, историко-геологическую, сформировавшуюся на определенном этапе развития Земли, претерпевшую позже постгенетические преобразования под влиянием природных и техногенных процессов и вследствие этого приобретшую те современные особенности, с которыми исследователь встречается в настоящее время в научных или практически ориентированных инженерно-геологических работах. Именно в этом — подход к грунту как геологическому объекту — заключается главное отличие грунтоведения от других наук, также изучающих грунты, например от механики грунтов и геотехники.

Грунтоведение является научным направлением *инженерной геологии*, которую с использованием термина «грунт» определим как *науку геологического цикла, исследующую состав, состояние, строение и свойства грунтов верхних горизонтов земной коры, современную их динамику, закономерности формирования и пространственно-временно́го изменения под воздействием природных и антропогенных (техногенных) современных и прогнозируемых геологических процессов*. Эти процессы могут формироваться как в ходе естественного развития земной коры под влиянием совокупности природных факторов, так и в связи с инженерно-хозяйственной, прежде всего инженерно-строительной, деятельностью человечества. С учетом этих позиций введем следующее определение: *грунтоведение — это научное направление инженерной геологии, исследующее состав, состояние, строение и свойства грунтов и сложенных ими грунтовых толщ (тел и массивов), закономерности их формирования и пространственно-временно́го*

изменения под воздействием современных и прогнозируемых геологических процессов, формирующихся в ходе развития земной коры под влиянием совокупности всех природных факторов и в связи с инженерно-хозяйственной, прежде всего инженерно-строительной деятельностью человечества.

Объектом изучения грунтоведения являются грунты и слагаемые ими грунтовые толщи (массивы) верхней части разреза земной коры, а *предметом* — знания о грунтах, их составе, состоянии, строении и свойствах. При этом под грунтами *понимаются* любые горные породы, почвы, осадки и антропогенные геологические образования, рассматриваемые как многокомпонентные динамичные системы, исследуемые в связи с планируемой, осуществляемой или осуществленной инженерной деятельностью человека. В общем случае грунт — *это минеральная или минерально-органическая, органоминеральная, многокомпонентная,* многофазовая система, *которая включает твердую, жидкую и газообразную компоненты (как костную, так и живую) и изучается в инженерно-геологическом отношении.*

Из этого следует, что *«грунт» — специальный инженерно-геологический термин.* Именно он дал название первому научному направлению инженерной геологии — грунтоведению.

Грунты существуют во многих видах и формах, могут в короткое время резко менять свои состав (например, влажность), состояние (мерзлое—талое—мерзлое и др.) и свойства.

Понятие «многообразие грунтов» многоплановое. Оно проявляется и в разнообразии современных характеристик грунтов (их морфология), и в разнообразии их происхождения (причина многообразия).

Грунты многообразны в морфологическом отношении. Назовем лишь три группы грунтов, резко различающиеся по всем характеристикам: скальные, дисперсные и мерзлые. Скальные включают собственно скальные и полускальные грунты. Среди дисперсных выделяются несвязанные и связанные грунты, а каждая из этих категорий даже по наиболее существенным признакам состава может дифференцироваться на множество категорий, отличающихся друг от друга интересующими исследователя показателями.

Многоплановость морфологических особенностей грунтов — явление закономерное. Если учесть, что в исследованиях и построениях учитываются такие показатели, как состав грунтов, их строение, современное состояние (талое—мерзлое, твердое—пластичное—текучее и др.) и свойства, то число их реальных сочетаний может быть огромным. Существенно большим по сравнению со многими другими геологическими науками, поскольку в грунтоведении используется большее количество показателей. И специалисты многое знают в этом многообразии характеристик грунтов, но далеко не все. И еще долгие годы исследователи будут получать новые результаты, причем не только в новых, но и старых областях, где, казалось бы, давно все изучено. Это обусловлено как появлением нового научного оборудования, так и новыми теоретическими взглядами, а также любопытством и интуицией будущих поколений исследователей.

В инженерно-геологической литературе четко обозначены два принципиально различных подхода к пониманию содержания термина «грунт». Первый трактует «грунт» как специальный инженерно-геологический термин, который широко используется и в строительной литературе, строительной практике, и ряде других технических дисциплин. Второй отрицает необходимость

использования этого термина, считая его чуть ли не излишним. Наиболее четко такой подход выразил В.Д.Ломтадзе, в частности в «Словаре по инженерной геологии» (1999): «Грунт — широко распространенное в строительной практике условное прикладное наименование, главным образом, песчаных и глинистых пород. Попытка обозначать этим термином любые горные пород не получила признания. Существуют международные ассоциации *по механике грунтов* и фундаментостроению и по *механике скальных горных пород* (курсив — *авт.*). Ученые и инженеры первой занимаются изучением песчаных и глинистых пород в инженерном аспекте, а второй — изучением горных пород твердых (скальных) и относительно твердых (полускальных). В инженерной геологии следует исходить из фундаментальных геологических понятий, т.е. все геологические образования земной коры, как природные, так и измененные инженерной деятельностью человека, следует называть горными породами».

Нетрудно увидеть, что содержание термина «грунт» в первом и втором вариантах принципиально различны как по объему (любые горные породы, почвы, осадки и другие — песчаные и глинистые), так и по содержанию (породы, почвы, осадки, антропогенные геологические образования — горные породы). В этой связи необходимо ответить на вопрос — можно ли свести все многообразие грунтов к горным породам? Для этого воспользуемся широко известным Геологическим словарем и Большой советской энциклопедией (БСЭ), необходимые статьи в которых составлены виднейшими исследователями-геологами.

В БСЭ т. 7 (1972) дано определение: «Горные породы, *природные* (курсив — *авт.*) агрегаты минералов более или менее постоянного состава, образующие самостоятельные геологические тела, слагающие земную кору». В Геологическом словаре (1978) написано: «Породы горные — *естественные* (курсив — *авт.*) минер. агр. определенного состава и строения, сформировавшиеся в результате геол. процессов и протекающие в земной коре в виде самостоятельных тел. С геохим. точки зрения Г.П. — естественные закономерные асс. м-лов, состоящие преимущественно из петрогенных элементов (главных хим. элементов породообразующих м-лов)... В соответствии с главным геол. процессами, приводящими к образованию Г.П., среди них различают 3 генетических класса: осад., магм. (изверженные) и мет.»

Из этих двух классических определений следует, что горные породы — это только природные образования. Антропогенные геологические образования в их число не включаются. Да и стремление в названных произведениях найти хотя бы упоминание о «скальных породах», попыткой не увенчалось, так как таких пород нет. Поэтому *свести многообразие грунтов к горным породам — шаг и с содержательной, и с логической точек зрения неправильный.*

Этот вывод подтверждается и содержанием терминов «осадок» и «почва». В том же Геологическом словаре читаем: «Осадки (геологические) — продукты, отложившиеся в результате физ., хим и биологических процессов, еще не превращенные дальнейшими процессами в г.п. и лежащие на поверхности в зоне совр. осадконакопления (песок, ил, сапропель)... *Г.п. (в том числе и несцементированные) нельзя называть осадками* (курсив — *авт.*)».

Почва также не может быть отнесена к классической горной породе. Почва — это особое природное образование, обладающее некоторыми свойствами, присущими живой и неживой природе. Почва состоит из генетически

связанных горизонтов, образующих почвенный профиль и возникающих в результате преобразования поверхностных слоев литосферы под совместным воздействием воды, воздуха и организмов (см. гл. 26).

Таким образом, содержание термина «грунт» не может быть сведено к горным породам. Это специальный инженерно-геологический термин достаточно широкого смысла, определение которого было дано ранее. В этом определении названы все типы природных и искусственных образований, использующиеся как грунты, и четко определена цель исследования.

Отметим также ряд некорректностей с термином «грунт», встречающихся в инженерно-геологической литературе. Используемое словосочетание «почво-грунты» с содержательной точки зрения просто абсурдно. Такой вывод вытекает из определения: грунты — это любые горные пород, почвы... Нужно говорить (и писать) или грунты, или почвы и горные породы.

Столь некорректен термин «скальные породы», даже если ссылаться на международную организацию по механике скальных пород. В литературе по классической петрографии и в справочниках нет таких пород. «Скальные» — это сугубо инженерно-геологический термин; а из этого следует, что скальные —это грунты. Именно такое толкование термина есть в Геологическом словаре. То же самое относится и к термину «связные грунты».

Нередко можно встретить название отчетных документов «инженерно-геологическая классификация грунтов». Это — «масло масляное». Следует говорить (и писать) «классификация грунтов» или, если изучаются только горные породы (в общегеологическом понимании этого термина), — «инженерно-геологическая классификация (типизация) горных пород».

1.2. История развития содержания термина «грунт»

В строительной практике термин «грунт» используется почти 300 лет. Он широко применяется в строительной литературе, в ряде технических дисциплин, в быту и звучит практически одинаково в русском, немецком, украинском и других языках. Анализ публикаций позволил В.Т.Трофимову (2000) выделить в истории грунтоведения три периода, в течение которых содержание термина «грунт» было неодинаково и расширялось от первого периода к последнему.

Первый период охватывает огромный временной интервал вплоть до 50-х гг. XX в. Содержание понятия «грунт», принятое тогда большинством (но далеко не всеми исследователями), по-видимому, наиболее четко и наиболее полно сформулировал М.М.Филатов. В 1938 г. он писал: «*Почвы* и *горные породы*, входящие в состав периферической части земной коры выветривания, служат естественными основаниями и материалами (курсив и разрядка здесь и далее — *авт.*) для различных инженерных сооружений, возведение которых связано с земляными работами. В случае подземных сооружений они оказываются *естественной средой*, например при проложении метро, каналов, тоннелей, шахт и т.п.

Толща земной коры, используемая в строительном деле, издавна получила название *грунтовой*, а *почвы и горные породы* (главным образом, подпочвы), *входящие в ее состав, именуются в строительной технике грунтами* (грунт по-немецки — основание, основной материал)».

М.М.Филатов в 1940 г. более четко определил содержание понятия «грунт»: «Университетское грунтоведение и, в частности, московская школа грунто-

ведов считает *каждую горную породу и каждую почву за грунт, как только они становятся основаниями или материалами технических сооружений*». И далее более удачно: «...под грунтами надлежит понимать почвы и горные породы, являющиеся основаниями, материалами и средой для инженерно-технических сооружений».

С современных позиций это определение достаточно узкое по содержанию по крайней мере с трех позиций. Во-первых, оно не включает полный перечень природных и техногенных геологических образований, которые могут являться грунтом, во-вторых, грунт связывается только с осуществленной инженерно-строительной деятельностью человека, и, в-третьих, грунт ассоциируется только с этим видом инженерно-хозяйственной деятельности. В дополнение надо отметить, что возможная (предполагаемая) деятельность человека, судя по используемой форме употребления глаголов, не рассматривается. Строго логически из этого следует, что грунтоведами исследуется лишь природно-техническая литосистема реальная; иные типы систем, исследуемые в инженерной геологии, формально исключаются.

Следует отметить, что еще в начале века А.П.Павлов[1] предлагал более широкое понимание содержания термина «грунт» по первой и второй из вышеназванных позиций. Под грунтом он понимал «*верхнюю часть земной коры, когда она рассматривалась как объект, интересующий строителей,* независимо от ее использования в настоящем или будущем».

В определении М.М.Филатова содержится очень важный момент, выраженный словами: «каждая горная порода и каждая почва» может стать грунтом. Каждая — то есть любая. Не только дисперсная — рыхлая, но прочная, сцементированная или кристаллическая, хотя до сих пор некоторые исследователи к грунтам относят только дисперсные слаболитифицированные породы. В этом отношении М.М.Филатов был один с Ф.П.Саваренским[2], который в 1937 г. писал «Под грунтом надо, по нашему мнению, разуметь горную породу в сфере воздействия инженерного сооружения или как объект инженерных мероприятий. Таким объектом может иногда быть не только естественный грунт, т.е. горная порода в естественных условиях своего залегания, но и в искусственных, например, грунт, идущий в тело насыпи, плотины. В изложенном выше понимании твердые, или «скальные», породы имеют такое же основание именоваться грунтами, как и рыхлые, поскольку эти породы рассматриваются с инженерной точки зрения».

Второй период, более короткий по времени, характеризовался существенным расширением содержания объема понятия термина «грунт» за счет четкого формулирования более широких целей исследования горных пород и почв как грунтов и, как следствие этого, логико-формального вовлечения в сферу исследования не только природно-технической литосистемы реальной,

---

[1] **Павлов Алексей Петрович** (*1854—1929*) — выдающийся геолог, работы которого оказали большое влияние на становление инженерной геологии, выпускник Московского университета (1879), профессор Моск. ун-та (1886), академик (1916, с 1905 — чл.-корр.).

[2] **Саваренский Федор Петрович** (*1881—1946*) — выдающийся гидрогеолог и инженер-геолог, основатель инженерной геологии и гидрогеологии в стране, выпускник Московского университета, академик АН СССР (1943, с 1939 — чл.-корр.), профессор (с1930), создатель (1932) и первый заведующий кафедрой инженерной геологии МГРИ, зав. лабораторией инженерной геологии ВИМС (с 1933), председатель Комиссии гидрогеологии и инженерной геологии АН СССР (с 1940), директор Лаборатории гидрогеологических проблем (с 1944).

но и природной литосистемы реальной и природно-технической системы идеальной. Заслуга в этом принадлежит, прежде всего, В.А.Приклонскому и Е.М.Сергееву. Последний в 1952 г. определи рассматриваемый термин так: «под грунтами следует понимать *почвы и горные породы*, которые преимущественно залегают в зоне выветривания и могут быть использованы *в качестве оснований, материалов или среды для различных сооружений*». Но, пожалуй, еще более удачно: «Под грунтами автор понимает *любые почвы и горные породы*, в большинстве случаев залегающие в зоне выветривания и являющиеся объектом изучения в связи с использованием в строительстве и других областях техники». Это, строго говоря, логически новое определение понятия «грунт». Оно наследует многие положительные элементы, содержащиеся в работах М.М.Филатова, и в то же время в него привнесены очень важные компоненты их определения А.П.Павлова. Это существенно расширило содержание обсуждаемого понятия.

Своеобразным итогом второго этапа является определение, принятое авторским коллективом (Е.М.Сергеев, Г.А.Голодковская, Р.С.Зиангиров, В.И.Осипов, В.Т.Трофимов) в третьем издании учебника «Грунтоведение» (1971): «*Грунты — это любые горные породы и почвы, которые изучаются как многокомпонентные системы, изменяющиеся во времени*, с целью познания их как объекта инженерной деятельности человека». В качестве компонент грунта авторы называли твердую, жидкую и газовую составляющие.

В этом определении четко выражена общепринятая в грунтоведении идея, которую еще в 1937 г. предложил М.М.Филатов, а в 1951 г. удачно изложил В.А.Приклонский: «С этой новой точки зрения систему (горная порода—грунт) следует рассматривать во всей сложности и многообразии взаимодействующих и меняющихся во времени признаков как сложную фазовую систему, в общем случае состоящую из твердой, жидкой и газообразной составляющих». Однако авторы вышеприведенного определения использовали слово «многокомпонентная», а не фазовая система. Причиной этого является то, что одна и та же компонента может находиться в разных фазах, например разные фазы минералов, разные фазы (модификации) льда, воды.

Третий период формирования содержания термина «грунт» приходится на период 80-х и более поздних годов. Многим стало ясно, что слова «*любые горные породы и почвы*» не исчерпывают полный список природных и техногенных образований, которые могут являться грунтами. Г.К.Бондарик, по-видимому, учитывая это, в 1981 г. дал свое определение термина «грунт»: «*Грунт есть минеральная (органоминеральная) фазовая система: включающая в общем случае твердую, жидкую и газообразную фазы. Твердая фаза грунта может быть представлена любой горной породой, горной породой и льдом, любой почвой*».

Первая фраза этой цитаты охватывает, строго говоря, весь набор образований (без их конкретного названия), которые могут использоваться как грунты. Однако перечисление, данное во второй фразе, по существу возвращает к ранее определенному объему понятия термина «грунт». В таком определении также нет цели исследования и это нельзя признать удачным, так как фазовые системы такого состава исследуются не только в инженерной геологии, но и в петрологии, нефтегазовой геологии, гидрогеологии.

Эта же идея — расширение перечня объектов, которые могут являться грунтами, более четко реализована в определении, данном в пятом издании

(1983) учебника «грунтоведение»: «Грунты — любые горные породы, почвы и техногенные образования, обладающие определенными генетическими признаками и рассматриваемые как многокомпонентные динамичные системы, находящиеся под воздействием инженерной деятельности человека». Последняя часть определения («...под воздействием...») возвращает нас по существу к содержанию рассматриваемого понятия, данного М.М.Филатовым. Следовало бы подчеркнуть, что грунты изучаются как объект инженерной деятельности человека (реальной и потенциальной).

Более четко вышеназванная идея была сформулирована в «Теоретических основах инженерной геологии» (1985). В ней «под грунтами понимают любые горные породы, почвы и антропогенные геологические образования, рассматриваемые как многокомпонентные динамичные системы, изучаемые в связи с инженерной деятельностью человека». Под антропогенными геологическими образованиями в данном случае подразумевают все многообразие искусственных грунтов.

Однако и такого расширения содержания рассматриваемого понятия оказалось недостаточно. При пересмотре ГОСТа 25100-82 (Грунты. Классификация) было обращено внимание на то, что перечень геологических объектов, которые могут быть использованы в качестве грунтов, не включает геологические осадки. Р.С.Зиангиров и В.Т.Трофимов в 1995 г. ввели их в такое перечисление. В результате этого начало рассматриваемого определения изменили так: «Грунт — любая горная порода, осадок, почва и техногенные геологические образования, представляющие собой многокомпонентные системы, используемые...»

К сожалению, в новом ГОСТе 25100-95 это предложение не было включено. В нем содержание термина «грунт» определялось в старом объеме: грунт — горные породы, почвы, техногенные образования, представляющие собой многокомпонентную, многообразную геологическую систему, являющуюся объектом инженерно-хозяйственной деятельности. В дополнение к этому подчеркивается, что грунты могут служить основаниями зданий и сооружений, средой для их размещения, материалом для их возведения.

Таким образом, даже на современном этапе грунтоведения объем термина «грунт» понимается исследователями по-разному. Анализ различных подходов, их неполнота и положительные качества привели В.Т.Трофимова (2000) к необходимости введения такого содержания рассматриваемого понятия: *под грунтами следует понимать любые горные породы, почвы, осадки и антропогенные геологические образования, рассматриваемые как многокомпонентные динамичные системы, исследуемые в связи с планируемой, осуществляемой или осуществленной инженерной деятельностью человека.* В общем случае грунт — это минеральная, органоминеральная или минерально-органическая природная или искусственно созданная многокомпонентная, многофазовая система, включающая твердую, жидкую и газовую компоненты (как костную, так и живую), изучаемая в инженерно-геологическом отношении.

В этом определении названы все типы природных и искусственных образований, которые могут использоваться как грунты, и четко определена цель исследования. Слова «в связи с планируемой, осуществляемой или осуществленной инженерной деятельностью человека» в явном виде реализуют идею А.П.Павлова о грунтах как объекте, интересующем исследователя и практика независимо от его «использования в настоящем и будущем», и не исключает какой-либо тип систем, изучаемых в инженерной геологии и грунтоведении.

1.3. Этапы развития грунтоведения

В истории развития грунтоведения, как и инженерной геологии, обычно выделяют предысторию и три этапа, первый из которых охватывает 1920—1945 гг., второй — 1946—1986 гг., третий — 1987 г.—настоящее время.

Предыстория грунтоведения — длительный этап развития терминологии, поиска методов и методик изучения грунтов. Термин «грунт» использовался у русских и немецких строителей уже во времена Петра I. Построенный по его указанию иностранными мастерами канал в Вышнем Волочке для соединения Волги с Балтийским морем оказался мелководным и труднопроходимым для судов. По этому поводу в 1711 г. Петру I докладывали: «Трудность сего хода несказанная. Вода во многих местах была не выше как на один и на полтора фута; *грунт* (курсив Е.М.Сергеева) наполнен был во многих местах каменьями, торчащими из-под воды; во многих местах надлежало прорывать песок, вынимать каменья, для поднятия воды делать плотину...» (Данилевский, 1948).

В XIX в. среди русских строителей установилось определенное понятие термина «грунт». Под грунтом понимались те горные породы, которые служили в качестве основания для какого-либо сооружения. В работе В.Карловича (1869) дается такое определение: «В строительном искусстве под грунтом понимают обыкновенно ту частичку земной коры, на которой приходится основывать строения и которая имеет влияние на способ устройства основания». Такое представление о грунте как о породе, служащей основанием для сооружения, существовало в России длительное время: с середины XIX до начала XX в.

Более широкое определение термина «грунт» дано в работе А.П.Павлова «Оползни Симбирского и Саратовского Поволжья» (1903). Только в том случае, когда горные породы изучались для строительства, он употреблял термин «грунт», понимая под ним верхнюю часть земной коры как объект, интересующий строителей. Такое же широкое определение этого термина было принято при формировании грунтоведения.

В середине XIX в. в России было опубликовано много монографий и статей, в которых авторы, будучи инженерами, рассматривали горные породы как основания, вместилища и материалы при постройке заводских зданий, плотин и других сооружений и назвали их грунтами.

Знаний инженеров-строителей оказалось недостаточно, когда началось строительство железных дорог. В связи с этим к геологическому обоснованию проектов были привлечены крупнейшие русские геологи — И.В.Мушкетов[3], А.П.Павлов, В.А.Обручев[4], А.П.Карпинский, Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, С.А.Яковлев и др. В процессе этих и других работ в геологии наметилось новое «инженерное» направление. В конце XIX—начале XX в. в России широкое рас-

---

[3] **Мушкетов Иван Васильевич** (*1850—1902*) — выдающийся геолог, основатель физической геологии, составляющей базу современной инженерной геодинамики, выпускник Петербургского горного института (1872), адъюнкт-профессор (1877) и ординарный профессор кафедры геологии Петербургского горного института (1896).

[4] **Обручев Владимир Афанасьевич** (*1863—1956*) — выдающийся геолог и путешественник, работы которого по полевой геологии, строительству Транссиба и лёссам оказали большое влияние на становление инженерной геологии, выпускник Петербургского горного института (1886), академик АН СССР (1929, чл.-корр. с 1921), профессор Томского технологического института (1919—1921), Таврического ун-та (1918—1919), Московской горной академии (1921—1929), директор Института мерзлотоведения АН СССР (1939).

пространение получили термины «геолого-технические» и «технико-геологические» изыскания. Сформировались предпосылки для развития геологической науки, связанной со строительством. Она должна была возникнуть на стыке геологии с техникой, механикой и физикохимией.

Главный итог этого периода развития грунтоведения можно оценить тремя позициями: 1) разработка понимания термина «грунт» как специального, используемого как строителями, так и геологами; 2) существенное продвижение в понимании роли грунтов в обеспечении функционирования строительных объектов; 3) накопление практического опыта изучения грунтов разных типов для проектирования инженерных сооружений.

Первый этап охватывает конец первой и почти всю вторую четверть XX в. В СССР грунтоведение возникло и оформилось как новое научное направление в изучении почв и горных пород в связи с остро возникшей необходимостью геологического обоснования инженерно-строительной деятельности, в первую очередь дорожного, гидротехнического и промышленного строительства. Считается, по Е.М.Сергееву, что научными предпосылками для его оформления явился генетический подход к изучению почв, созданный русскими почвоведами (В.В.Докучаев, П.А.Костычев, Н.М.Симбирцев и др.), и работы П.А.Замятченского[5], сформулировавшего в 1923 г. положение о том, что глинистый грунт следует изучать как физическое тело, сформировавшееся в определенных естественно-исторических условиях.

В 1923 г. в Ленинграде было создано Дорожно-исследовательское бюро, в котором под руководством Н.И.Прохорова, П.А.Замятченского и Н.Н.Иванова исследовали почвы и осадочные (преимущественно молодые) породы для дорожного строительства. Так возникло дорожное грунтоведение, которое позднее, когда генетический подход нашел место при изучении горных пород для других видов инженерных сооружений, утратило слово «дорожное» и стало называться более широко — «грунтоведение».

Грунтоведение с самого начала развивалось как естественно-историческая наука. Большое значение для его развития имели работы П.А.Замятченского, М.М.Филатова, В.В.Охотина, В.А.Приклонского, Б.М.Гуменского, И.В.Попова, С.С.Морозова[6] и др. Благодаря им, и в первую очередь М.М.Филатову, методологической основой грунтоведения стал генетический подход при изучении горных пород и почв как грунтов. Сущность такого подхода заключается в том, что состав, строение и свойства грунтов рассматриваются как результат их генезиса и последующих постгенетических преобразований на этапе диагенеза, катагенеза, метаморфизма и гипергенеза. Было доказано, что при исследовании грунтов необходимо изучать не только минеральную часть (твердая компонента), но и содержание в них воды (жидкая компонента) и воздуха (газообразная компонента), которые всегда содержатся в лю-

---

[5] **Земятченский Петр Андреевич** (*1856–1942*) — крупнейший грунтовед и почвовед, один из основоположников грунтоведения и учения о глинах, выпускник С.-Петербургского университета (1882), чл.-корр. АН СССР (1928), профессор (1898), организатор и директор (1919–1927) Государственного исследовательского керамического института АН СССР, основатель (1930) и заведующий кафедрой грунтоведения (1930–1942) Ленинградского университета.

[6] **Морозов Сергей Сергеевич** (*1898–1971*) – видный инженер-геолог, почвовед и грунтовед, один из основоположников технической мелиорации грунтов, выпускник МГУ (1929), профессор (1947) и заведующий кафедрой грунтоведения и инженерной геологии МГУ (1942–1954).

бом грунте. В грунтоведении и горные породы, и почвы, и осадки изучаются как многокомпонентные системы. Соотношение перечисленных компонент определяет свойства грунтов. Достаточно вспомнить, что глина в твердом состоянии обладает большой прочностью, а в водонасыщенном — может течь, как вязкая жидкость.

Одновременно с грунтоведением возникла близкая к нему наука — механика грунтов, возникшая на стыке физико-математических, строительных и геологических наук. Ее исходные положения были освещены в вышедшей в 1925 г. монографии К.Терцаги «Строительная механика грунтов». В ее рамках рассматривают те общие закономерности, которые вытекают из применения к грунтам законов теоретической и строительной механики. При этом механические свойства грунтов, подчиняющиеся законам механики и укладывающиеся в определенные расчетные схемы, становятся на первое место, а геологические особенности грунтов, сформировавшихся в результате их геологического развития, учитываются меньше. В грунтоведении же грунты рассматриваются с этой точки зрения более детально, на базе фундаментальных геологических наук. Поэтому механика грунтов и грунтоведение в значительной степени дополняют друг друга.

Следует подчеркнуть, что в рамках грунтоведения уже в то время изучались не только природные грунты, но и был поставлен и в некоторой степени решен вопрос об улучшении этих (природных) грунтов и создании новых, искусственных грунтов с заданными свойствами. Эти разработки использовались при дорожном и промышленном строительстве.

В первой половине рассматриваемого этапа началась систематическая подготовка кадров в области грунтоведения. В 1930 г. была открыта кафедра грунтоведения в Ленинградском университете, а в 1938 г. — в Московском.

В это же время были опубликованы учебные пособия и монографии, которые, по существу, заложили и очертили теоретический базис грунтоведения. К их числу относятся учебные пособия М.М.Филатова «Основы дорожного грунтоведения» (1936) и В.А.Приклонского «Общее грунтоведение» (1943), монографии В.В.Охотина[7] «Физические и механические свойства грунтов в зависимости от их минералогического состава и степени дисперсности» (1937) и И.В.Попова «Основы инженерно-геологического грунтоведения» (1941).

Почти одновременно с грунтоведением в геологии сформировалось еще одно научное направление, связанное с гидротехническим строительством и получившее в те годы название инженерной геологии. Сущность его заключалась в том, что наряду с изучением пород большое внимание уделялось геологическому строению территории, гидрогеологическим условиям и геологическим процессам, как природным, так и антропогенным (инженерно-геологическим, техногенным). Различные геологические процессы были главным объектом изучения инженерной геологии того времени, которая возникла в нашей стране благодаря работам Ф.П.Саваренского, Г.Н.Каменского[8],

---

[7] **Охотин Вениамин Васильевич** (*1888—1954*) — видный грунтовед и почвовед, автор классификации гранулометрических элементов, выпускник Варшавского университета (1914), сотрудник (с 1924) и заведующих лабораторией в ДорНИИ, профессор (1933) и заведующий кафедрой грунтоведения Ленинградского университета (1934—1954).

[8] **Каменский Григорий Николаевич** (*1892—1956*) — видный гидрогеолог и инженер-геолог, внес большой вклад в исследование фильтрационных свойств грунтов, выпускник Московского сельскохозяйственного института (1916), профессор МГРИ (1933), член-корр. АН СССР (1953).

Н.Ф.Погребова[9] и др. Для подготовки специалистов в этой области в 1929 г. была организована первая кафедра инженерной геологии в Ленинградском горном институте, а в 1932 г. — в Московском геологоразведочном институте.

По мере развития грунтоведения и инженерной геологии (по существу, инженерной геодинамики) связи между ними расширялись, поскольку нельзя изучать процессы вне пород, в которых они развиваются, и породы без учета процессов, под влиянием которых они изменяются. Поэтому в конце второго этапа эти две науки составили научные направления «грунтоведение» и «инженерную геодинамику» более широкой науки «инженерной геологии».

Главные итоги первого этапа развития грунтоведения сформулируем так: 1) грунтоведение оформилось как самостоятельная наука, исследующая свой объект как геологический, исторический, на основе использования собственных теоретических разработок и положений физики, физической и коллоидной химии и механики грунтов; 2) в грунтоведении было разработано множество методов и методик изучения состава, строения, состояния и свойств грунтов как на основе адаптации методов других наук (физики, физической химии, почвоведения и др.), так и разработки новых собственных методов, что позволило успешно решать научные и, главное, практические задачи; 3) в грунтоведении была поставлена и в ряде направлений успешно решена задача улучшения особенностей природных грунтов и создания искусственных антропогенных грунтов с заданными свойствами; 4) произошли интеграция грунтоведения с другими инженерно-геологическими по содержанию и назначению разделами и формирование инженерной геологии, объединившей, по современной терминологии, грунтоведение, инженерную геодинамику и методику инженерно-геологических исследований.

Второй этап — этап бурного и многопланового развития грунтоведения. Он был обусловлен не только совершенствованием старых, ранее предложенных и разработкой принципиально новых методов исследований (электронная микроскопия, рентгеновские, термические и др.), исследований в массиве грунтов, но и территориальным расширением фронта исследований, охватившего многие ранее не изучавшиеся геологические регионы страны и некоторые объекты зарубежья, а также принципиально новыми задачами геологического обоснования проектов создания ранее не возводившихся инженерных сооружений (крупнейшие ГЭС, в том числе высоконапорные; огромные по объему и площади водохранилища; атомные станции; протяженные трубопроводы большого диаметра и давления; создание платформ на шельфе и др.) Эти исследования охватили, по Е.М.Сергееву, «изучение грунтов от микроуровня до массива с целью рационального использования геологической среды». Все это, а также плановое, устойчивое финансирование исследований выразилось в развитии теоретических и методических положений грунтоведения, «выходе» его на современные позиции. На втором этапе развития грунтоведение оформилось как научное направление инженерной геологии, включающее общее грунтоведение, геодинамическое грунтоведение и региональное грунтоведение (см. рис. 2 и разд. 1.10).

[9] **Погребов Николай Федорович** (*1860—1942*) — крупнейший геолог, внес большой вклад в становление и развитие инженерной геологии, выпускник Петербургского горного института, сотрудник ВСЕГЕИ (1892—1942), заслуженный деятель науки РСФСР.

В этот период огромный вклад в развитие методологических положений грунтоведения внесли Е.М.Сергеев, В.А.Приклонский, И.М.Горькова, Г.К.Бондарик, В.Д.Ломтадзе, В.Т.Трофимов. В изучении глинистых грунтов важнейшие результаты получены И.М.Горьковой[10], Н.Я.Денисовым[11], Р.С.Зиангировым, В.Д.Ломтадзе, И.Г.Коробановой, Л.И.Кульчицким, М.П.Лысенко, А.М.Монюшко, В.И.Осиповым, В.Н.Соколовым, лёссовых грунтов — Ю.М.Абелевым, В.П.Ананьевым, Л.Г.Балаевым[12], В.С.Быковой, Н.В.Воляником, Б.Ф.Галаем, Н.Я.Денисовым, В.И.Коробкиным, В.И.Крутовым, Н.Н.Комиссаровой, А.К.Ларионовым[13], М.П.Лысенко, Г.А.Мавляновым[14], А.В.Минервиным, Ф.А.Никитенко, Е.М.Сергеевым, В.Т.Трофимовым, П.В.Царевым, Я.Е.Шаевичем, песчаных грунтов — И.В.Дуллером, В.А.Дуранте, А.Д.Потаповым, П.И.Фадеевым, скальных грунтов — Г.В.Алексеевым, Г.А.Голодковской, А.А.Варгой, С.Г.Дубейковским, Н.С.Красиловой, В.М.Ладыгиным, Л.В.Шаумян, мерзлых грунтов — С.С.Вяловым, С.Е.Гречищевым, Г.И.Дубиковым, Э.Д.Ершовым, Л.Т.Роман, Б.А.Савельевым, А.Д.Фроловым, П.А.Шумским, Л.П.Шушериной. Искусственные грунты и методы их создания в наиболее полном объеме охарактеризованы В.В.Аскалоновым, А.П.Афониным, В.М.Безруком[15], С.Д.Воронкевичем, Л.В.Гончаровой, В.М.Кнатько, Ф.В.Котловым, С.С.Морозовым, Б.А.Ржаницыным, В.А.Соколовичем.

Современные представления о структурных связях в грунтах разработали И.В.Попов, И.М.Горькова, В.И.Осипов, В.Н.Соколов, Л.К.Танкаева, о видах воды в грунтах и процессах на границе твердой и жидкой компонент — Е.М.Сергеев, Р.И.Злочевская, В.А.Королев, Л.И.Кульчицкий, Ф.Д.Овчаренко. Принципиально новые данные о морфологических особенностях микростроения грунтов всех типов грунтов электронномикроскопическим методом получены Р.А.Дацко, Г.Г.Ильинской, Л.Г.Рекшинской, В.Н.Сокодовым, о минеральном составе грунтов и их глинистой фракции — В.Г.Шлыковым.

---

[10]**Горькова Ирина Михайловна** (*1912—1998*) — выдающийся грунтовед, разработчица физико-химического направления механики грунтов, выпускница Московского и Колумбийского (США) университетов, доктор геолого-минералогических наук, работала в Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР и ПНИИИСс Госстроя СССР.

[11]**Денисов Николай Яковлевич** (*1908—1966*) — выдающийся теоретик инженерной геологии и грунтоведения, выпускник Новочеркасского геологоразведочного института (1932), профессор (1944) и заведующий кафедрой инженерной геологии МИСИ (с 1946).

[12]**Балаев Лев Григорьевич** (*1925—1997*) — крупный инженер-геолог, разработчик мелиоративной инженерной геологии, выпускник МИИВХ (1953), доктор геолого-минералогических наук, академик РАСХН (ВАСХНИЛ), директор ВНИИГиМ (1974—1985).

[13]**Ларионов Анатолий Константинович** (*1916—1989*) — выдающийся грунтовед, исследователь лёссовых грунтов, выпускник Ростовского университета (1938), профессор, заведующий кафедрой инженерной геологии Ростовского инженерно-строительного института, ректор (с 1957) и заведующий кафедрой инженерной геологии Воронежского инженерно-строительного института (до 1965), заведующий кафедрой инженерной геологии Ленинградского университета (1965—1989).

[14]**Мавлянов Гани Арифханович** (*1910—1990*) — выдающийся узбекский инженер-геолог, основоположник инженерной геологии в Средней Азии, выпускник Среднеазиатского индустриального института (1935), академик АН УзССР (1960), профессор (1956) и заведующий кафедрой гидрогеологии и инженерной геологии в Ташкентском политехническом институте (1964—1977), основатель и директор Института гидрогеологии и инженерной геологии (1960) и Института сейсмологии (1966).

[15]**Безрук Василий Макарович** (*1905—1996*) — крупный инженер-геолог, почвовед и грунтовед, внес большой вклад в становление технической мелиорации грунтов, выпускник МГУ (1930), доктор геолого-минералогических наук (1957), лауреат Государственной премии СССР (1951).

Принципиально новые приборы для лабораторного изучения состава, строения и свойств грунтов были разработаны А.М.Васильевым, В.Я.Калачевым, И.М.Литвиновым, сотрудниками институтов Гидропроект, ВСЕГИНГЕО, ЦНИИ МПС, для исследования свойств грунтов непосредственно в массиве — Л.С.Амаряном, Т.А.Грязновым, В.Я.Калачевым, И.М.Литвиновым, Ю.Г.Трофименковым, К.И.Тыльчевским, В.И.Феронским, коллективами сотрудников региональных трестов инженерных изысканий (Московский, Уральский и др.).

В течение второго этапа развития грунтоведения была опубликована огромная по объему научная, методическая, нормативная и учебная литература. Среди последней необходимо отметить «Общее грунтоведение» (1952) и «Грунтоведение (1939), опубликованных Е.М.Сергеевым, три издания (1949, 1952 и 1955) «Грунтоведения», написанные В.А.Приклонским, два издания (1970 и 1984) учебника «Инженерная геология. Инженерная петрология» В.Д.Ломтадзе, три издания (1971, 1974 и 1983) учебника «Грунтоведение», созданного Е.М.Сергеевым, Г.А.Голодковской, Р.С.Зиангировым, В.И.Осиповым и В.Т.Трофимовым.

Для совершенствования методики проведения студенческих практикумов по грунтоведению, а также работы производственных лабораторий большую роль сыграли учебное пособие «Методы лабораторных исследований физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтов» (1952) В.Д.Ломтадзе (позже пособие выходило в свет в 1970, 1972 и 1990 гг. под несколько иными названиями) и «Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов» (1958, 1962, 1964 и 1975) Е.Г.Чаповского. Эта же роль была выполнена «Методическим пособием по инженерно-геологическому изучению горных пород» под редакцией Е.М.Сергеева (1968 и 1984).

Огромный успех был достигнут в области улучшения особенностей природных и создании новых искусственных грунтов с заданными свойствами, что было обобщено Л.В.Гончаровой в «Основах искусственного улучшения грунтов» (1973) и в «Технической мелиорации пород» под редакцией С.Д.Воронкевича (1984).

Итоги теоретических разработок всех научных направлений инженерной геологии, включая грунтоведение, были суммированы Г.К.Бондариком в «Общей теории инженерной (физической) геологии» (1981) и в коллективной монографии «Теоретические основы инженерной геологии» (в 4 томах) (1985—1986) под редакцией Е.М.Сергеева. Тома назывались соответственно «Геологические основы» (ответственный редактор Е.М.Сергеев), «Физико-химические основы» (В.И.Осипов), «Физико-математические основы» (Р.С.Зиангиров) и «Социально-экономические аспекты» (В.Т.Трофимов).

Главный итог второго этапа развития грунтоведения — превращение этого важнейшего научного направления инженерной геологии в зрелую науку с достаточно совершенным теоретическим базисом и разработанным аппаратурно-методическим комплексом, которые позволили решить разные сложные задачи исследования грунтов.

Третий, современный, этап развития грунтоведения в отличие от второго совпал с этапом перестройки и изменения экономических основ государства. Все это отрицательно отразилось на финансировании инженерно-геологических работ, особенно научных, и замедлило темпы развития грунтоведения. Уменьшились публикации, число работающих, особенно молодежи, в системе инженерно-геологических исследований и изысканий.

В этих условиях существенно продвинулись теоретические разработки, основанные на обобщении накопленного огромного экспериментального материала, малозатратные лабораторные исследования различных типов грунтов и внедрение компьютерных технологий, в том числе ГИС-технологий. Результаты этих разработок изложены в материалах конференций, прошедших в Московском государственном университете им. М.В.Ломоносова: «Новые идеи в инженерной геологии» (1996), «Генезис и модели формирования свойств грунтов» (1998), «Теоретические проблемы инженерной геологии» (1999), «Петрогенетические, историко-геологические и пространственные вопросы в инженерной геологии» (2002), «Многообразие грунтов: морфология, причины, следствия» (2003), в трудах Сергеевских чтений, проводимых ежегодно с 1999 г., а также периодических журнальных изданиях (Геоэкология, Вестник Московского университета, Геология и разведка и др.).

Опубликованы и монографии, в которых по-новому рассмотрены традиционные вопросы грунтоведения: Трофимов В.Т. «Генезис просадочности лёссовых пород» (1997), Королев В.А. «Очистка грунтов от загрязнения (2002), Григорьева И.Ю. «Микростроение лёссовых пород» (2002). В 1993 г. опубликован «Практикум по грунтоведению», обобщивший опыт проведения лабораторных работ по этой дисциплине в МГУ.

Все это свидетельствует, что теоретические и методические положения грунтоведения развиваются и в настоящее время. Перечень задач, подлежащих решению в ближайшей перспективе, рассмотрен в разд. 1.6. Выполнение многих из них требует исследования всего многообразия грунтов планеты Земля.

1.4. Типы задач и систем, исследуемых в грунтоведении

Весь комплекс задач, рассматриваемых в процессе инженерно-геологических исследований, четко разделяется на *три **типа** задач*: 1) морфологические, 2) ретроспективные и 3) прогнозные.

Морфологические задачи — это задачи, связанные с изучением состава, состояния, строения и свойств анализируемых грунтов, их инженерно-геологических условий в целом. Решение задач этого типа позволяет ответить на вопрос: что это такое и какие качества присущи грунтам? Именно их решает инженер-геолог в процессе подавляющей части научных экспериментов (как лабораторных, так и натурных) и производственных изысканий, что позволяет получить качественные и количественные показатели, характеризующие современные инженерно-геологические особенности изучаемого объекта. Методика решения этих задач наиболее полно разработана в инженерной геологии.

Следует подчеркнуть, что решение морфологических задач, по существу — «проблема диагноза»; время диагноза фиксированное, а сами задачи рассматриваются как статические, при решении которых не фиксируются изменения свойств элементов исследуемой инженер-геологом системы и отношений между ними.

Ретроспективные задачи, т.е. обращенные в прошлое, связаны с изучением (точнее, восстановлением) истории формирования объекта исследования и его качеств. Их решение позволяет ответить на вопрос: почему объект именно такой? Каким путем он сформировался? В грунтоведении классический пример такой задачи — исследование истории формирования грунтов какой-

либо инженерно-геологической структуры (массива), решение которой основано на общегеологических методах.

Решение ретроспективных задач опирается на данные, полученные при исследовании морфологических задач. Эти материалы используются и при восстановлении последовательности событий во времени (исторические аспекты), и вскрытии причинно-следственных связей (генетические аспекты). Эти задачи решаются, как правило, в логической временной системе (геологическое время). Однако в некоторых случаях приходится оперировать физическим временем. Например, при анализе данных режимных наблюдений — задаче, обращенной в прошлое, — история развития оползневого массива (или селевого бассейна и др.) восстанавливается в физическом времени.

Прогнозные задачи, т.е. связанные с изучением поведения (динамики) исследуемой системы под воздействием различных причин в будущем. Решение задач этого типа позволяет ответить на вопрос: как будет вести себя объект в будущем при тех или иных воздействиях? В инженерной геологии приходится решать задачи пространственного и временного и пространственно-временного прогноза изменения природных или, чаще, природно-технических литосистем под влиянием причин естественных (природных), техногенных или естественных и техногенных, действующих совместно. Методика решения этих задач в инженерной геологии разработана слабее, чем методика анализа задач первых двух типов.

Прогнозные задачи — это задачи динамические, которые решают в физическом времени. Их решение опирается на данные, полученные при исследовании морфологических и ретроспективных задач (см. рис. 1.1). Обязательный учет последних данных иллюстрирует рис. 1.2.

Поясним изображение на рис. 1.2.: t_1 — время проведения изысканий, а t_2 — время, на которое прогнозируется поведение создаваемой природно-технической литосистемы. При разработке прогноза ее поведения учитываются, с одной стороны, типы и интенсивность воздействия технической подсистемы на верхние горизонты земной коры, а с другой — особенности современного геологического развития данного массива. На рис. 1.2 показано, что на момент изысканий интенсивность двух геологических процессов (*1* и *2*) в этом массиве одинакова (точка А). Однако анализ истории развития этих процессов (ретроспективная задача) свидетельствует, что первый из них развивался к моменту изысканий прогрессивно, а второй — уже снижал свою активность. Именно это позволяет прогнозировать ход их развития в промежутке времени $t_1 - t_2$ и по-

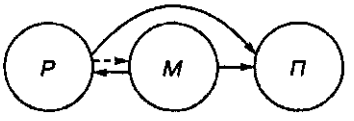


Рис. 1.1. Типы задач (М — морфологические, Р — ретроспективные, П — прогнозные), решаемых в грунтоведении, и связь между ними (*по В.Т. Трофимову*)

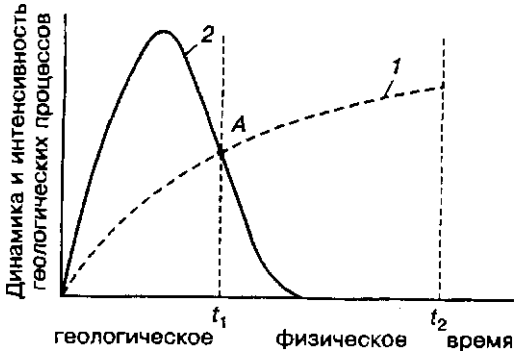


Рис. 1.2. Роль морфологических и ретроспективных данных при решении прогнозной задачи (пояснения см. в тексте). Составил *В.Т. Трофимов*

разному оценивать роль в прогнозировании поведения создаваемой природно-технической литосистемы.

При проведении тематических работ исследователь может решать лишь один тип задач, например морфологический. При проведении же региональных исследований и практических изыскательских работ инженер-геологу приходится решать задачи всех трех типов.

Типы систем, исследуемых в грунтоведении и инженерной геологии. Конечная цель практических инженерно-геологических работ — создание совместно с проектировщиками, строителями и эксплуатационниками природно-технической литосистемы (как части природно-технической системы), которая, с одной стороны, должна функционировать устойчиво, в оптимальном проектном режиме в данных инженерно-геологических условиях, а с другой — не допустить, или обычно ограничить, изменение последних под воздействием инженерного сооружения (как элемента системы) в некотором оптимальном диапазоне. В этих условиях функционирующая природно-техническая система сохраняет устойчивость, т.е. не переходит в другую систему.

Решение этой задачи проходит ряд стадий, в ходе которых осуществляется переход от потенциального воздействия человека к реальному (точнее, к действию результатов его инженерно-хозяйственной деятельности) на массив горных пород. В соответствии с этим инженер-геологу в процессе своей деятельности приходится исследовать, как правило, *три типа систем*: 1) природную геологическую реальную (природную литосистему реальную); 2) природно-техническую литосистему идеальную и 3) природно-техническую литосистему реальную (рис. 1.3).

Первую из этих систем — *природную литосистему реальную* — инженер-геолог изучает на первом этапе практических работ — на этапе проведения инженерно-геологических изысканий для обоснования внестадийных или раннестадийных проектных решений. Все работы направлены на изучение состава, состояния, строения и свойств (инженерно-геологических условий) этой системы и закономерностей их формирования (морфологическая и ретроспективная задачи). Решать прогнозные задачи на этапе практических работ нецелесообразно, так как, с одной стороны, многие параметры антропогенного воздействия на массив просто неизвестны, а с другой — мы «переместимся» к анализу литосистем иного типа.

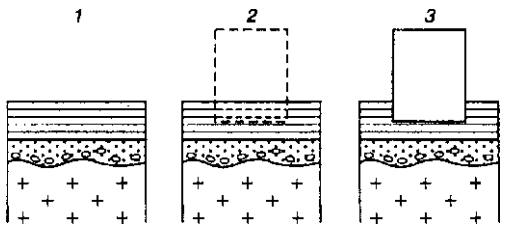


Рис. 1.3. Типы систем, исследуемых в грунтоведении (составил *В.Т.Трофимов*):

1 — природная геологическая реальная; *2* — природно-техническая литосистема идеальная; *3* — природно-техническая литосистема реальная

Исследование таких систем проводится в четком виде в ходе научных инженерно-геологических работ. Наиболее явно оно осуществляется при региональных инженерно-геологических исследованиях, особенно в неосвоенных регионах[16].

[16] При региональных инженерно-геологических исследованиях природных реальных литосистем обычно решают прогнозные задачи. Если в ходе их выполнения просчитываются различные варианты изменения состояния и свойств грунтов или инженерно-геологических условий под влиянием потенциальных антропогенных воздействий, то исследуется природно-техническая литосистема идеальная (см. далее); если же под влиянием изменяющихся природных воздействий, то исследуется еще один, четвертый, тип систем — природная литосистема идеальная.

Природно-техническая литосистема идеальная исследуется инженер-геологом на стадии проектирования инженерного сооружения. Эта система создается совместным трудом проектировщика и инженер-геолога в виде моделей разного типа, идеальных по сути.

На этом этапе реально существует только массив горных пород, изученный в инженерно-геологическом отношении с определенной достоверностью; инженерного сооружения и воздействий от него еще нет. Поэтому приходится мысленно создавать, конструировать, моделировать идеальную природно-техническую литосистему. Именно на этом этапе определяются ее важнейшие морфологические особенности и режим функционирования: выбор типа и размера сооружения, типа фундамента в данной инженерно-геологической обстановке; выбор режима эксплуатации; прогноз поведения массива под влиянием потенциальных воздействий, работающего как элемент природно-технической литосистемы; обоснование и создание проекта схемы защиты инженерного сооружения и массива горных пород от вероятных геологических процессов и т.д.

Литосистемы этого типа изучаются и при научных исследованиях. Именно они выступают объектом исследования при разработке многовариантных прогнозов поведения природно-технической системы, в ходе которых задаются различные варианты потенциальных антропогенных воздействий.

Природно-техническая литосистема реальная создается в процессе строительства технической подсистемы и ее взаимодействия с массивом горных пород. В дальнейшем она функционирует при эксплуатации сооружения. На этом этапе инженер-геолог определяет качественные и количественные характеристики физического взаимодействия с массивом горных пород путем проведения режимных наблюдений. По результатам этих работ при необходимости разрабатывается и осуществляется управление природно-технической литосистемой на базе «вторичных механизмов» управления.

Таким образом, и инженерная геология, и грунтоведение исследуют разные типы систем. Поэтому определить инженерную геологию (и ее составную часть — грунтоведение) как науку, изучающую динамику земной коры под влиянием деятельности человека, не совсем правомерно, поскольку такое определение учитывает лишь один тип систем (природно-техническую литосистему реальную), исследуемых инженер-геологом (и грунтоведом), и существенно сужает содержание инженерной геологии. Удивительна прозорливость И.В.Попова, в определении которого словосочетание «в связи с инженерной деятельностью человека» снято эти вопросы.

1.5. Типы показателей и классификаций в грунтоведении и вопросы классифицирования свойств грунтов

В грунтоведении используется обширный круг показателей, которые описывают особенности *формирования, состава, строения, состояния* и *свойств* грунтов. Некоторые являются *генетическими* (или генетико-возрастными) и *историко-геологическими*, а другие — *морфологическими* показателями. Первые позволяют описать происхождение (генезис) грунта и последующую историю его формирования. Это по своему содержанию геологические показатели. Вторая группа показателей — морфологическая — является по содержанию в

основном инженерно-геологическими. С их помощью описываются *современные* особенности грунтов.

Значительная часть морфологических показателей относится к категории *качественных* (например, цвет грунта, характер структурных связей в грунтах и др.), но большая их часть характеризуется *количественными* величинами. Обе категории используются при решении и морфологических, и ретроспективных, и прогнозных задач при исследовании всех типов систем.

По назначению все показатели можно подразделить на два типа: *классификационные* и *расчетные*. В качестве первых могут выступать любые показатели, описывающие особенности состава, строения, состояния и свойств грунтов, на основе которых в исследуемой их выборке выделяются различные их категории (классы, типы, виды и др.). Именно классификационные показатели используются при создании классификаций грунтов по различным их особенностям (минеральному и гранулометрическому составу, величине набухания и др.).

Расчетными называются показатели, которые используются при проектировании в инженерных расчетах, а также при инженерно-геологических работах, в частности, при расчетах величин показателей одних свойств грунта по характеристиками его состава или других свойств. В качестве расчетных может использоваться широкий круг показателей состава (гранулометрический состав, влажность и др.) и свойств (в первую очередь прочностных, деформационных, водопроницаемости) грунтов.

По представительности показатели, используемые для характеристики грунтов, подразделяются на *частные* (индивидуальные), *обобщенные* (нормативные или средние) и *расчетные*. Первые характеризуют любую особенность состава, строения, состояния или свойства грунта в конкретной точке. Обобщенные показатели описывают те же особенности грунта, но применительно к определенной выборке, полученной при исследовании одного образца грунта в разных его точках или разных образцов одного грунта, отобранных по той или иной системе опробования в толще. К этой категории относятся так называемые нормативные и расчетные показатели. Способы их получения описаны в гл. 15.

Показатели состава, строения, состояния и свойств грунтов используются для составления классификаций разного содержания, объема и назначения. В них глобальное или исследованное множество грунтов на основе выбранных признаков подразделяется на классы, типы, виды и др. Среди них обособляются классификации частные, отраслевые, региональные и общие. Все они строятся как классификации в «признаковом пространстве».

Частные классификации представляют собой логические построения, подразделяющие множество грунтов по одному или нескольким конкретным, как правило, количественным, морфологическим, для состава и свойств грунтов признакам. Их примерами являются классификация грунтов по гранулометрическому составу, классификация глинистых грунтов по показателю консистенции, классификация грунтов по величине деформации набухания или давления набухания.

Отраслевые классификации обычно представляют собой частные классификации грунтов, разработанные применительно к задачам и требованиям определенного, конкретного вида инженерно-хозяйственной, прежде всего строительной, деятельности человека. Такие классификации разрабатывались

применительно к требованиям дорожного, гидротехнического и других видов строительства.

В *региональных классификациях* систематизируются знания о грунтах, развитых на той или иной, но определенной территории (например, Московского административного региона, Западно-Сибирской плиты и т.д.). При их построении учитываются не только количественные и качественные, но и генетико-возрастные показатели. В виде региональных могут рассматриваться и частные классификации, «привязанные» к химико-минеральным особенностям грунтов определенной территории.

Общая классификация призвана рассматривать полное, глобальное многообразие (полное множество) грунтов и систематизировать их в определенную, логически непротиворечивую иерархическую систему. При ее составлении осуществляется логическая операция деления понятия «грунт» по выбранным исследователями классификационным критериям, в качестве которых могут быть использованы и генетико-возрастные, и морфологические показатели (см. гл. 16). Каждая из этих групп показателей должна использоваться на определенных этапах классифицирования, но смешивать их на одном этапе нельзя.

С вопросами о типах показателей и классификаций грунтов тесно связана и проблема классифицирования свойств грунтов. До недавнего времени она была слабо разработанной. Даже в пятом издании учебника «Грунтоведение» (1983) систематизация свойств грунтов сведена к выделению физических (плотности, проницаемости, теплофизических, электрических и магнитных свойств), физико-химических (растворимости, адсорбционных, электрокинетических и осмотических свойств, коррозионных, липкости, пластичности, набухаемости, усадочности, капиллярных свойств и водопрочности) и физико-механических (деформационных, прочностных, реологических и динамических) свойств. В такой систематизации есть противоречия, отсутствуют большие группы важнейших свойств (например, радиационные, биохимические и др.), а также класс химических свойств. В этой связи В.А.Королевым (1996) был предложен новый, более обоснованный подход к систематизации свойств грунтов для инженерно-геологических целей. При этом под свойством грунта понимаются различные его особенности, проявляющиеся при его взаимодействии с внешними силовыми и энергетическими полями разной природы или веществами (вещественными полями) и приводящие к изменению каких-либо качеств грунта.

В основу новой систематизации свойств грунтов положены два принципиально новых положения: 1) наиболее крупные таксономические единицы свойств — классы — должны выделяться по природе этих свойств: химические, физико-химические, физические, биотические; 2) в таксономическом ряду свойств выделяются классы, подклассы, типы и группы свойств, причем в пределах последних обособляется ряд свойств, характеризуемых конкретными показателями (параметрами), используемыми в инженерно-геологических целях.

Класс *химических* свойств объединяет свойства грунтов, которые отражают или характеризуют происходящие в них химические изменения минерального состава, жидких или газовых компонент. Класс *физико-химических* свойств включает свойства грунтов, которые определяются различными физико-химическими взаимодействиями на границе раздела компонент и фаз грунта и в

его объеме, не сопровождающимися химическими преобразованиями или реакциями. В класс физических свойств объединяются свойства, которые проявляются в грунтах под действием различных физических полей. Класс *биотических* свойств охватывает свойства, отражающие биотические взаимодействия в грунтах с участием живой (биотической) компоненты.

Подклассы свойств выделяются по особенностям различных полей, в которых проявляются данные свойства. Так, в классе физико-химических свойств выделяется подкласс поверхностных свойств, которые обусловливаются в грунтах действием поверхностных полей различной природы, а также подкласс объемных свойств, проявляющихся во всем объеме грунта.

В классе физических свойств выделяется восемь подклассов: 1) плотностные (массовые), проявляющиеся в гравитационном поле, 2) тепловые — в тепловом поле, 3) электрические — в электрическом поле, 4) магнитные — в магнитном поле, 5) радиационные — в радиационном поле, 6) газофизические — в газодинамическом (пневматическом) поле, 7) гидрофизические — в гидравлическом поле, 8) механические — в поле механических напряжений.

Различные поля могут быть постоянными во времени (стационарными) или переменными (нестационарными). С последними, в частности, связаны проявления динамических, колебательных или циклических свойств грунтов. Поэтому типы свойств грунтов могут быть установлены по особенностям изменения поля во времени, а также по конкретным характерным особенностям свойств. В этой связи изучение поведения грунтов при динамических воздействиях актуально не только для воздействий механической природы, но также и для воздействий иной природы, например динамических тепловых, электрических, магнитных и др.

В каждом типе В.А.Королевым выделены некоторые одинаковые группы свойств. Они устанавливаются по наиболее общим особенностям, присущим грунту и характеризующим: 1) поглощение (накопление и сохранение) грунтом какой-либо субстанции (вещества, энергии) или ее отдачу *(емкостная группа свойств* грунта, характеризуемая в основном скалярными параметрами); 2) проводимость, проницаемость грунта или его сопротивление прохождению какой-либо субстанции *(транспортная группа свойств* грунта, характеризуемая в основном тензорными величинами); 3) качественное изменение состояния грунта или его переход в иное состояние под тем или иным критическим (пороговым) воздействием *(критическая, пороговая группа свойств*, характеризуемая и скалярными, и тензорными величинами — предельными для данного грунта показателями).

Выделение этих трех групп свойств важно еще и с эколого-геологических позиций, поскольку в этих целях легко вычислить показатели, отражающие поглотительные (емкостные) особенности грунтов как компонентов геологической среды, имеющие важное значение при оценке ее ресурсной и геохимической функции, их транспортные (миграционные) характеристики (особо важные для оценки геохимической и геодинамической функций) и, наконец, критические параметры, которые могут оказаться особенно полезными при выявлении предельно допустимых уровней (ПДУ) различных техногенных воздействий на геологическую среду.

Систематика грунтов разработанная на основе такого подхода, приведена в табл. 1.1. В ней выдержан единый логический подход систематизации свойств

Таблица 1.1

Систематика свойств грунтов

(по В.А.Королеву, 1996)

Класс	Подкласс	Тип	Группы свойств (их показатели)		
			Емкостные (поглощение, накопление, содержание или отдача)	**Транспортные (проницаемость, проводимость или сопротивление)**	**Критические (изменение состояния)**
Химические	Реакционные	Статические	Содержание реагирующих компонентов, %. Засоленность, % Кислотность, pH, eH Агрессивность Зольность, % и др.		ПДК веществ Энергия кристаллической решетки
		Кинетические		Константа скорости химической реакции, Дж/моль·с	Теплота сгорания, Дж/моль Теплота реакции, Дж/моль Энергия активации, Дж/моль
Физико-химические	Поверхностные	Адсорбционные	Емкость монослоя, % Адсорбция, моль/м^2 Максимальная гигроскопическая влажность, % Гигроскопичность, %		Удельная поверхностная энергия, Дж/м^2 Удельная теплота адсорбции, Дж/м^2
		Ионообменные	Емкость поглощения, мг·экв/100 ч	Константа скорости ионного обмена	
		Смачивания	Коэффициент гидрофильности Угол смачивания, градус Коэффициент поверхностного натяжения, Дж/м^2	Скорость смачивания, град/с или м/с	Удельная теплота смачивания, Дж/м^2 Критический угол смачивания, градус
		Адгезионные	Число адгезии, ед. или % Коэффициент удаления, ед., % Максимальная липкость, МПа Энергия адгезии, Дж/м^2 Энергия когезии, Дж/м^2		Коэффициент прилипания Влажность начального прилипания, % Коэффициент максимальной липкости, %
	Объемные	Растворимости	Растворимость грунта, г/л или %	Скорость растворения	Интегральная теплота растворения, Дж/моль
		Диффузионно-осмотические		Коэффициент молекулярной диффузии, м^2/с Коэффициент эффективной диффузии, м^2/с Коэффициент осмоса, см^2/с·моль Коэффициент диффузивности, м^2/с Коэффициент термовлагопереноса, см^2/с·град	

Продолжение табл. 1.1

Класс	Подкласс	Тип	Группы свойств (их показатели)		
			Емкостные (поглощение, накопление, содержание или отдача)	**Транспортные (проницаемость, проводимость или сопротивление)**	**Критические (изменение состояния)**
Физико-химические	Объемные	Капиллярные	Капиллярная влагоемкость, % Высота капиллярного поднятия, м Капиллярное давление, МПа	Коэффициент влагопроводности, $м^2$ Скорость капиллярного поднятия воды, м/с	Коэффициент поверхностного натяжения, $Дж/м^2$
		Набухания	Влажность свободного набухания, % Степень набухания	Скорость набухания, м/с Период набухания, с	Давление набухания, МПа
		Усадки	Объемная усадка, % Линейная усадка, %	Скорость линейной усадки, м/с Скорость объемной усадки, $м^3/с$	Влажность предела усадки, %
		Просадочности	Относительная просадочность Коэффициент макропористости	Скорость просадки, м/с	Начальное давление просадочности, МПа Начальная влажность просадочности, %
		Тиксотропии	Коэффициент тиксотропного упрочнения Коэффициент разупрочнения	Время тиксотропного упрочнения, с	
		Водопрочности статические	Время размокания, с	Скорость размокания, г/с	Коэффициент размягчаемости
		Водопрочности динамические		Интенсивность размыва, м/с	Критическая (размывающая) скорость потока, м/с
Физические	Плотностные	Статические	Плотность твердых частиц, $кг/м^3$ ($г/см^3$) Плотность грунта, $г/см^3$ Плотность скелета, $г/см^3$ Пористость общая, % Пористость открытая, % Коэффициент пористости Коэффициент плотности		Критическая пористость, %
	Тепловые	Статические	Удельная теплоемкость, Дж/(кг·К) Объемная теплоемкость, $Дж/(м^3 \cdot К)$ Температура грунта, К	Коэффициент теплопроводности, Вт(м·К) Коэффициент температуропроводности, $м^2/с$	Теплота плавления, Дж/кг Температура плавления, К Коэффициент линейного расширения, $К^{-1}$ Коэффициент объемного расширения, $К^{-1}$
		Динамические			Коэффициент термостойкости Коэффициент морозостойкости

Продолжение табл. 1.1

Класс	Подкласс	Тип	Группы свойств (их показатели)		
			Емкостные (поглощение, накопление, содержание или отдача)	**Транспортные (проницаемость, проводимость или сопротивление)**	**Критические (изменение состояния)**
Физические	Электрические	Статические	Абсолютная диэлектрическая проницаемость, Ф/м Относительная диэлектрическая проницаемость Поверхностный заряд, Кл	Удельная электропроводность, $(Ом \cdot м)^{-1}$ Удельное электросопротивление, Ом·м	Электрическая прочность, В/м
		Электрохимические	Коррозионная активность, лет	Скорость подземной коррозии, г/с	
		Электрокинетические	ζ-потенциал, мВ Приведенная толщина ДЭС, см	Коэффициент электроосмоса, $см^2/В \cdot с$ Коэффициент потокопроводности Электроосмотический перенос, $см^3/А \cdot с$ Скорость электрофореза Удельная поверхностная проводимость, $Ом^{-1}$	
		Электромагнитные (волновые, **динамические**)	Коэффициент поглощения, $м^{-1}$ Тангенс угла диэлектрических потерь	Скорость распространения электромагнитных волн, м/с Коэффициент преломления Коэффициент отражения Критический угол полного внутреннего отражения, градус Удельное волновое сопротивление, Гн/Ф	
	Магнитные	Статические	Объемная магнитная восприимчивость, Гн/м Остаточная намагниченность, А/м	Абсолютная магнитная проницаемость, Гн/м Относительная магнитная проницаемость	Коэрцитивная сила, А/м
	Радиационные	Статические	Удельная радиоактивность, Бк (1/с) Эффективное сечение рассеяния, $м^{-1}$ Эффективное сечение поглощения	Длина замедления нейронов, м Время замедления нейронов, с	
	Газофизические	Статические	Воздухоемкость, % Газоносность, % Растворимость газа в поровой воде, $м^3/м^3$	Газопроницаемость абсолютная, $м^2$ или Д Газопроницаемость эффективная, $м^2$ или Д Газопроницаемость относительная	

Продолжение табл. 1.1

Класс	Подкласс	Тип	Группы свойств (их показатели)		
			Емкостные (поглощение, накопление, содержание или отдача)	**Транспортные (проницаемость, проводимость или сопротивление)**	**Критические (изменение состояния)**
Физические	Гидрофизические	Статические	Влагоемкость полная, % Влагоемкость капиллярная Влагоемкость молекулярная Водоотдача, % Влажность весовая, % Влажность объемная, % Коэффициент влажности	Коэффициент фильтрации, м/с Коэффициент водопроницаемости, $м^2$ или Д	Начальный градиент фильтрации, ед.
	Механические	Статические	*Пластичные* Число пластичности, % Показатель консистенции Пластическая прочность, МПа		Влажность нижнего предела пластичности, % Влажность верхнего предела пластичности, % Предел текучести, МПа
			Упруго-пластичные Модуль общей деформации, МПа Коэффициент общей поперечной деформации Коэффициент компрессии Компрессионный модуль деформации, МПа Коэффициент сжимаемости, $МПа^{-1}$	Период релаксации, с Коэффициент вязкости, Па·с Коэффициент консолидации, $см^2/с$ Степень консолидации, %	Порог ползучести, МПа Предел прочности на сжатие, МПа Предел прочности на растяжение Предел прочности на сдвиг Предел длительной прочности Сцепление, МПа Угол внутреннего трения, градус Коэффициент крепости Долговечность, с
			Упругие Модуль упругости, МПа Модуль сдвига Модуль объемного сжатия Коэффициент Пуассона Твердость, Мпа		Предел упругости, МПа Долговечность, с
		Динамические (периодические, акустические)	Коэффициент поглощения (затухания), $м^{-1}$ Динамический модуль упругости, МПа Коэффициент виброуплотнения	Скорость упругих волн продольных, м/с Скорость упругих волн поперечных Скорость упругих волн поверхностных Коэффициент преломления Коэффициент отражения Удельное волновое сопротивление, Па·с Критический угол полного внутреннего отражения, градус Вибровязкость, Мпа·с	Критическое ускорение, $м/с^2$ Усталостное разрушение ПДУ вибрации, колебаний, ДБ Критическая скорость смещения частиц, мкм/с

Окончание табл. 1.1

Класс	Подкласс	Тип	Группы свойств (их показатели)		
			Емкостные (поглощение, накопление, содержание или отдача)	**Транспортные (проницаемость, проводимость или сопротивление)**	**Критические (изменение состояния)**
Физические	Механические	Динамические (импульсные)	Радиус камуфлетной полости, м Зона дробления, м	Ударная вязкость	Взрываемость, кг/м^3
Биотические	Микробиологические	Статические	Общее содержание микроорганизмов в грунте, ед./см^3 Биокоррозия		ПДК содержания микроорганизмов БПК Коли-индекс Коли-титр
		Биологической активности (динамические)	Азотфиксация, см^3/г Дыхание, см^3/г Разложение целлюлозы, мг/см^2 Ферментативная активность Интенсивность хемосинтеза, см^3/л Образование метана, см^3/сут Окисление метана, см^3/сут		

грунтов, нет многих противоречий, которые были в более ранних систематизациях, когда, например, электрокинетические свойства объединялись с осмотическими и т.д. С другой стороны, классификация обнаружила множество «пустых» клеток, свидетельствующих об отсутствии некоторых показателей у многих свойств, например, отражающих транспортные или критические параметры.

В этой разработке есть и спорные позиции: такие важнейшие свойства грунтов, как, например, просадочность и тиксотропия, рассматриваются В.А.Королевым как физико-химические (а не физико-механические) свойства. В то же время пластичность характеризуется как физико-механическое (а не физико-химическое) свойство. При этом влажностные показатели пластичности (так называемые «пределы» пластичности») рассматриваются как пороговые, критические показатели пластического состояния дисперсных грунтов. Однако в силу своей высокой корреляции с дисперсностью они используются и как классификационные.

1.6. Содержательные задачи грунтоведения

Многообразие теоретико-методических задач грунтоведения может быть сведено к следующим позициям:

1) дальнейшему изучению состава, строения, состояния и свойств глобального многообразия грунтов и слагаемых ими толщ (массивов, инженер-

но-геологических структур) верхних горизонтов земной коры, закономерностей их формирования, современной и прогнозируемой динамики их развития под влиянием эволюции природы и в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека;

2) развитию целенаправленных исследований по восстановлению истории формирования и созданию логико-графических моделей формирования свойств грунтов различных классов (скальных, дисперсных, мерзлых) различных генетических типов (магматических, метаморфических, осадочно-вулканогенных и особенно осадочных — морских, аллювиальных, ледниковых и др.) применительно к конкретным инженерно-геологическим структурам и в общетеоретическом плане (эти исследования требуют применения методов абсолютного датирования, изотопии и спорово-пыльцевых исследований при изучении опорных инженерно-геологических разрезов);

3) созданию на основе накопленных данных завершенных частных и общей теорий формирования состава, строения, состояния и свойств грунтов (первые — частные теории — должны описывать формирование названных особенностей грунтов строго определенных генетически, литологических и других типов, а общая теория должна отражать главные черты формирования всего глобального многообразия грунтов);

4) разработке принципиально новых методов и методик изучения состава, строения, состояния и свойств грунтов, в первую очередь полевых, позволяющих оценивать эти параметры непосредственно в толще грунтов;

5) совершенствованию теории и методов оценки устойчивости массивов грунтов к природным и техногенным воздействиям с точки зрения обеспечения устойчивого функционирования инженерных сооружений и их комплексов;

6) разработке теории и методики оценки измененности массивов грунтов под влиянием инженерно-хозяйственной деятельности человека и ее инженерно-геологического значения;

7) разработке новых методов и геологически обоснованных методик (технологий) управления состоянием и свойствами массивов грунтов с целью сохранения ими устойчивости в ходе природной эволюции и взаимодействия с инженерными сооружениями;

8) совершенствованию принципов поиска и методики изучения оптимальных по инженерно-геологическим, в том числе и грунтовым, условиям участков и массивов грунтов для размещения экологически небезопасных объектов и захоронения промышленных отходов;

9) усовершенствованию теории и методики инженерно-геологического обоснования схем инженерной защиты территорий и сооружений от природных и антропогенных геологических процессов для обеспечения нормального функционирования инженерных объектов и комплексов.

Необходимо подчеркнуть, что на современном этапе развития *перед инженерной геологией в целом и грунтоведением как ее научным направлением в связи с современной геологической парадигмой — тектоникой плит — сформировались новые задачи, решение которых в значительной мере предопределит дальнейшее развитие теоретического базиса инженерной геологии как науки.* Инженер-геологи подошли (как много лет назад в этой позиции оказались геологи,

в первую очередь тектонисты) к необходимости изучения глобального многообразия инженерно-геологических объектов. При этом каждое научное направление инженерной геологии призвано решать свои новые теоретические проблемы (Трофимов, Аверкина, 2000).

В грунтоведении в связи с выделением новых и различных геодинамических обстановок образования многих магматических (гранитов, базальтов и др.), вулканогенно-осадочных пород и толщ (офиолитов, аккреционных призм, турбидитов и пр.) необходимо исследовать закономерности формирования и изменчивости их инженерно-геологических особенностей в зависимости от генезиса. В частности, необходимо изучить сходство и различие инженерно-геологических особенностей мантийных, мантийно-коровых и коровых гранитоидов и их видов (плагиогранитов осей спрединга, щелочных гранитоидов океанических островов, гранитоидов энсиматических островных дуг, гранитоидов рифтовых зон, горячих точек и внутриплитных и др.). То же относится к изучению инженерно-геологической специфики базальтов, сформированных в различных геодинамических условиях: на коллизионных границах, в пределах зон спрединга, островных дуг разных типов, глубоководных желобов, во внутриплитных обстановках. Совершенно не изучены инженерно-геологические толщи аккреционных призм, которые образуются при пододвигании осадков субдуцирующей плиты под континентальную окраину или островную дугу. Клинья осадочного материала подпирают и приподнимают аккреционный комплекс, создавая сложную изоклинально-чешуйчатую структуру. В разрезе чередуются отложения чехла океанической плиты (преимущественно пелагические илы) и осадки глубоководного желоба (главным образом турбидиты). Иногда среди осадочного материала встречаются линзы офиолитов — фрагменты океанической литосферы, срезанные надвигающейся плитой.

Интересным объектом как грунты представляются офиолитовые комплексы — парагенезис гипербазитов, габбро, базальтов и радиоляритов. В старой концепции их формирование ошибочно связывалось с началом геосинклинального магматизма. Когда были получены первые достоверные данные о составе океанической коры, стало очевидным, что офиолиты — это ее древние фрагменты. Иногда они достигают огромных размеров: протяженность — несколько десятков километров, мощность — до 10—12 км. Такие покровы — результат обдукции или срыва и надвига океанических пластин на континент, а формирование офиолитовых швов связано со своеобразным диапировым внедрением или выдавливанием океанической коры.

Прикладные задачи также многочисленны по содержанию, их можно свести к трем направлениям:

1) инженерно-геологическому обоснованию проектов инженерных сооружений и рационального использования верхних горизонтов земной коры для их размещения (в более широком плане — для осуществления инженерно-хозяйственной деятельности);

2) оценке влияния природных и техногенных воздействий на состояние и свойства грунтов и их массивов как оснований и вместилищ инженерных сооружений;

3) соучастию в осуществлении практического управления природно-технической или природной литосистемой с целью сохранения обеспечения ими своих функциональных особенностей.

1.7. Методологические положения и основной закон грунтоведения

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД — ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ ГРУНТОВ

Две проблемы — «Природа прочности грунтов» и «Закономерности формирования инженерно-геологических особенностей горных пород под влиянием природных процессов и техногенных воздействий» являются, можно сказать, извечно известными научными проблемами грунтоведения. Их становление и разработка связаны с П.А.Замятчинским, М.М.Филатовым, В.В.Охотиным, Ф.П.Саваренским, В.А.Приклонским, Н.Я.Денисовым, С.С.Морозовым. Позже в этой области работали В.П.Ананьев, Л.Г.Балаев, Г.А.Голодковская, И.М.Горькова, Р.С.Зиангиров, И.Г.Коробанова, В.А.Королев, Н.И.Кригер, В.Д.Ломтадзе, В.Т.Трофимов, Л.В.Шаумян и многие другие исследователи. Наиболее четко идею общего методологического подхода, принятого при разработке этих проблем, сформулировал Е.М.Сергеев: «...нельзя изучать только свойства грунтов, не познав их качество. Так как качество грунта (его состав, структура и текстура) создается в процессе генезиса породы и дальнейшей ее геологической «жизни», то можно основной тезис советского грунтоведения сформулировать так: свойства грунтов зависят от их генезиса — понимая под генезисом не только процесс осадконакопления и превращения осадка в породу, но и совокупность всех дальнейших воздействий (эпигенетических, метаморфических, гипергенетических и др.) на эту породу. Поэтому советское грунтоведение часто называют генетическим грунтоведением».

Особая роль в становлении грунтоведения принадлежит русским ученым. М.М.Филатов еще в 1938 г. отмечал, что *естественно-исторический подход* в грунтоведении является «отправным», что было отмечено еще на I конгрессе почвоведов в Вашингтоне (1927 г.) в докладе советских почвоведов. Тогда же особенную важность естественно-исторического метода подчеркнул профессор К.Терцаги, признавший правильность пути, взятого «русскими почвоведами в деле изучения грунтов».

В более ранней работе М.М.Филатов (1937) писал еще более четко: «Идея об исключительно важном значении генезиса грунтов при их инженерно-геологической оценке — идея, выдвинутая нашими учеными, — дала могучий толчок к зарождению и развитию новых теорий и взглядов в деле познания грунтов... Старая точка зрения на грунт как на механическую систему гранулометрических элементов, связанных или не связанных силами сцепления, — являющуюся постоянной при всех физико-географических условиях и обладающую, следовательно, механическими константами, не зависящими от физико-химических процессов, происходящих и возникающих в грунтах, — в настоящее время отброшена в советском грунтоведении как несостоятельная. Физико-механические константы грунтов, согласно новому направлению, функционально связаны с генезисом грунтов. Последние представляют собой динамические образования, т.е. изменяющиеся во времени образования, свойства которых поддаются искусственному изменению».

Выдающийся вклад в разработку методологических положений грунтоведения внес В.Д.Ломтадзе. В первой работе «Формирование физико-механических свойств глинистых пород при литификации» (1958) им описаны состав, состояние и свойства глинистых пород различной степени литифика-

ции северо-западных районов европейской части СССР, во второй части — результаты экспериментальных исследований уплотняемости глинистых пород большими нагрузками (до 700 МПа), а в третьей — общие закономерности формирования свойств глинистых пород. Именно в третьей части В.Д.Ломтадзе рассмотрел особенности направленного изменения состава, строения, состояния и свойств глинистых пород как грунтов от этапа седиментации до этапов эпигенеза и метаморфизма, выделил две стадии формирования свойств глинистых пород (стадия ила и стадия глинистой породы) при их литификации (ил—глинистая порода—уплотненная глина—аргиллит) и создал широко известную логико-графическую «Схему формирования свойств глинистых пород при литификации». В этой и других работах В.Д.Ломтадзе строго разделял понятия «генезис отложений» и «постгенетические изменения» их в ходе литификации. Кроме того, В.Д.Ломтадзе рассматривал и влияние пространственного положения на формирование свойств глинистых пород как грунтов. Дальнейшее развитие теории формирования состава, строения, состояния и свойств грунтов потребовало совершенствования ее в содержательном и смысловом отношениях.

Формирование названных показателей грунтов определяется, как уже неоднократно подчеркивалось, генезисом осадков, пород, почв и т.п., характером их постгенетических преобразований в ходе историко-геологического развития и современным пространственным положением грунтов и слагаемой ими толщи. Напомним, что в общенаучном и общегеологическом плане *генезис* — происхождение, возникновение; под термином *постгенетические преобразования* объединяют все изменения, обусловленные эпигенетическими по отношению к первоначальному осадку или породе процессами, развивавшимися в ходе прогрессивного (литификация) или регрессивного (выветривание) литогенеза. Современное пространственное положение описывается координатной позицией грунта и грунтовой толщи.

Влияние генетического фактора на гранулометрический состав грунтов верхней части разреза одного из крупнейших регионов России — Западно-Сибирской плиты — отчетливо выражено на рис. 1.4. Среди верх-

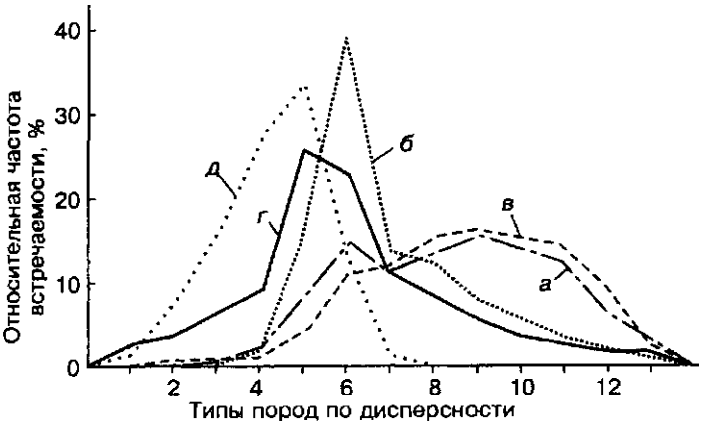


Рис. 1.4. Полигоны распределения относительных частот встречаемости различных гранулометрических типов пород в разрезах морских (*а*), лагунно-морских (*б*), озерно-аллювиальных (*в*), аллювиальных (*г*) и флювиогляциальных (*д*) отложений (*по В.Т.Трофимову, 1977*).

Типы пород по дисперсности: *1* — гравий; *2* — песок гравелистый; *3* — песок крупный; *4* — песок средней крупности; *5* — песок мелкий; *6* — песок пылеватый; *7* — супесь; *8* — суглинок легкий; *9* — суглинок средний; *10* — суглинок тяжелый; *11* — глина легкая; *12* — глина средняя; *13* — глина тяжелая. Кривые *а*, *б*, *в*, *д* построены по данным анализов соответственно 1169, 276, 2107, 2927 и 345

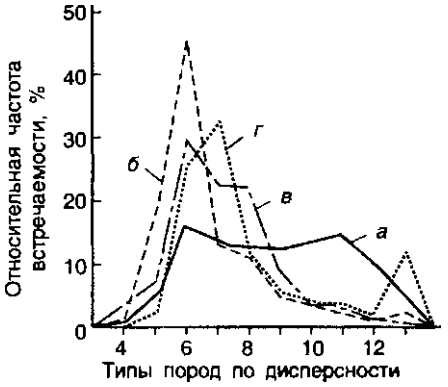


Рис. 1.5. Полигоны распределения относительных частот встречаемости различных гранулометрических типов пород в разрезах четвертичных морских *(а)*, лагунно-морских *(б)*, аллювиальных *(в)* и озерных *(г)* отложений п-ова Ямал. Условные обозначения см. на рис. 1.4. Кривые *а, б, в, г* построены по данным 471, 158, 220 и 47 анализов соответственно (*по В.Т.Трофимову, 1977*)

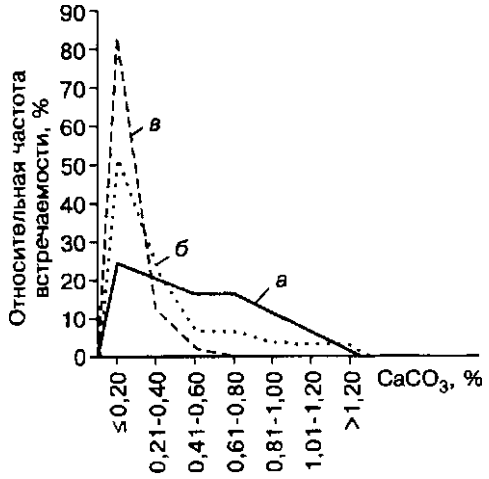


Рис. 1.6. Полигоны распределения значений содержания карбонатов в морских *(а)*, лагунно-морских *(б)* и аллювиальных *(в)* отложениях п-ова Ямал. Кривые *а, б, в* построены по данным 224, 33 и 39 определений соответственно (*по В.Т.Трофимову, 1997*)

неплиоцен-голоценовых отложений наибольшей дисперсностью характеризуются разрезы морских и озерно-аллювиальных отложений. Лагунно-морские, аллювиальные и особенно флювиогляциальные отложения отличаются существенно более песчаным составом, причем в разрезе флювиогляциальных грунтов достаточно широко встречаются пески крупные и средней крупности.

Подобная зависимость отчетливо проявляется не только в пределах всего региона, но и отдельных его частей. На рис. 1.5 и 1.6 показана связь гранулометрического состава и содержания карбонатов с генезисом четвертичных отложений п-ова Ямал. Наименьшее количество карбонатов (0,01—0,45%) характерно для аллювиальных, а максимальное (0,03—2,1%) — для морских отложений.

Следует подчеркнуть, что, имея данные о генезисе горных пород и почв, инженер-геолог может сделать выводы о большом наборе показателей их химико-минерального состава и строения, характере структурных связей — связей между отдельными структурными элементами, слагающими грунт. Например, эоловые пески являются грунтами дисперсными, отличаются мелкозернистым составом, который сохраняется на больших площадях, хорошей сортированностью, высокой степенью окатанности частиц и слабой уплотненностью. Пески аллювиальные, также относящиеся к группе дисперсных грунтов, имеют другие особенности — они могут быть различными по дисперсности, степень окатанности частиц меньше, в них содержатся пылеватые и глинистые частицы, степень дисперсности увеличивается вниз по течению реки.

Свойства этих генетических типов как следствие различия их состава и строения будут также неодинаковыми. Так, эоловые пески имеют значитель-

ную водопроницаемость вследствие их хорошей отсортированности, окатанности и высокой пористости; ее величина мало изменяется по разрезу и латерали. Аллювиальные пески, даже такого же состава, будут отличаться меньшей водопроницаемостью из-за меньшей их однородности и окатанности и большей плотности упаковки.

Генетическая принадлежность грунта, дополненная характеристикой его петрографических особенностей, позволяет сделать еще более широкие выводы. Например, за словосочетанием «интрузивные породы как грунты» следует вывод, что эти грунты образовались при кристаллизации магматического расплава, обладают полнокристаллической структурой и относятся к группе скальных. Если это граниты крупнокристаллические, биотитовые, невыветрелые, то можно сделать вывод, что они являются прочными грунтами, временно сопротивление одноосному сжатию которых достигает 100—120 МПа.

Именно поэтому выделение генетических и петрографических типов при изучении грунтов является обязательным. Они дополняют друг друга, давая представление об общих закономерностях и частных особенностях изучаемых грунтов. В силу этого генетический и петрографический признаки используются как основные при создании ряда классификаций грунтов, в частности общей.

Постгенетические преобразования также играют огромную роль в формировании грунтов, особенно их строения, состояния и свойств. Процессы прогрессивного литогенеза, отвечающие стадии диагенеза и катагенеза осадочных образований, приводят к коренному преобразованию характера структурных связей в грунте и, как следствие, их свойств. Развитие этих процессов в геологической истории связано как с геолого-структурным положением массивов, так и с длительностью их протекания (см. гл. 21 и 22). В связи с этим более древние гипергенно измененные грунты имеют, как правило, более высокие прочностные характеристики. Особенно четко это проявляется

Таблица 1.2

Свойства разновозрастных песчаников юго-западной окраины Сибирской платформы

(по Г.А.Голодковской, 1962)

Возраст	Песчаник	Пористость, %	Прочность образцов на сжатие, МПа	
			воздушно-сухих	водонасыщенных
Юрский	полимиктовый, разнозернистый, цемент глинисто-песчаный	более 20	2—3	1—1,5
Позднекаменноугольный	кварц-полевошпатовый, разнозернистый; цемент глинисто-слюдистый	10—15	7—8	3—4
Позднекембрийский	кварц-полевошпатовый, мелко-, среднезернистый; цемент карбонатный	4—6	40—55	33—45
Раннекембрийский	кварцевый, мелко-, среднезернистый; цемент карбонатный	2—4	57—6	53—68
Рифейский	кварцитовидный, мелко-, среднезернистый	менее 2	150—200	130—190

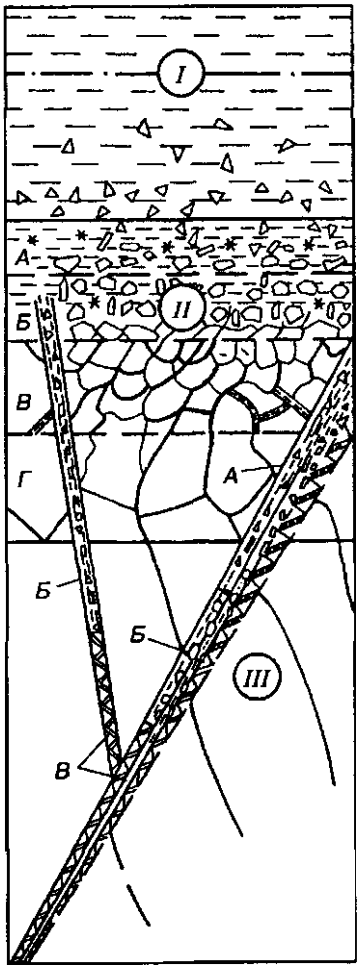


Рис. 1.7. Схема расчленения коры выветривания (*по Г.С.Золотареву*).

Зоны выветривания и их характерные особенности: I — дисперсная — полного химического преобразования исходных пород: глины, суглинки и супеси в основании с редкой щебенкой, выщелоченные и ожелезненные, карбонатизированные и т.п. Возможно разделение на два—три горизонта. Слабо изучена в инженерном отношении; II — обломочная — преобладание физической дезинтеграции и частичное химическое разложение; по степени раздробленности и химического разложения, количеству минеральных новообразований и физико-механическим свойствам подразделяются обычно на четыре горизонта, обозначаемых А, Б, В и Г; III — трещинная — раздробление массива и начало разложения пород по крупным трещинам и тектоническим зонам; появление на значительных глубинах. Возможно образование зон выветривания малой толщины вдоль основной трещины

при постгенетических преобразованиях и глинистых, и исходно песчаных грунтов (последние трансформируются в песчаники) (табл. 1.2).

Столь же важное значение имеют и постгенетические преобразования, обусловленные развитием гипергенеза (выветривания). Под воздействием этого процесса грунты с одинаковым исходным генезисом и возрастом могут приобрести различный состав, строение, состояние и свойства. Они формируют кору выветривания, которая при инженерно-геологических исследованиях должна быть расчленена на серию зон и горизонтов (рис. 1.7) с различными особенностями грунтов.

В то же время под влиянием процесса гипергенеза исходные горные породы разного генезиса и возраста могут приобрести общие инженер-

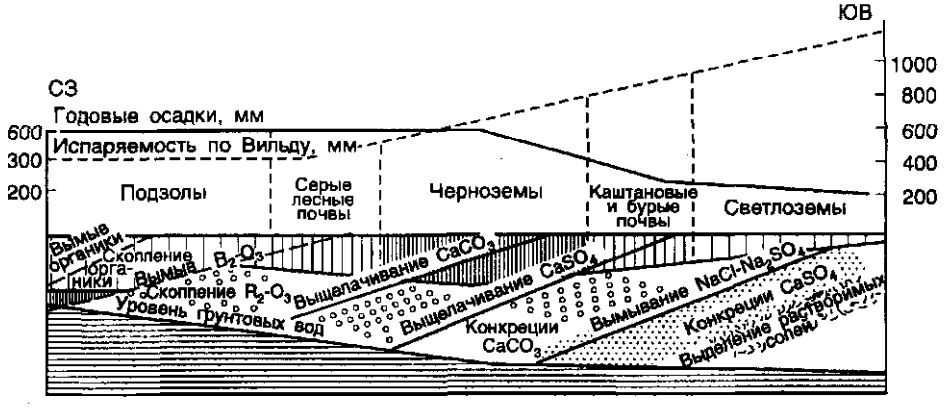


Рис. 1.8. Распределение продуктов почвообразования и выветривания по профилю Архангельск—Астрахань (*по С.А.Захарову*)

но-геологические особенности. Это, например, происходит в процессе почвообразования, причем не только с составляющими почвенного профиля, но и нижележащими материнскими породами. На рис. 1.8 схематично показано распределение продуктов выветривания и почвообразования по линии Архангельск—Астрахань. Е.М.Сергеев (1985) так прокомментировал его: «К северу от г.Тулы климатические условия таковы, что все водорастворимые соли вымыты из верхних горизонтов горных пород. Южнее г.Тулы в породах может содержаться наиболее труднорастворимая соль — $CaCO_3$, но встречается она на глубине не менее 1,5 м. По мере продвижения на юг, там, где развиты черноземы, каштановые и бурые почвы, карбонатные породы залегают выше, а под ними встречается $CaSO_4$ (гипсовый горизонт). А на самом южном участке профиля, в районе г.Астрахани, даже на поверхности почвы можно встретить такие легкорастворимые соединения, как NaCl и другие, образующие солончаки.

Различные температурные условия, различное количество атмосферных осадков и их испаряемость определили особенности процесса гипергенеза по профилю Архангельск—Астрахань, в результате разные породы в подпочвенном горизонте приобрели общие черты, выражающиеся в отсутствии или содержании в них водорастворимых солей» и обладающие в результате этого принципиально неодинаковыми свойствами как грунты.

Генезис и возраст являются важнейшими, но далеко не единственными факторами, обусловливающими современные особенности грунтов. Очень часто грунты, сформировавшиеся в одинаковых фациальных условиях и имеющие один и тот же геологический возраст и, более того, пережившие одинаковую геологическую историю в течение длительного этапа постседиментационных преобразований, имеют в настоящее время различные свойства. Такая картина является прямым следствием их неодинакового современного пространственного (координатного) положения.

Существенное, а в ряде случаев и решающее влияние этого фактора на особенности грунтов и массивов, сложенных ими, обусловлено рядом причин: 1) нестационарной или квазифункционной изменчивостью показателей состава и свойств грунтов одного стратиграфо-генетического комплекса или одной геологической формации; 2) различным характером современной теплообеспеченности и увлажненности территорий, занимающих неодинаковое координатное положение (особенно широтное и высотное) в пределах континентов Земли; 3) различным структурным (прежде всего неотектоническим) и орографическим положением массива грунтов, что во многом определяет степень расчлененности и дренированности территории и, как следствие этого, состояния и свойств грунтов; 4) неодинаковым комплексом современных экзогенных геологических процессов (в первую очередь криогенных и гипергенных), влияющих на состояние и свойства грунтов; 5) неодинаковым напряженно-деформированным состоянием в разных точках массива и др. Вследствие этого дисперсность, химико-минеральный состав, влажность, фазовое состояние влаги, структурные особенности и, как результат этого, свойства грунтов одного и того же возраста и генезиса могут оказаться различными, а в ряде случаев — принципиально отличными. При этом различный уровень теплообеспеченности и увлажненности обусловливает общерегиональное, горизонтальное, в частности широтное в пределах равнинных платформенных и высотное (высотно-поясное) в пределах горно-складчатых

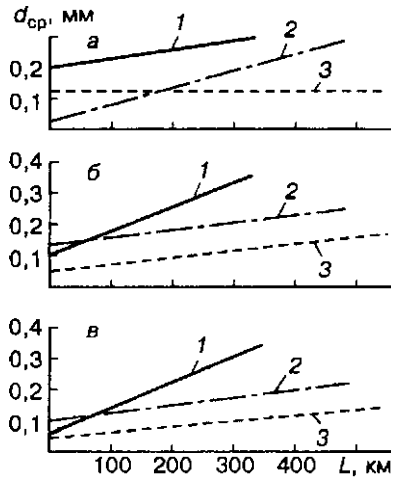


Рис. 1.9. Характер изменения среднего диаметра частиц пород в разрезах второй (*а*), первой (*б*) надпойменных террас и поймы (*в*), в долинах рек Надым (*1*), Пур (*2*) и Таз (*3*) северной части Западно-Сибирской плиты (*по И.А.Филькину*)

областей, изменение состава, состояния и свойств пород, а различное неотектоническое и орографическое положение — локальное (разного порядка), часто очень контрастное изменение тех же параметров.

Нестационарный режим изменчивости показателей инженерно-геологических особенностей пород характерен для толщ разных генетических типов. Наиболее отчетливо он проявляется в аллювиальных отложениях: вниз по

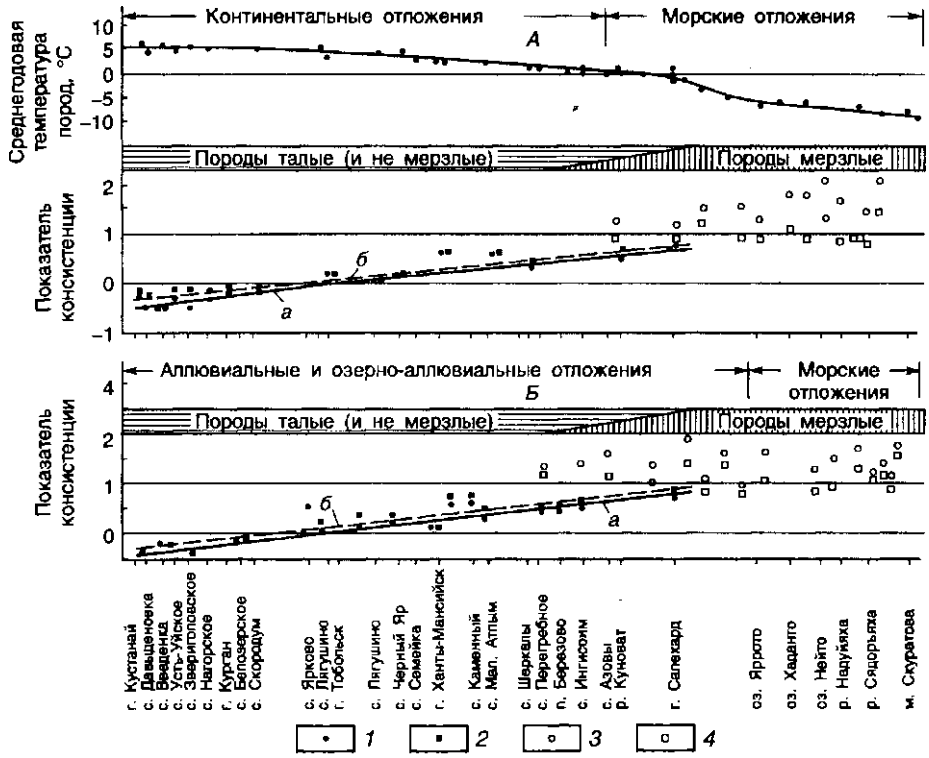


Рис. 1.10. Характер широтного изменения современного состояния глинистых верхнеплиоцен-нижнечетвертичных и среднечетвертичных (А) и позднечетвертичных (Б) отложений на приречных участках на глубину 0,5—5 м (*а*) и в верхней 10-метровой части толщи (*б*) в пределах Западно-Сибирской плиты (*по В.Т.Трофимову, 1977*):

1 — среднее значение показателя консистенции талых пород в данном разрезе в интервале глубин 0,5—5 м; *2* — то же в верхней 10-метровой зоне; *3* — среднее значение показателя консистенции, которую приобретут многолетнемерзлые породы при оттаивании в данном разрезе в интервале глубин 0,5—5 м; *4* — то же в верхней 10-метровой части толщи

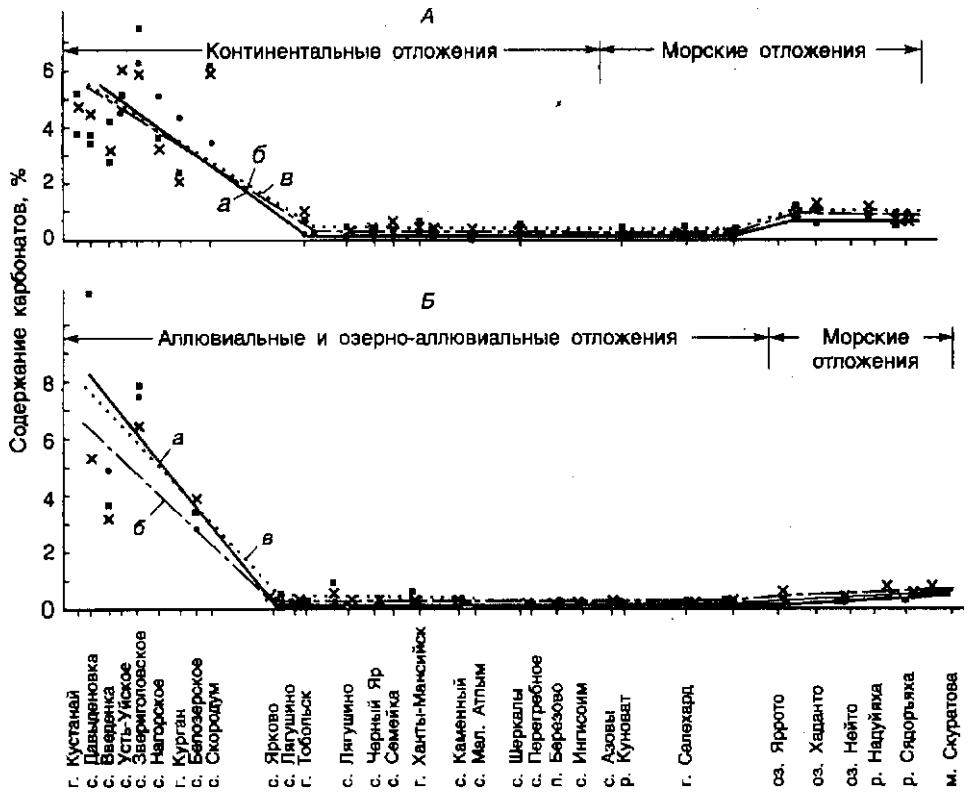


Рис. 1.11. Характер широтного изменения содержания карбонатов в глинистых верхнеплиоцен-нижнечетвертичных и среднечетвертичных (А) и позднечетвертичных (Б) отложениях на глубинах 0,5—2,0 *(а)* и 2,1—6,0 м *(б)* и в верхней 10-метровой части толщи *(в)* в пределах Западно-Сибирской плиты (по *В.Т.Трофимову*, 1977):

1 — среднее содержание карбонатов в данном разрезе в интервале глубин 0,5—2 м; *2* — то же в интервале глубин 2,1—6,0 м; *3* — то же в верхней 10-метровой толще

течению реки закономерно увеличивается дисперсность пород (рис. 1.9) и в соответствии с этим изменяются их свойства.

Наиболее контрастно влияние современного пространственного положения проявляется в определении закономерностей *горизонтального* изменения состояния грунтов. На рис. 1.10 показана связь этого параметра с широтным положением района: в южной части Западно-Сибирской плиты развиты талые и немерзлые грунты твердой консистенции, в центральной — такие же грунты пластичной консистенции, а в северной — многолетнемерзлые, которые при протаивании приобретают текучую, текучепластичную или, реже, — мягкопластичную консистенцию. Аналогичная зависимость современного состояния глинистых пород получена и для верхней части разреза верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений, слагающих междуречные равнины, и для верхнечетвертичных образований надпойменных террас.

Различное пространственное (широтное и высотное) положение массивов влияет также на содержание карбонатов (рис. 1.11), водорастворимых солей, pH среды, влажности (рис. 1.12) и других показателей состава и свойств грунтов.

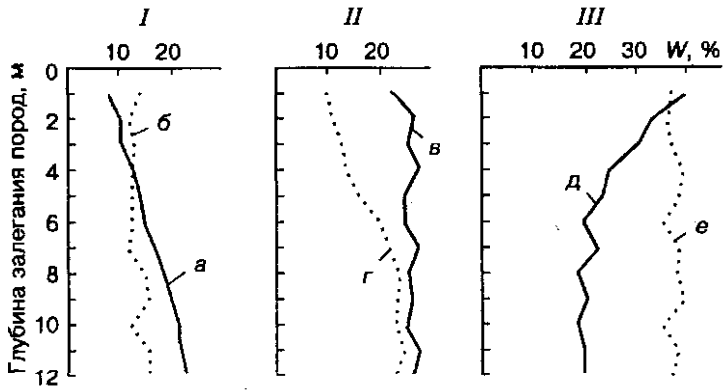


Рис. 1.12. Наиболее характерные типы изменения естественной влажности пород по разрезу в южных (I), центральных (II) и северных (III) районах Западно-Сибирской плиты (*по В.Т.Трофимову, 1977*)

Характер изменения показателей состава, состояния и свойств грунтов по *разрезу* неодинаков в разных районах. Так, в южной части Западно-Сибирской плиты в большинстве разрезов наблюдается постепенное закономерное увеличение влажности с глубиной (рис. 1.12, кривая *а*). Гораздо реже в этих районах отмечаются разрезы, в которых влажность в верхней 10—15-метровой толще остается более или менее постоянной и испытывает лишь небольшие колебания, связанные главным образом с изменением дисперсности грунтов (рис. 1.12, кривая *б*). Эти разрезы чаще всего встречаются в придолинных зонах, где уровень грунтовых вод залегает на значительной глубине.

В центральной и северной частях Западно-Сибирской плиты влажность талых грунтов в большинстве разрезов глинистых и лёссовых толщ не испытывает закономерного увеличения с глубиной (рис. 1.12, кривая *в*). Такая картина характерна не только для плоских и заболоченных междуречных равнин и надпойменных террас, но и для приречных, достаточно хорошо дренированных участков. Лишь в разрезах песчаных грунтов влажность на последних закономерно увеличивается вниз по разрезу до уровня грунтовых вод, а ниже остается практически постоянной (рис. 1.12, кривая *г*).

В крайних северных районах плиты в области развития многолетнемерзлых грунтов изменение влажности по разрезу определяется главным образом типом промерзания пород. В однородных по составу разрезах преобладающих по площади эпигенетических многолетнемерзлых толщ наблюдается постепенное уменьшение влажности с глубиной (рис. 1.12, кривая *д*). Толщи этого же генезиса, сложенные переслаиванием глинистых и песчаных грунтов, характеризуются высокой влажностью по всему разрезу (рис. 1.12, кривая *е*). Такое же изменение влажности характерно для сингенетических многолетнемерзлых грунтов.

Различие изменения состава грунтов по разрезу отчетливо проявляется и в химико-минеральном составе грунтов (рис. 1.13), и в его состоянии (рис. 1.14), и, как следствие этого, — в свойствах грунтов. Эта зависимость четко проявляется не только при сравнении характера изменения тех или иных особенностей грунтов далеко удаленных массивов, но и в пределах одного массива и даже в одном разрезе. Например, хорошо известно, что плотность скелета грунта одного возраста, генезиса и состава, как правило, возрастает с увели-

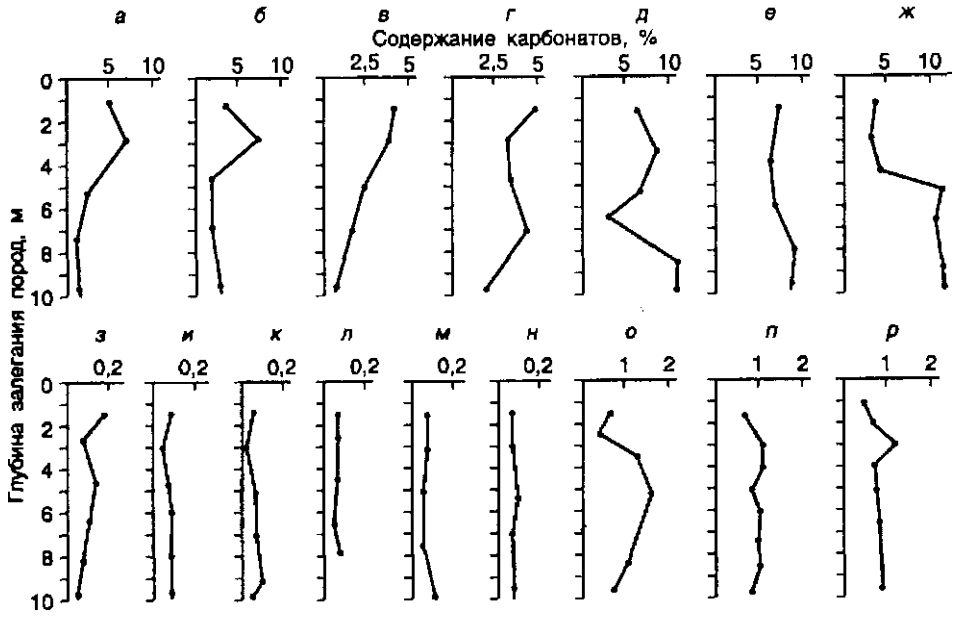


Рис. 1.13. Характер изменения содержания карбонатов в глинистых грунтах по разрезу в южных *(а—ж)*, центральных *(з—м)* и северных *(н—р)* районах Западно-Сибирской плиты по линии г.Кустанай—север Ямала *(по В.Т.Трофимову, 1977)*

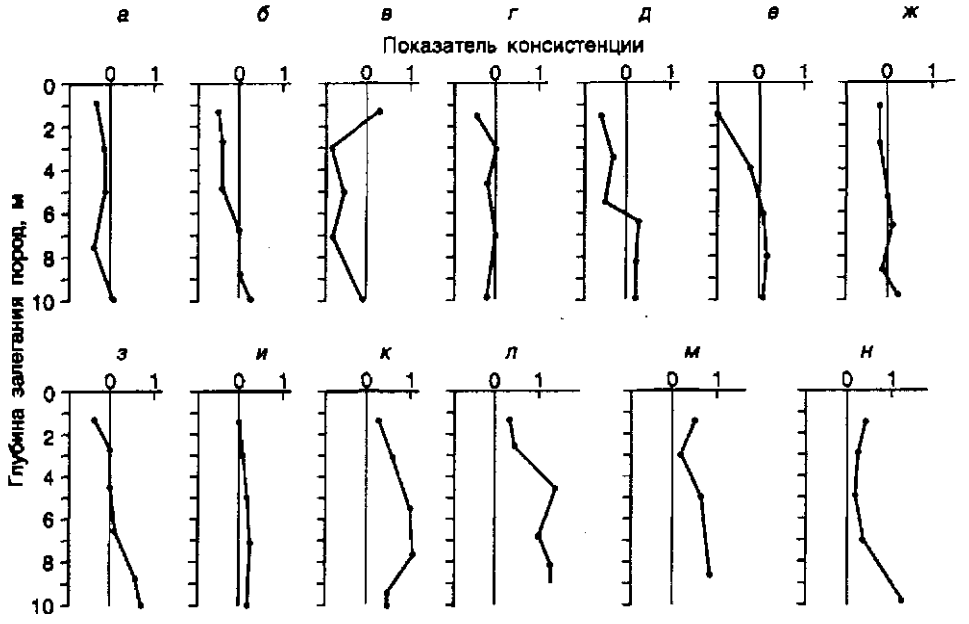


Рис. 1.14. Характер изменения консистенции талых глинистых пород на приречных участках в южных *(а—ж)*, центральных и северных *(з—н)* районах Западно-Сибирской плиты по линии г.Кустанай—г.Салехард *(по В.Т.Трофимову, 1977)*

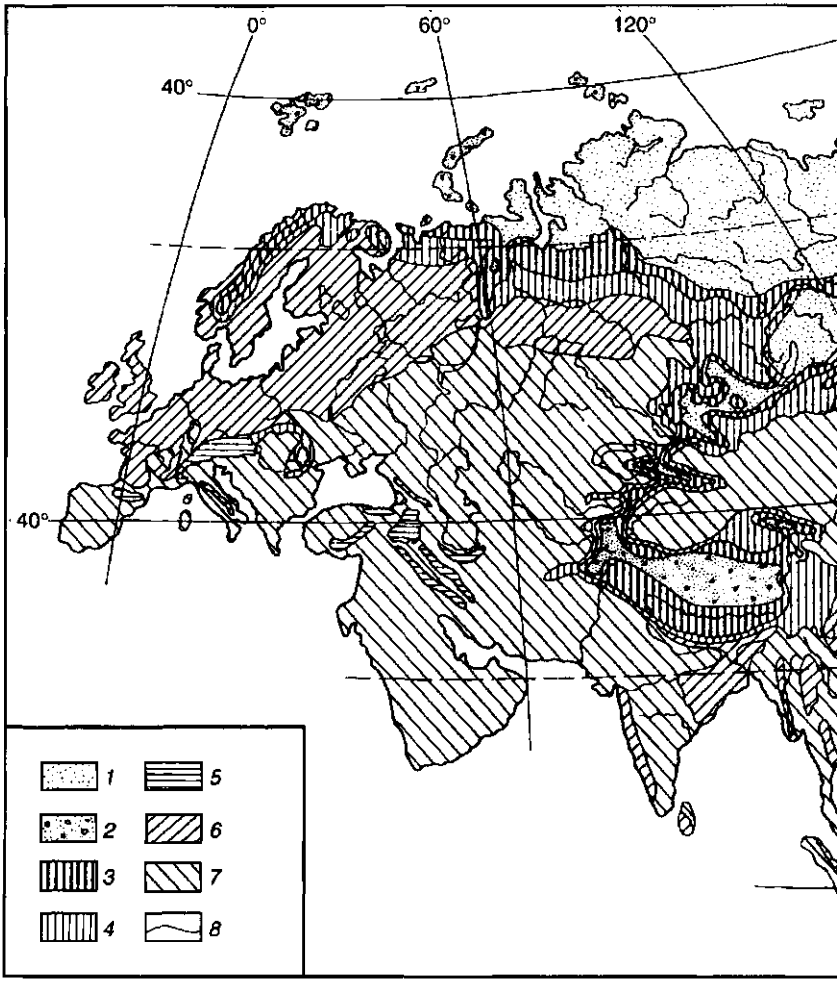

0°
60°
120°
40°
40°
1
2
3
4
5
6
7
8

Рис. 1.15. Распределение видов инженерно-геологических зон в пределах Евразии (*по В.Т.Трофимову*):

1 — зона практически сплошного распространения многолетнемерзлых пород; *2* — зона распределения ледников и многолетнемерзлых пород; *3* — зона массивно-островного и островного распространения многолетнемерзлых пород (в пределах Скандинавии и Тибета с ледниками); *4* — зона редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород; *5* — территория зон распространения ледников и многолетнемерзлых пород, массивно-островного и островного распространения и редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород в горных регионах; *6* — зона распространения сильноувлажненных пород; *7* — зона распространения слабо- и умеренноувлажненных пород; *8* — границы инженерно-геологических зон

чением глубины залегания пород, причем особенно контрастно в верхних горизонтах разреза. Это обусловлено, с одной стороны, увеличением уплотняющей гравитационной нагрузки с возрастанием глубины залегания пород, а с другой — их разуплотнением в верхних горизонтах разреза под влиянием процессов выветривания. Влияние последних столь существенно, что, как правило, деформационные свойства пород возрастают, прочностные резко падают, а в определенных условиях в разрезах пылеватых пород они обусловливают формирование принципиально нового инженерно-геологического свойства — просадочности, которое не свойственно более глубоко залегающим породам этого же стратиграфо-генетического комплекса.

Тесная связь состава, состояния и свойств грунтов с их современным пространственным положением определила зональное расположение грунтовых толщ, всей инженерно-геологической обстановки континентов. Эта закономерность обусловлена аналогичным изменением современной экзогенной теплообеспеченности Земли. На рис. 1.15 показано расположение видов инженерно-геологических зон в пределах Евразии.

Таким образом, пространственное положение грунтов имеет такое же важное значение, как их генезис, возраст и характер постгенетических преобразований. Все эти показатели должны в равной степени учитываться при разработке частных и общей теорий формирования состава, строения, состояния и свойств грунтов (см. разд. 1.6).

«ГЕНЕЗИС ГРУНТОВ» И «ГЕНЕЗИС СВОЙСТВ ГРУНТОВ»

При разработке этих теорий следует четко различать содержание понятий «генезис свойств (состава, строения, состояния) грунтов» и «генезис осадков, почв, горных пород, техногенных геологических образований (любых) как грунтов». Это принципиально различные понятия, смешивать или использовать их как синонимы, что нередко бывает в грунтоведении, нельзя. Под «генезисом осадков (отложений пород и др.) как грунтов» следует понимать, как это принято в общегеологической литературе, способ происхождения осадочных или вулканогенно-осадочных отложений, в первую очередь определяемый способом (механизмом) накопления осадка, или конкретный способ происхождения магматических или метаморфических пород. Такой подход используется при выделении хорошо известных генетических типов указанных классов горных пород. Под «генезисом свойств (состава, состояния) грунтов» необходимо понимать происхождение этих свойств (состава, состояния). Таких свойств много и каждое из них может формироваться по разному, разными путями, под влиянием разных природных и техногенных факторов. Поэтому конкретизируя, отметим, что *под генезисом свойства грунта следует понимать способ (механизм) формирования данного его свойства.* В силу этого понятие «генезис осадков и горных пород (как грунтов)» по содержанию является общегеологическим, а «генезис свойств грунтов» — сугубо инженерно-геологическим.

Теоретически свойства грунтов (более широко — состав, строение, состояние и свойства грунтов) могут формироваться непосредственно в ходе природного или искусственного седиментогенеза (или кристаллизации магмы) или последующих постгенетических природных или техногенных изменений образований различных генетических типов. В соответствии с этим должны быть выделены два простых «чистых» генетических класса свойств грунтов —

сингенетический и *эпигенетический*, и два класса переходных — *син-эпигенетический* и *эпи-сингенетический*. Подчеркнем, что в двух последних случаях на втором месте в словосочетаниях стоит, как это принято в геологической терминологии, наименование того типа процесса, который оказал более существенное влияние на формирование данного свойства грунтов.

Такая постановка вопроса на первый взгляд может показаться излишней. Ведь в большинстве случаев инженер-геолог исследует свойства горных пород как грунтов, которые по своему происхождению являются явно эпигенетическими, сформировавшимися в ходе прогрессивного или регрессивного литогенеза на этапе постседиментационных преобразований. Такое мнение об исключительно эпигенетичности свойств грунтов усиливается тем, что в большинстве случаев в качестве грунтов рассматриваются или используются образования, залегающие в зоне выветривания.

Но даже в этих условиях существуют горные породы — грунты, свойства которых явно сингенетические: например, деформационные и прочностные свойства современных (в историческом смысле) по возрасту пирокластических отложений, лав современных извержений, таких же по возрасту сингенетически промерзших отложений. Примеры можно продолжать и в отношении названных и других свойств. Кроме того, в качестве грунтов могут выступать современные илы, свойства которых явно сингенетичны. То же можно отметить и в отношении ряда современных искусственных грунтов, например насыпных. И надо четко определить, какое содержание вкладывается в вышеназванные термины, как оно соотносится с аналогичными понятиями, принятыми в смежных геологических науках, так как терминология науки — всегда очень условная.

Напомним, что выделение терминов син- и эпигенетического в геологии имеет различные аспекты. В общем виде сингенез рассматривался Н.М.Страховым, Н.В.Логвиненко и особенно Н.Б.Вассоевичем как термин свободного пользования, объединяющий процессы, протекающие одновременно с образованием минералов, пород, скоплением полезных ископаемых. Л.В.Пустовалов сингенезом (или ранним диагенезом) называл стадию преобразования осадка в осадочную породу (даже очень слабую). Л.Б.Рухин выделял сингенез как особую стадию в формировании осадочнх пород, следующую за стадией образования осадка и предшествующую стадии диагенеза. В геокриологии сингенез в криолитологическом плане понимается как промерзание, сопутствующее литификации по мере накопления осадка, а сигненетическое промерзание — как промерзание в ходе осадконакопления. Такое промерзание представляет собой, по А.И.Попову, «процесс первичного или ведущего диагенеза накапливающихся осадков (разрядка — *авт.*), является главным фактором литификации».

Исходя из этого целесообразно считать *сингенетической по генезису такую характеристику (показатель состава, состояния свойств) грунта, которая формируется при застывании магматического расплава, перекристаллизации пород при метаморфизме или на стадии седиментации и сингенеза (раннего диагенеза, особенно субаэрального) в ходе превращения* **осадка в породу,** пусть даже слабую. *Эпигенетическим же по генезису свойством в этом случае следует признать такое, которое формируется в ходе последующих* **изменений горных пород** *в ходе прогрессивного или регрессивного петро- и литогенеза.*

При таком подходе *эпи-сингенетическим* по генезису свойством следует признать такое свойство грунта, которое сформировалось сингенетическим

способом, но на которое впоследствии были наложены эпигенетические процессы, причем их последствия сказались на показателях этого свойства, но не изменили его коренным образом. Если же это произошло, но сингенетические признаки данного свойства еще полностью не устранены, то такое свойство следует признать *син-эпигенетическим*.

Состав как важнейшая инженерно-геологическая особенность горных пород при таком подходе во многих случаях окажется особенностью сингенетической. Именно таковым является состав невыветрелых магматических, метаморфических и осадочных хемогенных грунтов. Например, состав магмы и, в частности, содержание SiO_2, предопределяет, какие магматические породы формируются в ряду кислые—ультраосновные. В кислых породах преобладают кварц, полевые шпаты, слюды, в основных — амфиболы, пироксены, оливин.

Сингенетическим является и состав синкриогенных многолетнемерзлых пород, некоторых типов лёссовых пород, илов, слаборазложившихся молодых торфов, сапропелей. Таким же теоретически следует признать состав современных антропогенных геологических образований, созданных на новом месте их залегания.

Состав подавляющей части осадочных пород, включая эпикриогенные многолетнемерзлые породы, в результате процессов литификации, выветрелых разностей магматических и метаморфических пород чаще всего является эпи-сингенетическим или син-эпигенетическим. И, видимо, лишь в корах выветривания мы имеем дело с эпигенетическим (по отношению к составу «материнской» породы) по генезису составом грунтов.

Состояние грунтов верхней части разреза сформировалось, как правило, как эпигенетическое свойство. Это обусловлено активным развитием в этой зоне процессов уплотнения, увлажнения-дигидратации грунтов, трещинообразования, выветривания и др. Однако в ряде случаев и состояние грунтов может рассматриваться как особенность сингенетическая и эпи-сингенетическая по происхождению: в массивах лёссовых пород с «законсервированными» составом твердой компоненты и влажностью-пористостью, в массивах синкриогенных, даже относительно древних толщ, в илах, невыветрелых, нетрещиноватых массивах магматических, метаморфических и осадочных хемогенных пород.

Свойства грунтов в результате изменения их состава и состояния в большинстве ситуаций сформировались как эпигенетическая особенность. Однако нередко даже деформационные и прочностные свойства сингенетичны по своей природе: в массивах лёссовых пород, в синкриогенных молодых многолетнемерзлых породах, в илах, в невыветрелых и нетрещиноватых эффузивных и вулканогенно-осадочных породах и т.д.

Таким образом, формирование состава, строения, состояния и свойств грунтов может проходить разными способами, которые в целом определяются генезисом отложений-образований и характером постгенетических процессов, которые во многом обусловлены длительностью этих процессов (и, следовательно, возрастом пород). Однако генезис и возраст отложений являются далеко не единственными факторами, обусловливающими инженерно-геологические особенности пород. Очень часто породы, сформировавшиеся в одинаковых фациальных условиях одного и того же геологического возраста и, более того, пережившие однотипную историю геологического развития в течение длительного этапа постседиментационных преобразований, в настоя-

щее время имеют различные состояние и свойства. Такая картина является следствием их неодинакового современного пространственного (координатного) положения. В силу этого главный методологический тезис грунтоведения целесообразно в общем виде сформулировать следующим образом: состав, строение, состояние и свойства грунтов определяются их генезисом, возрастом, характером постседиментационных процессов и современным пространственным (координатным) положением. Именно эти факторы-причины следует рассматривать как обязательные при анализе формирования инженерно-геологических особенностей любого реального массива горных пород. В силу этого задача изучения истории формирования состава, состояния и свойств грунтов является более сложной по сравнению с задачей восстановления генезиса отложений-образований.

ОСНОВНОЙ ЗАКОН ГРУНТОВЕДЕНИЯ

С учетом изложенных ранее положений основной закон грунтоведения с использованием термина «грунт» сформулирован В.Т.Трофимовы (1999) так: *состав, строение, состояние и свойства грунтов определяются их генезисом, характером постгенетических процессов и современным пространственным (координатным) положением.* Подчеркнем, что в данном случае пространственное положение, включая глубину залегания грунта, определяет тепло- и влагообеспеченность объекта и характер техногенного воздействия. Этот закон следует называть законом Приклонского—Сергеева—Ломтадзе.

Более общая формулировка этого закона звучит так: инженерно-геологические особенности горных пород, почв, осадков и техногенных геологических образований определяются их генезисом, характером постгенетичеких процессов и современным пространственным (координатным) положением.

Этот закон объясняет морфологическое многообразие грунтов, о котором говорилось в разд. 1.1, а также четко подчеркивает генетическое многообразие грунтов.

Подчеркнем, что причинная обусловленность многообразия грунтов изучена значительно слабее многообразия морфологического. И это естественно, поскольку именно морфологические характеристики, которые мы научились определять, требуются для решения прагматических задач. Изучение же причинной обусловленности многообразия грунтов — задача сугубо научная, но инженерно-геологическая по содержанию, и в этой области еще мало сделано, существенно меньше известно, чем в области морфологии грунтов. Это было убедительно показано на совещании «Генезис и модели формирования свойств грунтов» (1998).

Огромное значение в этой области грунтоведения имеет смена парадигмы, причем не только в инженерной геологии, но и в геологии в целом. Со всей очевидностью эта необходимость проявилась после окончательного становления в геологии новой парадигмы — тектоники плит.

Следствия многообразия грунтов так же многоплановы, как и само многообразие грунтов. Сведем эти следствия в четыре типологические группы: 1) многочисленность теоретических и практических задач изучения грунтов; 2) многоплановость методик изучения грунтов; 3) многоплановость и многочисленность методов изучения грунтов; 4) многоплановость методов управления состоянием грунтов и сложенных ими массивов.

Каждая из этих групп имеет сложную внутреннюю структуру. Но главное — во многом именно многообразие грунтов систематически «будит» исследователя, заставляет искать новые методы определения морфологических показателей грунтов, уточнять или модифицировать методику изысканий, а также методику улучшения свойств грунтов.

1.8. О моделях формирования свойств грунтов

Под моделью в широком смысле понимают образ (в том числе условный или мысленный — изображение, описание, схема, чертеж, график, план, карта и др.) или прообраз (образец) какого-либо объекта (системы объектов), используемых при определенных условиях в качестве их «заместителя» или «представителя». Первый из этих видов моделей описывает или имитирует некую действительную натуру или действительное явление, первичное по отношению к модели, а второй — реальное воплощение чего-либо в виде образца, эталона или устройства. В соответствии с этим в БСЭ указывается: «...модель может быть системой и более высокого уровня абстракции, чем ее оригинал (как в первом случае), и более низкой (как во втором)».

Исходя из этого определим, что *«модель формирования свойства (состава, состояния) грунта» — это абстрактная модель, описывающая тем или иным способом с той или иной степенью схематизации способ (процесс, механизм) становления данного показателя грунта.* Такая модель может быть сконструирована в виде словесного описания, включая теорию в целом или ее фрагменты *(вербальная модель)*, графика и графа *(логико-графическая модель)*, математического описания *(математическая модель)*. Эти типы относятся к так называемым *знаковым* моделям.

При разработке моделей руководствуются необходимостью выполнения (соблюдения) двух условий (принципов) — изоморфизма и гомоморфизма. В соответствии с главным требованием первого из них должно выполняться полное тождество модели и изучаемого объекта. «Однако выполнение этого условия может оказаться затруднительным или ненужным, да и вообще настаивать на нем неразумно, поскольку никакого упрощения исследовательской задачи, являющейся важнейшим стимулом для моделирования, использование лишь изоморфных моделей не дает». В связи с этим «на следующем уровне мы переходим к представлению о модели как об упрощенном образце моделируемого объекта, т.е. к требования гомоморфизма модели оригиналу» (БСЭ, т. 1).

При построении моделей формирования свойств грунтов мы неизбежно используем, вынуждены использовать последний принцип, хотя бы потому, что само наше знание о процессах формирования свойств часто схематично, по крайней мере во временном отношении. Представляется, что в этом нет большого порока, поскольку такие модели отражают главное в способе формирования свойств грунтов; это модели теоретические, они передают главную идею и главные закономерности формирования данного свойства грунта; по существу они объясняют суть формирования данного явления.

В грунтоведении чаще всего в качестве историко-генетических моделей данного направления используют вербальные и логико-графические модели. Первые наиболее распространены; именно они были введены первыми и, как правило, приводятся в ученой и научной литературе. Второй тип моделей формирования свойств различных типов грунтов стал использоваться позже.

Логико-графические модели формирования свойств грунтов представляют собой графическую модель, отображающую главные, логически важные закономерности формирования данного свойства грунта. Эти модели относятся к классу знаковых моделей. С одной стороны, они призваны объяснить способ формирования данного свойства грунта, а с другой — позволить предсказать (или помочь осуществить это) его изменение при тех или иных природных или техногенных воздействиях.

Логико-графические модели как относительно простой и визуально легко воспринимаемый тип моделей широко используются в различных науках, в том числе и в инженерной геологии. В качестве классического примера можно привести широко известные реологические модели различных тел-грунтов (упругого, упруго-вязкого, пластического, вязко-пластического и др.), диаграммы и розы трещиноватости, треугольную схему классификации грунтов по дисперсности. Можно привести множество других примеров. Но главное — логико-графическая модель представляет собой любое графическое изображение зависимости того или иного свойства грунта от того или иного показателя состава, строения и состояния грунта или иного его свойства.

Модели этого типа использованы и для создания теоретико-графических моделей инженерно-геологических условий, их формирования и эволюции в ходе геологической истории и в эпоху техногенеза. Такие модели созданы В.Т.Трофимовым и Д.А.Спиридоновым (1998) с использованием системы прямоугольных координат и дополнительной оси времени, по которой в первом случае отсчитывается геологическое время, а во втором (эпоха техногенеза) — физическое время. На рис. 1.16 приведена подобная модель формирования инженерно-геологических условий.

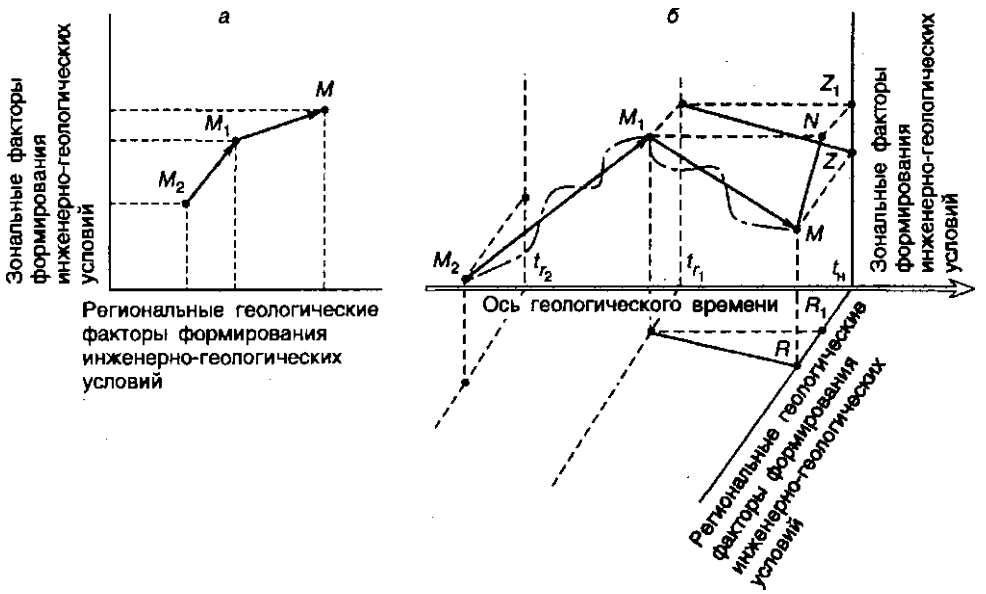


Рис. 1.16. Теоретико-графическая модель формирования инженерно-геологических условий (ретроспективная задача):

а — без оси времени (точки М, M_1, M_2 отвечают различным инженерно-геологическим структурам); *б* — с осью геологического времени; пояснения см. в тексте

Напомним, что инженерно-геологические условия формируются при определенном сочетании региональных геологических и зональных факторов формирования инженерно-геологических условий, которые могут быть отложены на соответствующих осях, образующих двухмерное пространство в теоретико-графической модели. Сочетание различных факторов на разных отрезках геологичекой истории обусловливает формирование структур с разными инженерно-геологическими условиями. Их можно отразить серией точек, аналогичных точке М на рис. 1.16, *а* в системе прямоугольных координат. Но это не лучших способ, так как эволюция инженерно-геологических условий, точнее — ее траектория, изобразится в виде ломаной линии в одной плоскости. Более удачную модель можно построить, если перпендикулярно прямоугольным координатам «региональные геологические — зональные факторы формирования инженерно-геологических условий» провести ось времени (рис. 1.16, *б*); в данном случае это — время геологическое.

Построение ретроспективной модели начнется с точки М, принадлежащей плоскости, образованной осями двух указанных групп факторов. Эта точка характеризует инженерно-геологическую обстановку в настоящее время. Реконструируя далее логическим путем процесс формирования инженерно-геологических условий, представляем две другие плоскости, аналогичные первой, которые отвечают некоторым моментам уже прошедшего геологического времени. Инженерно-геологическую обстановку в эти моменты времени будут характеризовать точки M_1 и M_2. Видно, что в ходе геологического развития инженерно-геологические условия, характеризуемые точкой M_2 на момент геологического времени tr_2, трансформируются и описываются точкой M_1, отвечающей моменту времени tr_1. Последние в свою очередь преобразуются в современные инженерно-геологические условия, отвечающие настоящему времени $t_н$. Если допустить, что точка перемещается по некоторой произвольной траектории, лежащей в плоскости, перпендикулярной двум известным плоскостям, и спроецировать точку M_1 на первоначальную плоскость, то полученный отрезок MN представит естественную эволюцию инженерно-геологических условий за некоторый промежуток геологического времени между tr_1 и $t_н$.

Такая модель позволяет наглядно представить естественную эволюцию инженерно-геологических условий в геологическом времени. Она представляет собой общую модель смены (изменения) инженерно-геологических обстановок в ходе геологического развития территории и может быть также названа историко-геологической. Говорить об эволюции здесь можно, так как предполагается, что смена обстановок (состояний инженерно-геологической структуры) вдоль оси времени не беспорядочна и в ней можно определить некоторые тенденции и закономерности. Следует отметить, что если уменьшать интервал времени, в течение которого рассматриваются изменения, то можно со все большей детальностью восстановить ход эволюции инженерно-геологических условий.

Если спроецировать линию MM_1 на две плоскости, образованные попарно осями региональных геологических и зональных факторов формирования инженерно-геологических условий, то получаются две прямые линии. Как следует из теоретико-графической модели, за отрезок времени геологического процесса региональные геологические факторы изменялись на величину отрезка PP_1. Величина отрезка ZZ_1 определит изменение зональных факторов за тот же отрезок времени. Последние претерпевают наибольшие изменения;

это соответствует представлениям о том, что скоростная структура геологического времени определяется по медленным геологическим процессам, развивающимся под влиянием эндогенных причин, и по более быстрым геологическим процессам, на развитие которых в существенной мере влияют экзогенные причины.

Две пространственные и одна временна́я ось теоретико-графической модели являются неразрывно связанными и формируют единую систему координат, местонахождение точек в которой определяется их положением не только в пространстве, но и во времени. Любая точка будет перемещаться в этой системе координат по некоторой линии, форма которой определяется взаимодействием факторов формирования инженерно-геологических условий. Важный момент — если реальная линия движения точки может быть сложной кривой (штрихпунктирная линия в теоретико-графической модели), то так называемый пространственно-временной интервал, в течение которого одна точка перемещается в другую, в системе координат изображается в виде прямой линии. Понятие о пространственно-временном интервале вытекает из положения о неразделимости времени и пространства в природных процессах. Этот интервал является мерой пространственно-временного расстояния между двумя природными событиями, а в данном случае — между двумя состояниями инженерно-геологической структуры.

Указанный методический подход находит свое отражение в одном из важнейших положений инженерной геологии: современный инженерно-геологический облик территории сформировался в ходе всей геологической истории данного региона и отражает ее. Здесь выражена логическая связь между исследованиями статических и ретроспективных систем.

Логико-графические модели широко используются и для описания закономерностей формирования свойств грунтов. Например, логико-графические модели формирования просадочности в графической форме передают главные особенности формирования просадочности лёссовых грунтов разных генетических типов как син- или эпигенетического свойства. Созданы логико-графические модели формирования деформационных свойств глинистых грунтов в процессе литификации.

Первые логико-графические модели в данном их понимании были предложены Н.Я.Денисовым применительно к описанию закономерностей формирования просадочности лёссовых грунтов. Эти гипотетические (т.е. отражающие гипотезу) модели созданы им в системе прямоугольных координат «пористость—нагрузка» и отражали закономерности замедленного уплотнения дегидратируемого первоначально сильноувлажненного пылеватого осадка по сравнению с его полностью и постоянно водонасыщенным аналогом и формирование в результате этого в ходе геологического процесса недоуплотненного по отношению к действующей нагрузке состояния сформировавшегося грунта. Такое недоуплотненное состояние, сформировавшееся в ходе природной дегидратации пылеватого осадка элементарного слоя под природной нагрузкой, является и генетической, и морфологической причиной просадочности лёссовых грунтов.

Логико-графические модели формирования просадочности, основанные на таком подходе, сконструированы Н.Я.Денисовым для эоловых, пролювиальных, делювиальных и аллювиальных отложений. На рис. 1.17 показана такая модель для аллювиальных лёссовых грунтов. Она отражает следующий

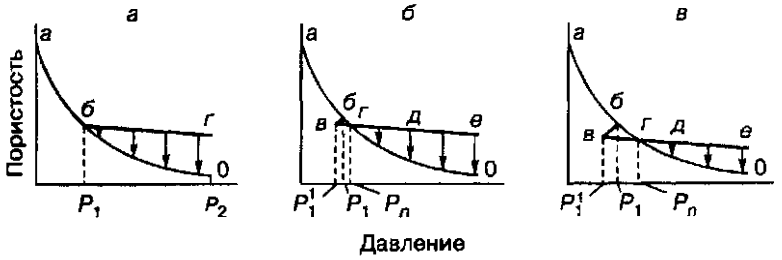


Рис. 1.17. Логико-графические модели уплотнения и формирования эпигенетической просадочности элементарного слоя аллювиальных пылеватых отложений, предложенные Н.Я.Денисовым *(а)* и В.Т.Трофимовым для легких *(б)*, средний и тяжелых *(в)* лёссовидных суглинков. Стрелками здесь и далее показана величина зоны потенциальной просадочности грунта

процесс формирования недоуплотненности аллювиальных пород в ходе прогрессивного литогенеза.

При накоплении пылеватых осадков в пределах поймы давление, испытываемое элементарным их слоем в связи с увеличением мощности последующих перекрывающих образований с 0 до h м, возрастает от 0 до P_1. Поскольку осадки водонасыщены (или сильно увлажнены), то их уплотнение эффективно и совпадает с кривой полного соответствия пористости действующему давлению *а—о* (кривая нормального уплотнения).

В ходе геологического развития пойменные условия сменяются обстановкой надпойменной террасы, что обусловит некоторое подсыхание и снижение нагрузки до P_1^1, усадку (отрезок *б—в*) и упрочнение аллювиальных молодых пород (в точке *в* они будут находиться в переуплотненном состоянии). Если затем эти породы будут перекрыты образованиями делювиального (пролювиального) происхождения (или на ней возведут инженерное сооружение), то суммарная нагрузка на рассматриваемый слой возрастает до большей по сравнению с разрезом поймы величины (например, до P_2). Под ее влиянием маловлажные упрочненные породы этого слоя начнут уплотняться. Их уплотнение происходит значительно медленнее по сравнению с полностью водонасыщенным осадком. Вследствие этого после точки *г* возникает эпигенетическая недоуплотненность аллювиальных пород (при этом чем больше величина дополнительной пригрузки и чем меньше влажность этих пород, тем большей будет степень такой недоуплотненности). В соответствии с этим увлажнение такого грунта вызовет его доуплотнение и дополнительную осадку — просадку.

Подобные модели были предложены Н.Я.Денисовым как модели гипотетические для так называемого элементарного слоя отложений, не апробированные на физических моделях-образцах. Последнее было сделано В.Т.Трофимовым, Т.В.Андреевой, А.В.Ершовой и другими исследователями много позже и позволило существенно уточнить модели Н.Я.Денисова, но главная логика моделей осталась прежней. Все эти модели, описывающие закономерности формирования просадчности эоловых, пролювиальных и делювиальных отложений — осадков пылеватого состава, с одной стороны, и аллювиальных молодых пород — с другой, описывали, по существу, два совершенно различных генетических способа формирования просадочности. В первом случае просадочность формировалась в ходе преобразования «непросадочный

осадок—просадочная порода», во втором — «непросадочная порода—просадочная порода». В этом разобрались много позже, и это послужило основанием В.Т.Трофимову (1980) для выделения двух генетических типов просадочности — сингенетического и эпигенетического.

Логико-графическая «схема формирования свойств лёссовых пород» создана и В.Д.Ломтадзе. Ее логика совершенно иная. В ней рассматривается не процесс формирования просадочности как характернейшего свойства лёссовых пород, а иллюстрируется в графической форме этапность преобразования почвы в лёссовую породу типичную, лёссовую породу разных стадий деградации и превращения ее в глинистую алевритовую уплотненную породу на определенных стадиях катагенеза (рис. 1.18).

Логико-графические модели формирования свойств глинистых грунтов предложены разными исследователями. В.Д.Ломтадзе в 1958 г. привел «Схему формирования свойств глинистых пород при литификации», в которой выделены этапы преобразования глинистого грунта от стадии ила до стадии аргиллитов сланцеватых. Всего выделено три стадии — ила, глинистой породы, превращения глинистой породы в сланцеватые аргиллиты.

Позже В.Д.Ломтадзе в учебнике «Инженерная геология. Инженерная петрология» (1970) предложил еще две схемы: «Схему формирования свойств глинистых пород при литификации в платформенных областях» (рис. 1.19) и «Схему формирования свойств глинистых пород при литификации в складчатых областях». Логика их содержания аналогична первой схеме.

На современном этапе развития грунтоведения наиболее продвинутой оказалась разработка логико-графических моделей формирования просадочных лёссовых грунтов. Среди них следует выделить три типа моделей: 1) логико-графические модели формирования просадочности лёссовых пород применительно к малому объему пород («элементарный слой») в прямоугольных координатах, идейно восходящие к вышеназванным предложениям Н.Я.Денисова; 2) те же модели, в которых предпринимается попытка графически описать процесс формирования просадочности в толще пород; 3) логико-графическая модель формирования недоуплотненности (просадочности) лёссовых грунтов с использованием треугольных фазовых диаграмм Гиббса (предложена Т.В.Андреевой).

Модели первого типа для эоловых лёссовых грунтов элементарного слоя для разных режимов его многократного промачивания и последующей дегидратации приведены на рис. 1.20. Существенным недостатком таких моделей следует считать то, что они рассматривают конкретные закономерности формирования свойств грунтов применительно к объему «элементарного слоя». Между тем в природных условиях формирование свойств происходит в толще, нередко сложно построенной, под влиянием разных процессов, которые начинают и заканчивают свое развитие в разное время.

Создание логико-графических моделей второго типа — моделей уплотнения и формирования просадочности лёссовых пород применительно к объему толщи — проблемная задача дальнейших исследований. В принципе толщу лёссовых грунтов можно представить как сочетание определенного для каждой толщи количества элементарных слоев таких грунтов. Из этого следует, что в идеале логико-графическую модель формирования просадочности толщи лёссовых грунтов можно создать как сочетание определенного количества логико-графических моделей формирования просадочности лёссовых грунтов

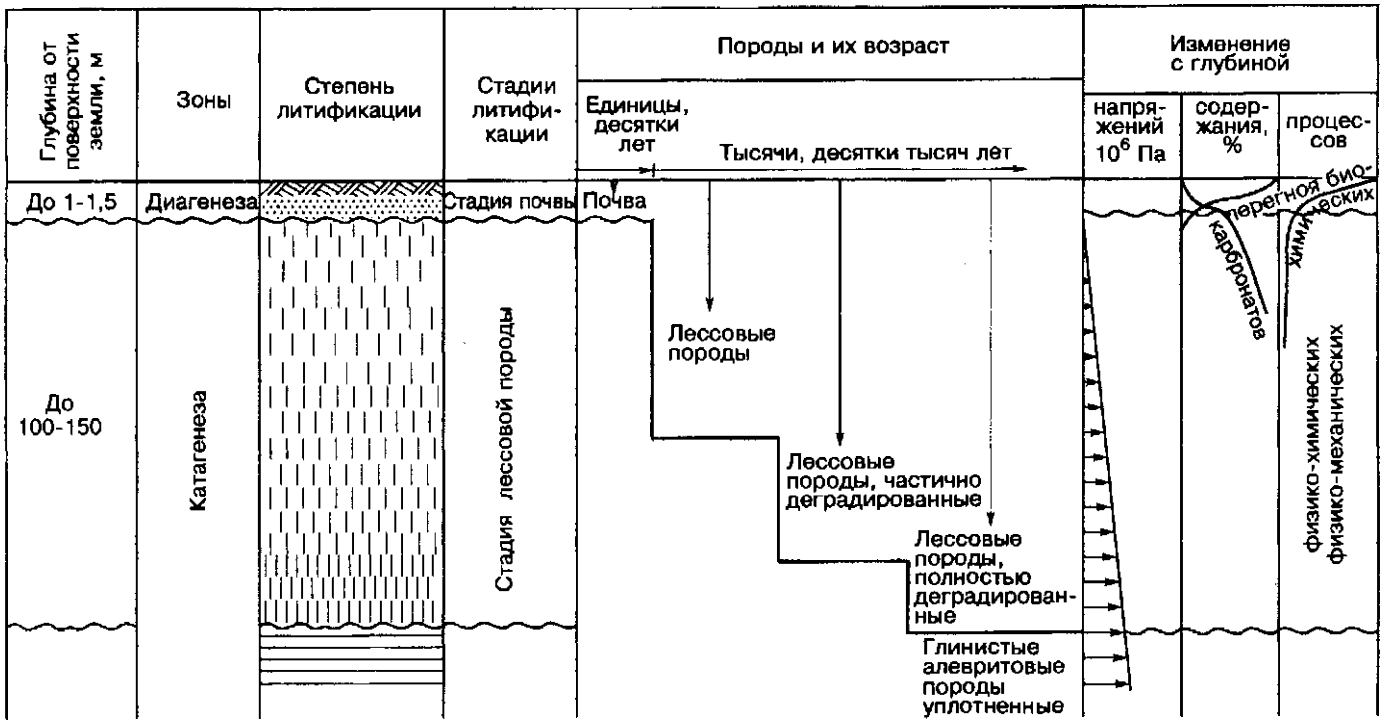


Рис. 1.18. Схема формирования свойств лёссовых пород (*по В.Д.Ломтадзе, 1970*)

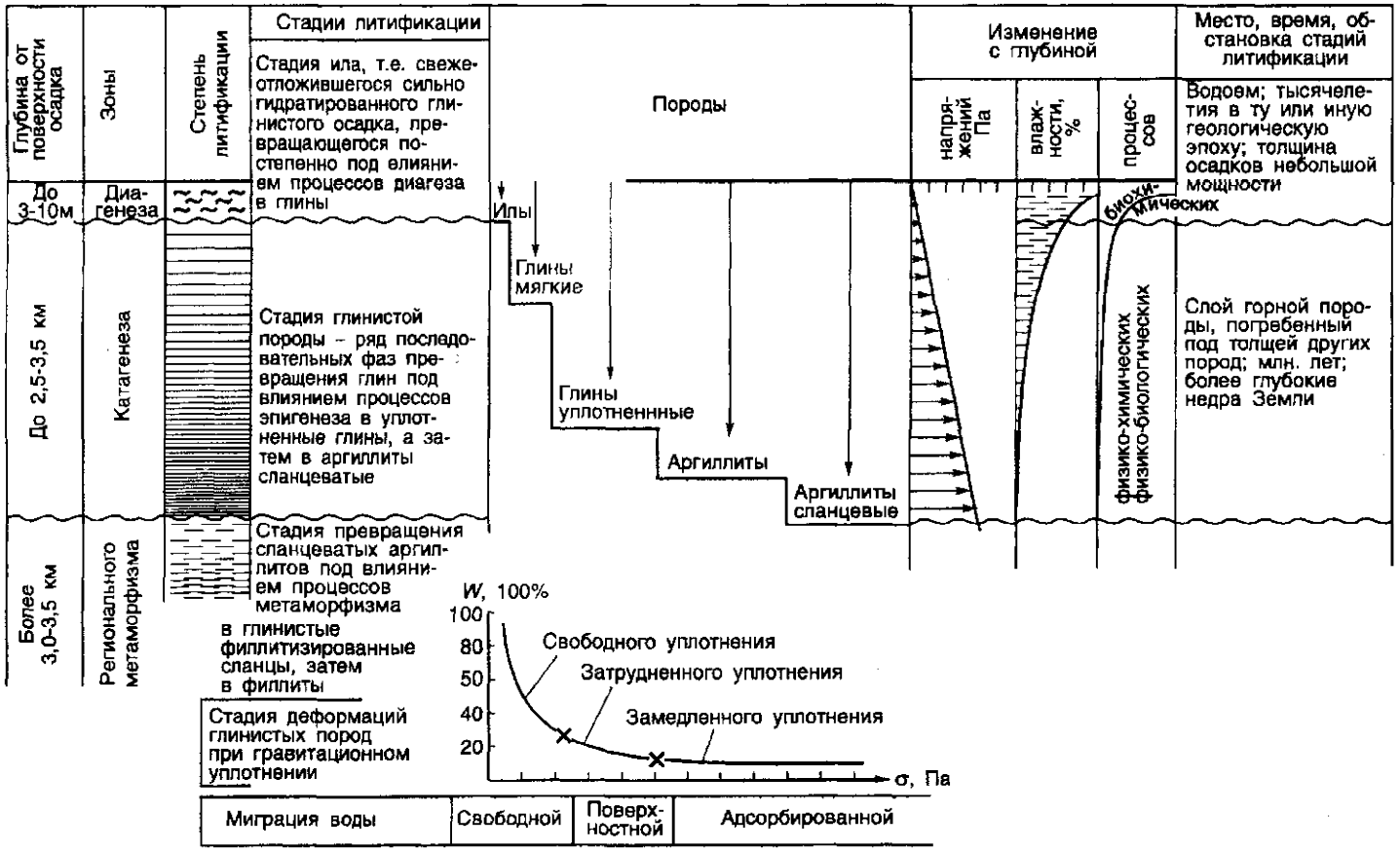


Рис. 1.19. Схема формирования свойств глинистых пород при литификации в платформенных областях (*по В.Д.Ломтадзе*)

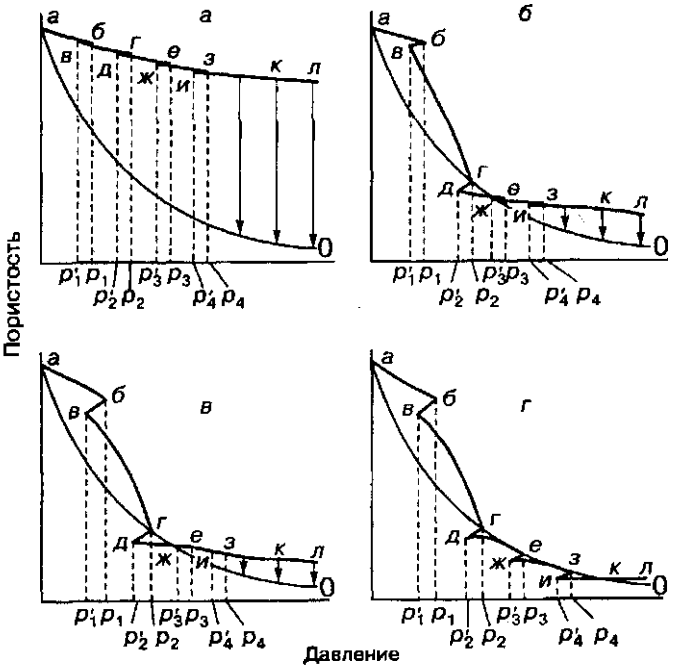


Рис. 1.20. Логико-графические модели уплотнения и формирования сингенетической просадочности эоловых лёссов и легких лёссовидных суглинков *(а, б)*, средних и тяжелых лёссовидных суглинков *(в, г)* при разных режимах многократного увлажнения осадка породы элементарного слоя и последующей их дегидратации *(по В.Т.Трофимову, 1990)*:

а, б — многократное невысокое и однократное сильное увлажнение во втором цикле *(б)* увлажнение—просыхание; *в* — сильное увлажнение в первых двух аналогичных циклах и последующее невысокое увлажнение; *г* — сильное многократное увлаженение

элементарных слоев. Однако реализация такого корректного подхода вызывает определенные трудности. В частности, встает вопрос о том, каково это «определенное количество... элементарных слоев», как их выбрать, выделить для построения модели толщи? Особенно остро эти вопросы встают при анализе мощных циклитически построенных толщ лёссовых пород, включающих четыре—шесть циклитов и более, каждый из которых в качестве составных элементов содержит горизонт лёссовых пород и венчающую их погребенную или современную почву.

Ответ на этот вопрос включает две традиционные для геолога позиции. Первая из них должна регламентироваться тем, что́ и как детально надо отобразить в модели. Вторая определяется уровнем знаний об объекте — истории его геологического, лучше сказать, истории инженерно-геологического развития. Иначе говоря, принятие самостоятельных геологических решений, как правило, волюнтаристских, но обоснованных геологически по обеим позициям, неизбежно.

Создание логико-графической модели формирования просадочности относительно однородной толщи лёссовых грунтов, включающей только один циклит, особенно для этапа осадконакопления и его (осадка) первичной дегидратации, действительно можно создать как сочетание аналогичных моделей ее элементарных слоев. На рис. 1.21 показана модель сочетания четырех слоев: первого — залегающего в нижней части толщи, второго и третьего — в средней части, но на разной глубине, и четвертого — в верхней части. На этой модели также можно отразить суммарное воздействие последующих гипергенных процессов на состояние грунта, обусловливающих неодинаковое их разуплотнение на разных глубинах.

Главным недостатком описанных логико-графических моделей формирования свойств грунтов является не существенная, как считают некоторые ис-

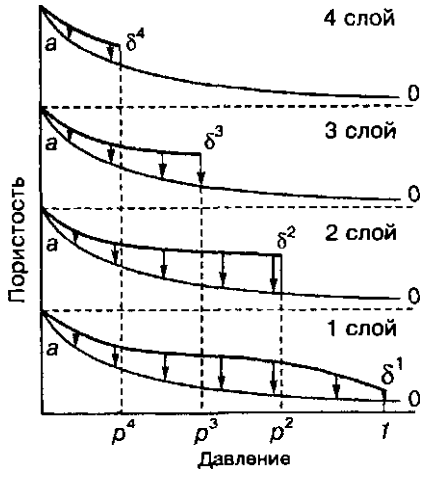


Рис. 1.21. Логико-графические модели уплотнения и формирования просадочности лёссовых грунтов однородной по строению толщи (*по В.Т.Трофимову, 1998*)

следователи, их схематичность, высокая степень генерализации процессов и закономерностей, а *отсутствие координаты времени* на моделях, что не позволяет прямо, непосредственно на модели отразить ход процесса во времени. Это делается на рассмотренных моделях лишь косвенно, например, через меняющиеся величины действующих на грунт-осадок и грунт-породу давлений или влажности.

Использование в системе прямоугольных координат третьей координаты — координаты времени, с одной стороны, устраняет существенный недостаток описанных ранее логико-графических моделей, а с другой — придает им принципиально новое содержание. Последнее обусловлено тем, что реализуется возможность более точного и конкретного отображения не только особенностей формирования «первичной» просадочности, но и получения наглядного визуального представления о дальнейшей ее трансформации в ходе дальнейшей геологической жизни рассматриваемого элементарного объема лёссового грунта в разрезе толщи.

На рис. 1.22 показаны основы подхода к созданию логико-графической модели формирования просадочности лёссового грунта, реализующего изложенную идею. Вид рисунка и ход кривой изменения пористости лёссового грунта во многом непривычны тем, кто занимается грунтоведением. Главное

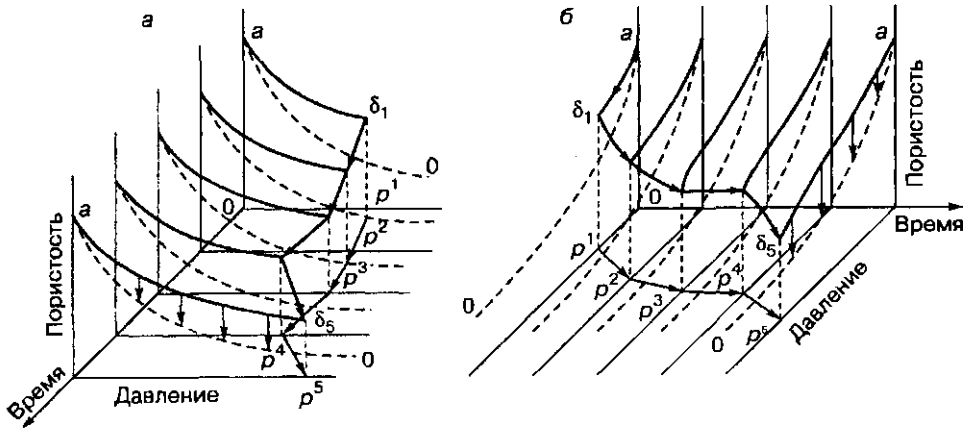


Рис. 1.22. Логико-графические модели уплотения и формирования просадочности лёссовых грунтов элементарного слоя в координатах «пористость—давление (нагрузка)—время» (два варианта). P^1, P^2,..., P^5 — «обобщенная» нагрузка на грунт рассматриваемого элементарного слоя от веса вышележащих образований (ее изменение при увлажнении и дегидратации грунта и этих образований не показано) (*по В.Т.Трофимову, 1998*)

же заключается в том, что создание моделей подобного типа требует реальных данных о закономерностях формирования и последующей трансформации просадочности во времени. Рассмотрение таких задач инженер-геологи часто «опускают» даже при решении теоретических генетико-возрастных ретроспективных задач. Это обусловлено тем, что мы во многом еще не подготовлены к их решению, хотя такие задачи — сугубо инженерно-геологические.

Создание логико-графических моделей формирования циклитчески построенной толщи с координатой времени — задача более сложная, особенно если учесть, что реальная нагрузка на нижележащие циклиты менялась неоднократно вследствие абсолютного увеличения веса от вышележащих образований на этапе осадконакопления и увлажнения осадка и на этом фоне последующего его снижения после дегидратации вновь сформировавшегося циклита. В связи с этим при построении таких моделей приходится взаимосвязано учитывать следующие позиции: 1) особенности изменения пористости (коэффициента пористости) для грунтов каждого циклита как на этапе образования слагающих его пылеватых осадков-пород, так и во время перерыва осадконакопления, в период формирования почвы, которая становится погребенной при следующем осадконакоплении; 2) особенности уплотнения от весового воздействия каждого нового образовавшегося циклита лёссовых грунтов на нижележащие; 3) особенности проявления первых двух позиций во времени. Даже если представить на логико-графической модели каждый циклит только одной кривой реального уплотнения, то для сложнопостроенной толщи такая модель неизбежно является непростой.

На примере абстрактного разреза эоловых лёссовых грунтов модель, реализующая изложенный подход, приведена на рис. 1.23. На ней показано формирование просадочности лёссовой толщи, состоящей из четырех циклитов, причем совершенно сознательно выбрана ситуация, когда каждый циклит имеет одинаковый состав твердой компоненты и тип почвы, мощность лёссовых пород и погребенной почвы, одинаковую исходную пористость. В модели заложена разная продолжительность этапов перерыва осадконакопления и, следовательно, продолжительность этапов гипергенного образования ранее сформировавшихся лёссовых пород, в том числе и под влиянием процессов почвообразования.

На рис. 1.23 под осью нагрузки на модели помещена пояснительная своеобразная временная информация, позволяющая четко выделить периоды осадконакопления и периоды его перерыва, что позволяет более четко представить причинный ход кривой реального уплотнения. На правой схеме рис. 1.23 по оси абсцисс, по существу, совмещено изменение нагрузки от вышележащих грунтов и время осадконакопления и его перерывов. Такой вариант построения модели с учетом абсолютной или относительной продолжительности этих временных интервалов позволяет получить более наглядную информацию.

Все изложенное свидетельствует, что разработка теории и методики построения логико-графических моделей формирования свойств грунтов находится на первой стадии своего становления. К числу важнейших задач в обсуждаемой области относятся: 1) разработка логико-графических моделей формирования свойств грунтов как важнейшей составной части общей проблемы формирования свойств скальных, дисперсных и мерзлых природных и искусственно созданных (антропогенных) грунтов разных генетических ти-

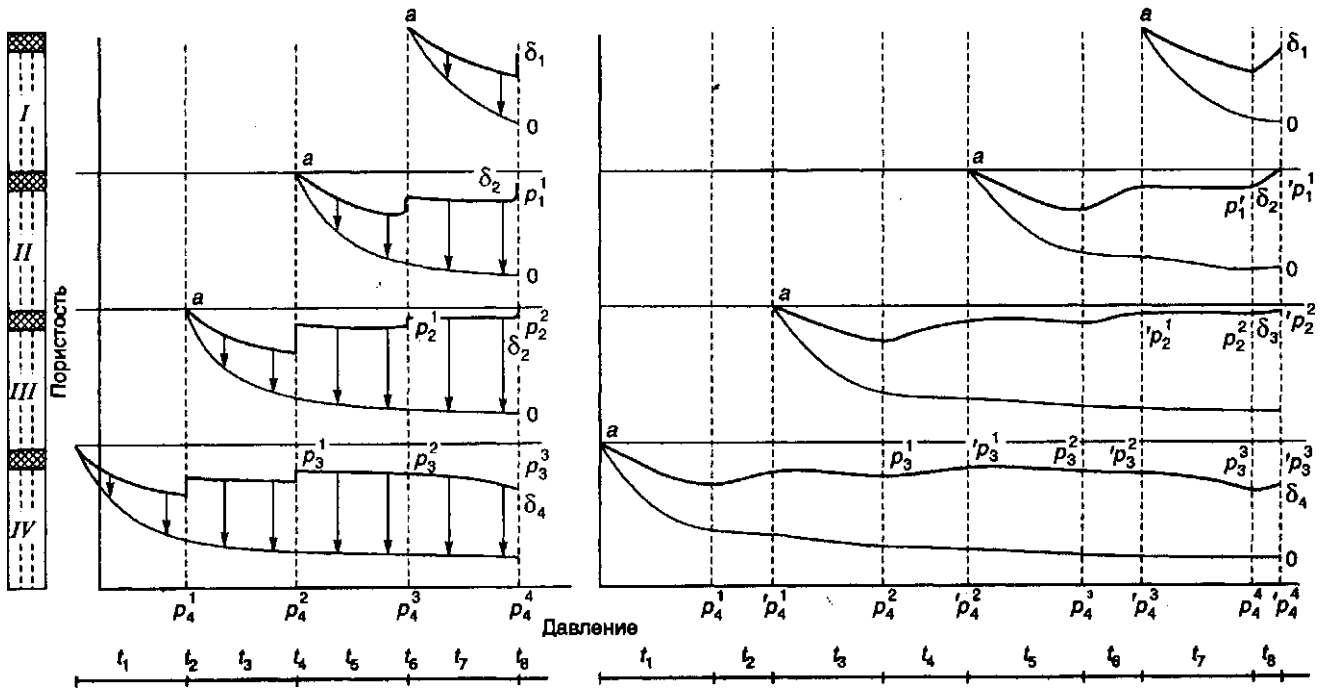


Рис. 1.23. Логико-графические модели уплотнения и формирования просадочности лёссовых грунтов циклитно построенной толщи (пояснения в тексте). t_1, t_3, t_5 и t_7 — периоды осадконакопления; t_2, t_4, t_6 и t_8 — периоды перерыва осадконакопления, почвообразования и гипергенного разуплотнения пород; P_1^1, $P_2^1 \ldots P_n^n$ — давление на рассматриваемый слой лёссовых пород в увлажненном состоянии толщи или отдельных ее циклитов; ${}^1P_1^1$, ${}^1P_2^1 \ldots {}^1P_n^n$ — давление на тот же слой в период дегидратации толщи или вновь образованных циклитов (по *В.Т.Трофимову*, 1998)

пов применительно к разным инженерно-геологическим структурам; 2) поиск путей создания логико-графических моделей нового содержания, позволяющих отражать ход процессов, определяющих формирование данного свойства, во времени; для этого целесообразно адаптировать к решению этой задачи предложения о введении дополнительной оси времени, что можно осуществить разными способами; 3) поиск путей создания логико-графических моделей формирования и эволюции толщ разного состава, строения и состояния, в том числе толщ сложнопостроенных.

1.9. Научный метод грунтоведения

Научный метод любой научной дисциплины включает две тесно связанные стороны. Первая — объективное основание, в качестве которого выступает теория познания объекта данной науки, вторая — так называемая субъективная часть, представляющая собой (по Г.К.Бондарику, 1981) систему правил и способов, позволяющих получать новые научные результаты или осуществлять практическую деятельность.

Объективным основанием грунтоведения является теория формирования состава, строения, состояния и свойств грунтов и сложенных ими толщ. По своему содержанию эта теория является морфолого-генетико-исторической. Из этого следует, что грунтоведение должно исследовать не только современные морфологические особенности грунтов, но и генетические и постгенетические закономерности формирования их состава, строения, состояния и свойств.

Субъективная часть метода грунтоведения включает так называемые общие методы познания, специальные общенаучные и общегеологические методы познания, частные методы познания геологических и сопредельных наук, а также частные специально ориентированные методы грунтоведения. В качестве первых — общих — методов познания выступают материалистическая диалектика и системный метод. К специальным общенаучным методам познания относятся научные методы физики, механики, химии, математики, к общегеологическим — сравнительно-геологический метод. Частные методы познания геологических наук, используемые в субъективной части научного метода грунтоведения, показаны на рис. 1.24.

Поясняя эти позиции, Г.К.Бондарик (1981) писал: «Она (теория формирования грунтов. — *авт.*) неизбежно обращается в прошлое и ретроспективно рассматривает движение геологической среды в прошедшем геологическом времени, в историческом плане. Эта цель достигается включением в арсенал методов, используемых грунтоведением, сравнительно-геологического метода. Являясь общегеологическим, он, естественно, включает в число своих компонентов некоторые частные методы геологических наук. Развитие и совершенствование теории грунтоведения предполагает широкое использование частных методов литологии и петрографии (изучение минерального состава, структуры и текстуры горных пород), а также частных методов инженерной (физической) геологии для изучения в лабораторных условиях и в поле физико-механических свойств геологической среды, включая и комплекс свойств. Вопросы классификации объектов грунтоведения, вопросы, связанные с обсуждением вещественного состава геосистем и их элементов, требуют для своего решения таксономико-субстратных методов системного анализа. Обсуждая метод грунтоведения, нельзя не указать на использование общих ме-

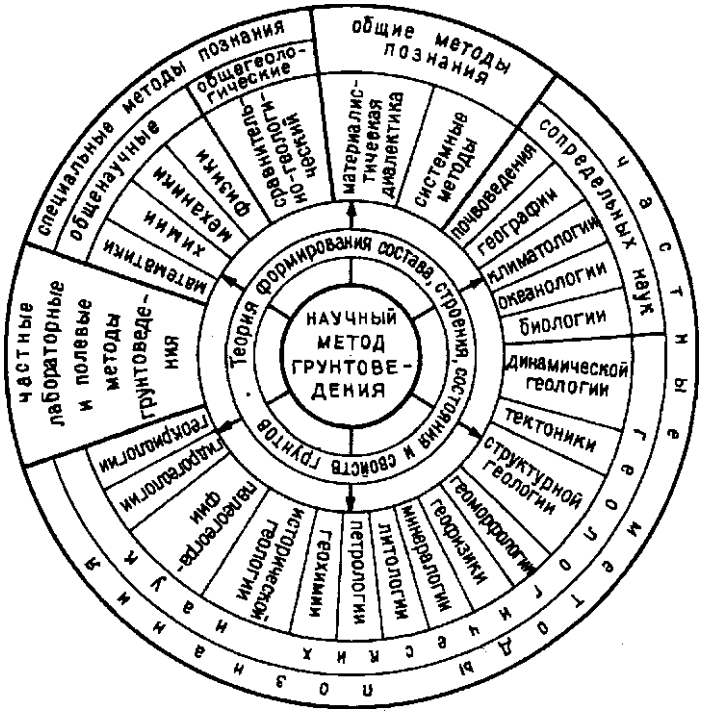


Рис. 1.24. Структура научного метода грунтоведения. Составил *В.Т.Трофимов*

тодов физики, физической химии, механики в их экспериментальной части как компонентов частных методов грунтоведения, так и самостоятельных (например, методы физического моделирования), а также методов математики. Резюмируя, можно утверждать, что метод грунтоведения включает сравнительно-геологический метод, системный метод, общенаучные методы (механики, физики, математики)», а также большое число частных методов познания объекта многих геологических наук и собственно грунтоведческих лабораторных и полевых методов исследований.

1.10. Структура грунтоведения как науки

Грунтоведение, как видно на рис. 2, составленном на основе логико-структурного подхода, в качестве составных частей (научных разделов) включает общее, региональное и геодинамическое грунтоведение. Такое подразделение грунтоведения с названием его третьего раздела «динамическое грунтоведение» осуществил Г.К.Бондарик (1981). Оно же высказано в «Теоретических основах инженерной геологии» (1985).

Такое подразделение грунтоведения принимается не всеми. Так, в 1989 г. Е.М.Сергеев это научное направление назвал «грунтоведение и техническая мелиорация грунтов». О неоднозначности понимания структуры грунтоведения свидетельствуют и исторические данные. Е.М.Сергеев еще в 1952—1959 гг. в составе грунтоведения в качестве его разделов обособлял общее и региональное грунтоведение, техническую мелиорацию грунтов и механику грун-

тов. В 1968 г. последний раздел он рассматривал уже вне грунтоведения как «одно из связующих звеньев между грунтоведением и инженерной геодинамикой». Техническая мелиорация грунтов как раздел грунтоведения, по мнению Е.М.Сергеева, «приобретает все большее значение и большую самостоятельность».

Большой динамичностью характеризовались и взгляды В.А.Приклонского. В 1949 г. он подразделял грунтоведение как науку на общее и специальное грунтоведение. Первое включало генетическое и региональное грунтоведение, второе — методы изучения, классифицирования и оценки грунтов. В 1955 г. он подразделил грунтоведение на научные разделы, где выделил общее и региональное грунтоведение и мелиорацию грунтов.

Более дробное подразделение грунтоведения как науки, входящей в цикл «общая и теоретическая инженерная геология», в 1971 г. предложил Ф.В.Котлов[17]. В его представлении грунтоведение включает: 1) общее, 2) генетическое, 3) региональное (входит в региональную инженерную геологию), 4) мелиоративное, 5) историю грунтоведения.

Эти предложения, вытекающие из логики рассмотрения грунтоведения вне структурной связи с другими научными направлениями инженерной геологии, в то время были интересными и очень прогрессивными. Однако логико-структурный подход к рассмотрению соотношения научных направлений инженерной геологии привел к иным, ранее названным позициям (см. рис. 2).

Общее грунтоведение — научный раздел грунтоведения, исследующий общие особенности состава, состояния, строения и свойств грунтов и их ассоциаций, закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под воздействием природных и антропогеных современных и прогнозируемых геологических процессов. В рамках этого раздела исследуются логическое (общепланетарное) разнообразие химико-минерального и структурно-текстурного многообразия грунтов и их свойств и влияние на них различных факторов. Именно здесь разработано и развивается учение о закономерностях формирования названных особенностей грунтов и ходе прогрессивного и регрессивного литогенеза и их изменения под влиянием техногенеза. Последнее подразумевает не только изучение воздействия техногенных факторов на природные грунты, но и создание грунтов с заданными свойствами. Этим занимается техническая мелиорация грунтов — специальная наука, и по объекту, и по предмету пересекающаяся с общим грунтоведением. Теоретико-методическая основа создания грунтов с заданными свойствами опирается на теорию общего грунтоведения, в частности на его разделы, описывающие закономерности взаимодействия компонент (и фаз) грунта.

Общее грунтоведение исследует объект в основном в признаковом пространстве. При решении вопросов формирования состава и свойств грунтов — задачи, ретроспективной по содержанию, объект изучается в геологическом пространстве и геологической временно́й системе. При разработке технологии создания грунтов с заданными свойствами — решении прогнозной задачи — объект можно исследовать как в пространстве признаков, так и в геологическом пространстве, но в физическом времени.

---

[17] **Котлов Федор Васильевич** (*1905—1991*) — выдающийся инженер-геолог, основоположник учения об антропогенных геологических процессах, в том числе на урбанизированных территориях, выпускник МГРИ (1937), профессор, ректор МГРИ (1943—1949), заслуженный деятель науки и техники РСФСР.

Региональное грунтоведение — научный раздел грунтоведения, исследующий особенности пространственного распределения грунтов (как элемента инженерно-геологических структур), пространственно-временны́е закономерности формирования их состава, состояния и свойств и изменение под воздействием современных и прогнозируемых природных и антропогенных процессов. При решении части этих задач анализируются историко-геологические вопросы, по существу генетико-возрастные. В этом отношении генетическое грунтоведение в значительной части входит в региональное грунтоведение, которое по содержанию является генетико-региональным.

Региональное грунтоведение исследует свой объект чаще всего в геологическом пространстве, причем он (объект) может рассматриваться и в морфологическом, и в ретроспективном, и в прогнозном планах. Однако исследование объекта может проходить и в признаковом пространстве.

В заключение отметим, что региональное грунтоведение, являясь научным разделом грунтоведения, в то же время представляет и научный раздел региональной инженерной геологии (см. рис. 2). Именно региональное грунтоведение позволяет охарактеризовать вещественный состав, состояние и свойства пород, слагающих инженерно-геологические структуры разных иерархических уровней.

Геодинамическое грунтоведение — научный раздел грунтоведения, исследующий закономерности пространственно-временно́го изменения состава, состояния и свойств грунтов под влиянием природных и антропогенных современных и прогнозируемых геологических процессов. Объект — динамическая система — в этом случае обычно изучается в физической временно́й системе в геологическом пространстве; кроме того, он может исследоваться в пространстве признаков.

Геодинамическое грунтоведение является одновременно и частью инженерной геодинамики (см. рис. 2). Изучать экзогенный геологический процесс в отрыве от исследования режима свойств толщи грунтов, в которой он развивается, невозможно.

Общее, региональное и геодинамическое грунтоведение тесно связаны между собой как по объекту, так и по методам исследования. Каждый из этих научных разделов изучает разные стороны исследуемого объекта и вносит необходимый элемент в познание грунтов и грунтовых толщ.

Литература

Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. М.: Недра, 1981. 256 с.

Генезис и модели формирования свойств грунтов/Под ред. В.Т.Трофимова и В.А.Королева. М.: Изд-во МГУ, 1998. 165 с.

Грунтоведение/Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Изд-во МГУ, 1983. 392 с.

Королев В.А. Новые идеи в систематизации свойств грунтов//Новые идеи в инженерной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 42–49.

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1984. 511 с.

Сергеев Е.М. Методологические основы грунтоведения//Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. Вып. 3. М.: Изд-во МГУ, 1968. С. 5–16.

Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы. М.: Недра, 1985. 332 с.

Теоретические проблемы инженерной геологии/Под ред. В.Т.Трофимова и В.А.Королева. М.: Изд-во МГУ, 1999. 166 с.

Трофимов В.Т. Содержание, структура и современные задачи инженерной геологии. Статья I// Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1996, № 6. С. 3–16.

Трофимов В.Т. Содержание, структура и современные задачи инженерной геологии. Статья II// Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 3—15.

Трофимов В.Т. Основные законы инженерной геологии и ее научных направлений//Теоретические проблемы инженерной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1999. С. 30—34.

Трофимов В.Т. Термин «грунт»: ретроспектива и современное содержание//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 1. С. 58—61.

ГЛАВА 2

Положение грунтоведения в системе геологических наук

2.1. Грунтоведение в системе теоретического геологического знания

Инженерная геология и грунтоведение зародились и развивались как прикладная наука. Такой же статус ей придается некоторыми авторами, не являющимися профессиональными исследователями в этой области, и на современном этапе. Такая точка зрения не принимается инженер-геологами.

В этом плане интересно мнение Е.М.Сергеева (1989), который писал, что многие теоретические исследования неожиданно для их авторов на практике оказывались революционными. И, наоборот, из работ, казалось бы, имеющих чисто прикладное значение, вырастали новые теории, что неоспоримо. Поэтому выделение в геологической науке чисто теоретических и чисто прикладных разделов принципиально неверно. Добавим лишь, что в каждой из современных геологических наук обособляются и научные направления, и практические разделы.

В отношении теоретического (научного) и практического интересно высказался академик Л.П.Капицы: «Чистая наука — это свободная научная мысль, оторванная от запросов жизни. Это искание новых явлений природы... Прикладная наука — это может быть точь-в-точь такое же исследование, но задача которого — решить практическую проблему. Например, мы закладываем буровую скважину. Если скважина заложена, чтобы узнать, есть ли нефть, то это практическая проблема. Если же такая скважина заложена для того, чтобы изучать геологические наслоения, то это чисто научная работа».

Эти позиции, изложенные в гл. 1 положения об объекте, типах задач и систем, исследуемых инженерной геологией и грунтоведением, а также составе учений, которые развиваются в современной геологической науке, позволяют по-новому оценить положение инженерной геологии в теоретическом геологическом знании. На рис. 2.1 названы семь таких учений. Выделение из них первых пяти — позиция традиционная. Обособление в этом ранге учения об экологических функциях литосферы также можно считать признанным в геологической науке. Выделение в их ранге учения об инженерно-геологических условиях Земли тоже можно считать установившимися, хотя она и требует специальной аргументации, тем более, что Е.М.Сергеев в 1989 г. этого не сделал. Он отнес инженерную геологию к «геологии окружающей среды» (эколого-геологическому направлению современной геологии), несмотря на

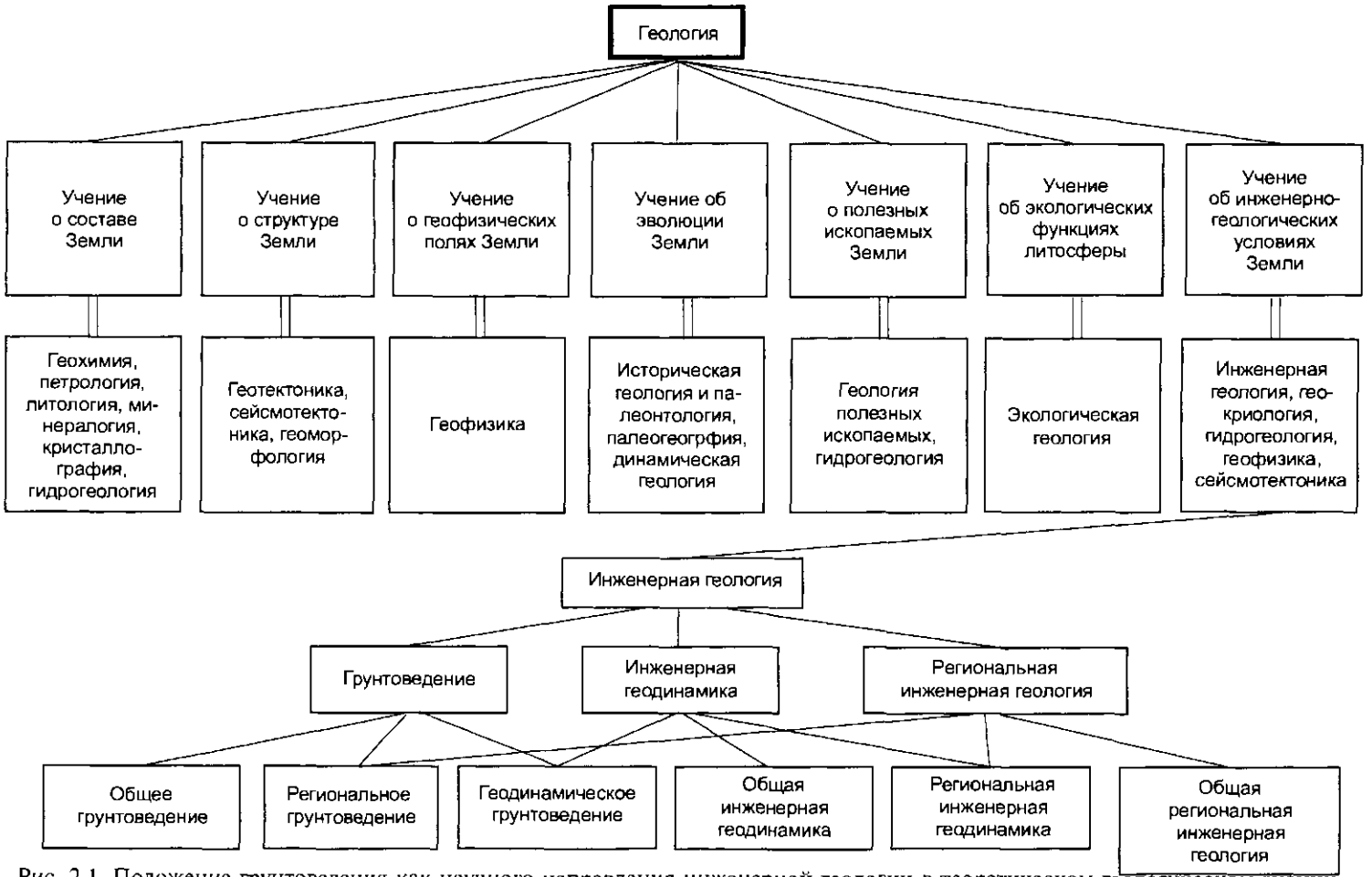


Рис. 2.1. Положение грунтоведения как научного направления инженерной геологии в теоретическом геологическом знании (по *В.Т.Трофимову*, 1995)

то что ранее, еще в 1974 г., он предпринимал действия к расширению содержания инженерной геологии до науки о ноосфере.

Главным аргументом необходимости обособления учения об инженерно-геологических условиях Земли в качестве самостоятельного является, как показано во многих работах (Бондарик, 1981; Теоретические основы..., 1985; Трофимов, 1996, 1997 и др.), глубокая специфичность объекта и предмета исследования инженерной геологии, типов задач и типов систем, ею изучаемых, формирование объемного теоретического знания в виде теорий, законов, идей и гипотез и экспериментальных данных, разработанной методики инженерно-геологических исследований, включая грунтоведческие. Важное значение имеет и все возрастающая роль инженерно-геологических теоретических проблем, связанных с исследованием закономерностей формирования инженерно-геологических условий (включая формирование состава, состояния и свойств грунтов) различных геолого-структурных зон, Земли в целом и их пространственно-временно́го изменения в эпоху техногенеза. Во многом именно возросший уровень техногенного воздействия на геосферные оболочки Земли «глобализировал» ряд теоретических инженерно-геологических проблем и тем самым повысил статус учения об инженерно-геологических условиях Земли, объективно поставив его в один ряд с учениями о составе, структуре и эволюции Земли.

Каждое из названных учений сформировано и развивается своим комплексом конкретных геологических наук (см. рис. 2.1), которое своими теориями, законами и методами обеспечивает дальнейшее совершенствование данного учения. При таком подходе инженерная геология выступает как конкретная геологическая наука (а может быть, ее ранг уже выше — научное направление в геологии), изучающая инженерно-геологические условия Земли и синтезирующая знания и других смежных геологических наук. Грунтоведение в этой системе исследует теоретические проблемы формирования состава, строения, состояния и свойств и их изменения по влиянием природных факторов и техногенеза.

2.2. Грунтоведение в системе практического геологического знания

Геология в практическом плане призвана выполнить четыре важнейших функции: 1) обеспечение человечества минерально-сырьевыми ресурсами; 2) геологическое обоснование инженерно-хозяйственной деятельности человечества; 3) геологическое обеспечение устойчивого функционирования экосистем; 4) геологическое обеспечение образовательных и культурно-эстетических потребностей человечества. В реализации третьей и четвертой функций важная роль принадлежит инженерной геологии, во второй — ведущая роль.

Типы прикладных задач, направленные на геологическое обоснование инженерно-хозяйственной деятельности человечества, были сформулированы ранее (разд. 1.6). Каждая из этих типовых задач по-разному решается при инженерно-геологических изысканиях для различных видов инженерно-хозяйственной деятельности и для разных видов строительства. Соответственно выделяется вполне определенная совокупность прикладных разделов инже-

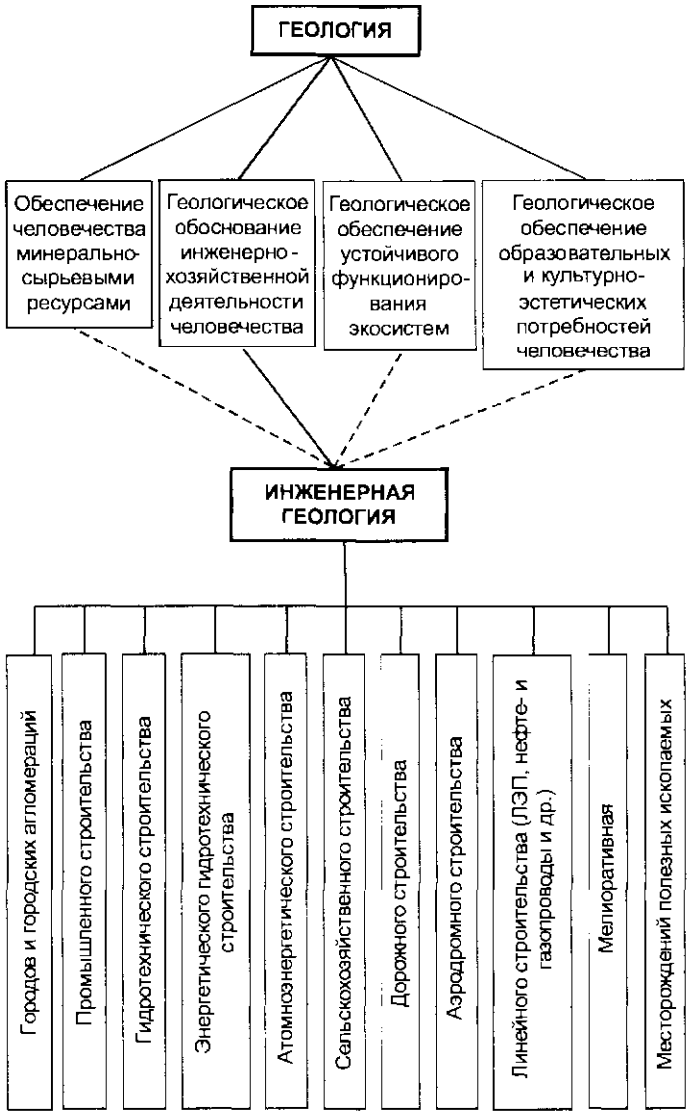


Рис. 2.2. Положение инженерной геологии в прикладном геологическом знании (по *В.Т.Трофимову*, 1995)

нерной геологии и грунтоведения как ее составной части, содержание, задачи и методика осуществления которых сейчас хорошо разработаны. Указанные позиции приведены на рис. 2.2. В дополнение заметим, что число практических разделов инженерной геологии, по-видимому, возрастет в ближайшем будущем (точно так же, как это произошло во второй половине XX в.).

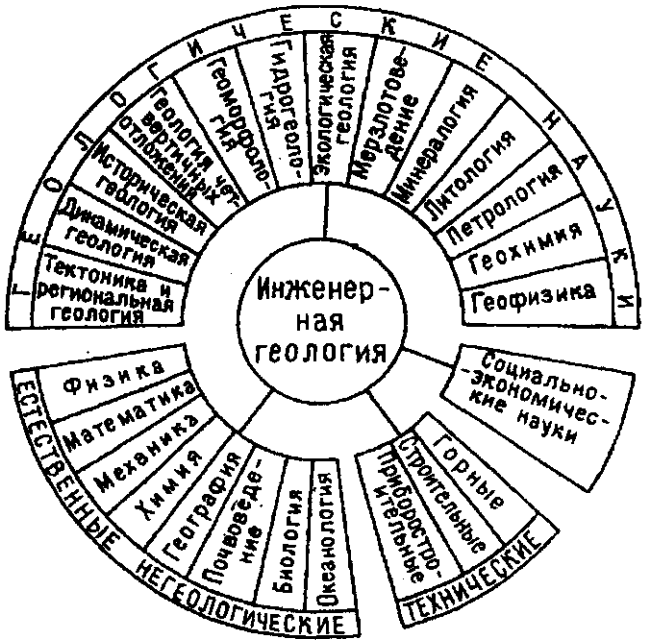


Рис. 2.3. Связь инженерной геологии с естественными, техническими и социально-экономическими науками (*по В.Т.Трофимову, 1999*)

2.3. Связь грунтоведения с естественными, техническими и социально-экономическими науками

Грунтоведение как научное направление инженерной геологии тесно связано с другими науками как геологического, так и негеологического циклов (рис. 2.3). В частности, она, как и все геологические науки, широко использует теоретические достижения и методы физики, механики, химии (в первую очередь физической химии, коллоидной химии) и математики. Она пользуется достижениями многих наук геологического цикла, по-своему интерпретируя их данные, пополняет их результатами собственных исследований и дает необходимый геологический материал для разработки проектов различных инженерных сооружений (строительство, горное дело), всей инженерно-хозяйственной деятельности, инженерно-геологически обосновывая пути рационального использования и охраны геологической среды как важнейшего компонента окружающей среды в целом.

Инженерная геология связана практически со всеми науками геологического цикла. Наиболее тесная связь существует между грунтоведением и науками геохимического цикла (минералогией, литологией, петрографией, геохимией) и особенно гидрогеологией и мерзловедением. Поэтому две последние науки объединяются вместе с инженерной геологией в единый цикл геологических дисциплин.

Все научные направления и практические разделы инженерной геологии занимаются изучением подземных вод в своем аспекте, отличном от задач, стоящих перед гидрогеологией. Так, в грунтоведении особое место занимает

проблема взаимодействия природных водных растворов с твердым компонентом грунтов, особенно с тонкодисперсными минеральными, органическими и органоминеральными частицами, в результате которого в дисперсных грунтах образуется связанная вода, оказывающая значительное влияние на состояние и свойства этих грунтов. В инженерной геодинамике подземные воды рассматриваются как один из главных факторов, обусловливающих механизм и динамику развития экзогенных геологических процессов. В региональной инженерной геологии подземные воды оцениваются как важнейший фактор формирования инженерно-геологических условий. В то же время подземные воды — основной объект гидрогеологии, которая изучает их и в целях водоснабжения, и как источник ряда полезных ископаемых, и в связи с их лечебными свойствами, и многими другими вопросами, к которым инженерная геология прямого отношения не имеет.

Грунтоведение и мерзлотоведение тесно связаны между собой и по однородности ряда задач, стоящих перед ними, и потому, что мерзлые грунты могут переходить в талые (и наоборот) при изменении условий теплообмена. Вместе с тем проблемы мерзлотоведения не ограничиваются лишь задачами инженерного мерзлотоведения.

Из негеологических естественных наук инженерная геология теснее всего связана с почвоведением. Эта связь осуществляется через общий объект изучения — почву. Основная задача почвоведения — изучение почвы как среды, в которой произрастают растения. Инженерная геология изучает почву как грунт. Задачи, стоящие перед почвоведением и инженерной геологией, совершенно различны, но поскольку изучается один и тот же объект (почва), методики его исследования в известной степени совпадают. Некоторые методы исследования были заимствованы инженерной геологией у почвоведения, так как ряд основателей инженерной геологии (Ф.П.Саваренский, П.А.Земятченский, М.М.Филатов и др.) по образованию и опыту работы были почвоведами и привнесли в инженерную геологию из почвоведения не только отдельные методы исследования, но и методологию этой науки (например, докучаевский генетический подход при изучении почв явился основой при изучении грунтов).

Из географических наук для инженерной геологии наиболее важна связь с климатологией, гидрологией суши, океанологией и ландшафтоведением. Среди биологических наук важное значение для развития инженерно-геологических знаний имеют ботаника (особенно геоботаника) и микробиология, что справедливо подчеркивал Е.М.Сергеев.

Связь инженерной геологии со строительными и горными науками осуществляется как непосредственно, так и через механику грунтов. Она рассматривает те общие закономерности, которые вытекают из применения к грунтам законов теоретической и строительной механики. Исследования в этой области позволяют истолковывать явления, связанные с изменением состояния грунтов при передаче на них внешнего воздействия. Возведение крупных инженерных сооружений, передающих большие статические, а часто и динамические нагрузки, требует приложения законов механики при изучении грунтовых толщ. Механика грунтов решает актуальные задачи, важные не только с точки зрения запросов строительной практики и горного дела, но и с позиций общего развития инженерной геологии.

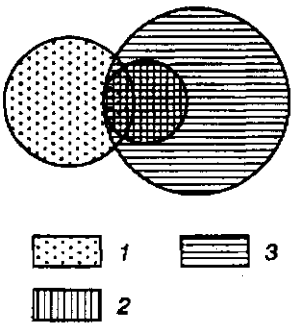


Рис. 2.4. Соотношение инженерной геологии и механики грунтов (*по В.Т.Трофимову, 1997*): *1* — инженерная геология; *2* — механика грунтов; *3* — механика

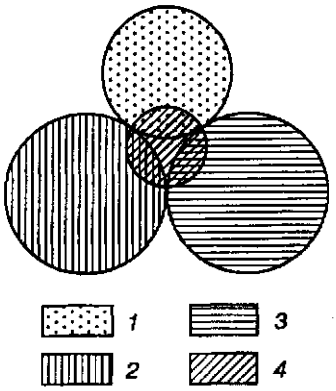


Рис. 2.5. Соотношение инженерной геологии и технической мелиорации грунтов (*по В.Т.Трофимову, 1977*): *1* — инженерная геология; *2* — строительные технологии; *3* — химические технологии; *4* — техническая мелиорация грунтов

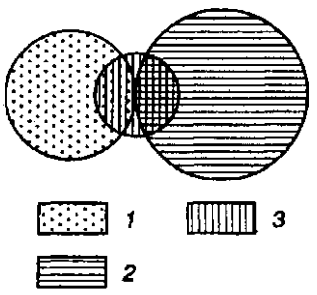


Рис. 2.6. Соотношение инженерной геологии и геотехники (*по В.Т.Трофимову, 1977*): *1* — инженерная геология; *2* — строительное производство (проектирование и строительство); *3* — геотехника

Необходимо остановиться еще на трех вопросах: о соотношения инженерной геологии, а через нее и грунтоведения, с механикой грунтов, с технической мелиорацией грунтов и с геотехникой.

Механика грунтов в работах П.Н.Панюкова, Е.М.Сергеева и других исследователей в период до 1960 г. включалась в грунтоведение. В работах В.А.Приклонского такой подход был признан необоснованным. Механика грунтов является разделом механики (совместимые понятия, причем механика грунтов — понятие подчиненное). С инженерной геологией они находятся в отношениях пересечения (перекрещивающиеся понятия), поскольку их содержания различны, но объемы частично совпадают (рис. 2.4). Такое положение подтверждается и тем, что в современных учебниках по механике грунтов значительная их часть посвящена описанию состава, строения и свойств грунтов, т.е. объекту грунтоведения.

Техническую мелиорацию грунтов большинство исследователей (С.Д.Воронкевич, Е.М.Сергеев и др.) включали в инженерную геологию, в частности в грунтоведение. Действительно, многие теоретико-методические позиции технической мелиорации решаются в рамках общего грунтоведения. В то же время при разработке методов технической мелиорации используют химико-технологические методики и чисто строительные технологии. Поэтому техническая мелиорация тесно связана со всеми этими отраслями знаний (рис. 2.5).

Много споров вызывало и вызывает до настоящего времени соотношение инженерной геологии и геотехники, иногда они чуть ли не противопоставляются. Если считать, что в классическом виде геотехника включает геотехнические изыскания (инженерно-геологические изыскания с упором на изучение состава, состояния и свойств грунтов) и определенные виды проектных работ, то такая позиция не представляется оптимальной. Сказанное позволяет сделать вывод, что инженерная геология находится с геотехникой в отношении пересечения (рис. 2.6), т.е. эти понятия с точки зрения логики совместимые, перекрещивающиеся.

Таким образом, инженерная геология связана с широким кругом естественных и технических наук. Среди них фундаментальными науками для инженерной геологии были и остаются науки геологического цикла, а также физика, механика, химия (прежде всего физическая и коллоидная химия) и метематика.

Литература

Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. М.: Недра, 1981. 256 с.

Сергеев Е.М. О будущем инженерной геологии//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геолгия. 1974, № 1. С. 7—15.

Сергеев Е.М. Положение инженерной геологии в разделе геологических наук, ее современное состояние и пути дальнейшего развития//Инженерная геология. 1989. № 2. С. 5—14.

Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы. М.: Недра, 1985. 332 с.

Трофимов В.Т. Содержание, структура и современные задачи инженерной геологии. Статья I// Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1996. № 6. С. 3—16.

Трофимов В.Т. Содержание, структура и современные задачи инженерной геологии. Статья II// Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 3—17.

Трофимов В.Т. Инженерная геология в системе геологических наук//Геоэкология. 1995. № 5. С. 100—108.

Часть II

СОСТАВ ГРУНТОВ

Грунты как многокомпонентные системы состоят из твердой, жидкой и газовой компонент, а также биотической (живой) составляющей. Их объемное содержание в разных грунтах может быть различным (см. гл. 9); в некоторых содержание отдельных компонент (например, биотической или газовой) может быть пренебрежимо мало. В этих случаях можно говорить о моно- или бикомпонентных грунтах. Однако всегда присутствует твердая компонента, составляющая основу любого грунта. Поэтому изучение состава в грунтоведении начинается именно с анализа твердой компоненты.

ГЛАВА 3

Твердая компонента грунтов

3.1. Подразделение твердой компоненты при инженерно-геологическом изучении горных пород

При инженерно-геологическом изучении горных пород твердая компонента подразделяется исходя из главной конечной цели инженерно-геологических исследований — выявления важнейших особенностей горных пород и слагаемых ими массивов, обеспечивающих устойчивое функционирование инженерного сооружения и их комплексов. Среди них на первое место выступают прочность и деформируемость грунтов, их физические и физико-химические свойства. Они, в свою очередь, во многом зависят от химико-минерального состава, содержания и строения твердой компоненты.

Твердую компоненту грунта можно подразделять по ее **физическому состоянию**. С физической точки зрения компоненты грунта, находящиеся в твердом состоянии (в отличие от других агрегатных состояний — жидкого, газообразного и плазмы), характеризуются стабильностью формы и определенным характером теплового движения атомов, совершающих малые колебания около положений равновесия. Выделяется два типа состояний твердой компоненты грунтов: *кристаллическое* и *аморфное* (стеклообразное). Кристаллы, как известно, характеризуются наличием в структуре ***дальнего*** и ***ближнего порядка*** в расположении составля-

ющих их атомов: по разным кристаллографическим осям на определенных местах располагаются строго определенные атомы. В аморфных твердых компонентах дальний порядок отсутствует, для них характерен лишь ***ближний порядок*** в расположении атомов, при котором вокруг каждого атома сохраняется определенное расположение лишь его ближайших соседних атомов, а с увеличением расстояния от него этот порядок нарушается (размывается). Таким образом, ближним порядком структуры называется упорядоченность, проявляющаяся на расстояниях, сравнимых с межатомными, а дальним — упорядоченность, повторяющаяся на неограниченно больших расстояниях от данного атома и обусловливающая симметрию кристалла.

Согласно законам физики твердого тела, кристаллическое состояние, т.е. периодическое расположение одинаковых групп частиц, соответствует наинизшему энергетическому состоянию системы атомных частиц (атомов, ионов, молекул). Поэтому с термодинамической точки зрения аморфное состояние твердых компонент грунта не является равновесным и с течением времени (в том числе геологического) оно переходит в кристаллическое.

Прочностные и деформационные свойства грунта зависят от прочности составляющих его твердых компонентов (кристаллов минералов, зерен и обломков пород, минеральных частиц и др.) и характера связи между ними. Прочность самих твердых компонентов определяется прочностью и характером связей внутри них. Минералы с одинаковым химическим составом могут иметь разную прочность вследствие различий в их кристаллической структуре и характере химических связей внутри самого кристалла. И наоборот, разные по химическому составу минералы, но обладающие близкими по свойствам структурными связями, могут иметь одинаковую прочность и деформируемость. Следовательно, подразделение твердых компонентов по химическому составу (например, в минералогии) для целей инженерной геологии не подходит. Поэтому в *инженерно-геологических целях более обоснованно и целесообразно проводить подразделение твердой компоненты по преобладающему типу связей внутри этой компоненты* — чем прочнее преобладающие в твердой компоненте связи, тем прочнее и компонента в целом.

По **характеру связей** в твердых компонентах выделяется пять типов, каждый из которых характеризуется определенным пространственным распределением электронов (табл.3.1). *Ковалентные связи* образуют атомы (группы атомов), на валентных орбиталях которых имеются не спаренные электроны[1]. Обобществление последних ведет к формированию общей для связывающихся атомов электронной пары (по одному электрону от каждого атома). При образовании ковалентной связи из одинаковых атомов распределение электронной плотности в орбиталях связывающихся электронных пар строго симметрично по отношению к обоим атомным центрам (неполярные связи). К элементам, образующим твердые кристаллические вещества с неполярными ковалентными связями, относятся B, C, Si, Ge, As, Se, Sb, Te, Bi и Po. Атомы с различной электроотрицательностью (валентностью) образуют полярные ковалентные связи, в которых электронное облако связи смещено в сторону более электроотрицательного атома.

[1] Впервые трактовка ковалентной связи как следствие образования обобществленных электронных пар была дана в 1916 г. **Г.Льюисом** (*1875–1946*) и в 1919 г. **И.Ленгмюром** (*1881–1957*). Квантовомеханическое обоснование этой связи было разработано в 1931 г. американским физико-химиком **Л.Полингом** (*1901–1994*).

Таблица 3.1

Энергия и характер связей в твердых компонентах грунтов

Тип связи	Энергия структуры, ккал/моль	Энергия связи, эВ	Характерные свойства тела
Ковалентный	170—283	3,1	Высокая твердость, слабая электропроводность
Ионный	180 220	1,3	Растворимость, малая электропроводность
Металлический	26 96	0,1 0,5	Высокая электропроводность
Водородный	3 12	0,13	Склонность к полимеризации
Молекулярный	1,8—2,4	0,01	Низкие точки плавления и кипения, сжимаемость

Ковалентные связи очень прочны и характеризуются направленностью. Они свойственны для различных широко распространенных силикатных минералов. Многие кристаллические соединения с ковалентными связями тугоплавкие и обладают высокой твердостью (алмаз) и прочностью. Однако ковалентные связи могут существовать не только в твердых кристаллах, но и в жидкостях (в молекулах воды), а также в органических соединениях (в молекулах органических соединений, например C—C, C—H, C—N и др., где знак «—» означает ковалентную связь).

Ионные связи образуются исключительно кулоновскими силами притяжения противоположно заряженных ионов: катионов и анионов[2]. Иногда их рассматривают как предельный частный случай полярной ковалентной связи, образуемой атомами с сильно различающимися электроотрицательностями, что обусловливает почти полное смещение электронной пары связи в сторону одного из атомов.

В отличие от кулоновских ионные связи вследствие своей электростатической природы не обладают направленностью и насыщаемостью. Ненасыщенность ионной связи наиболее ярко проявляется в склонности соединений с такой связью к образованию кристаллических решеток, в узлах которых каждый ион окружен максимально возможным числом ионов противоположного заряда. Например, в кристалле NaCl шесть ионов Cl^- располагается вокруг иона Na^+, или в кристалле CsCl восемь ионов хлора Cl^- располагается вокруг иона Cs^+. Координация атомов в кристаллической структуре при этом определяется главным образом соотношением размеров катионов и анионов (рис. 3.1).

Ионные связи характерны для многих солей (галоидов, сульфатов, карбонатов). Наиболее характерное свойство соединений с ионным типом связей в отличие от ковалентного — растворимость, т.е. их способность к диссоциации на ионы в растворах в полярных растворителях. Это обусловлено тем, что энергия сольватации ионов молекулами растворителя превышает энергию самой ионной связи в кристалле.

Металлические связи образуются в соединениях между элементами, обладающими свободными валентными орбиталями и низкой энергией иониза-

[2] Впервые модельные представления об ионных связях как результате электростатического взаимодействия между ионами были разработаны в 1916 г. немецким физиком **В.Косселем** (*1888—1956*).

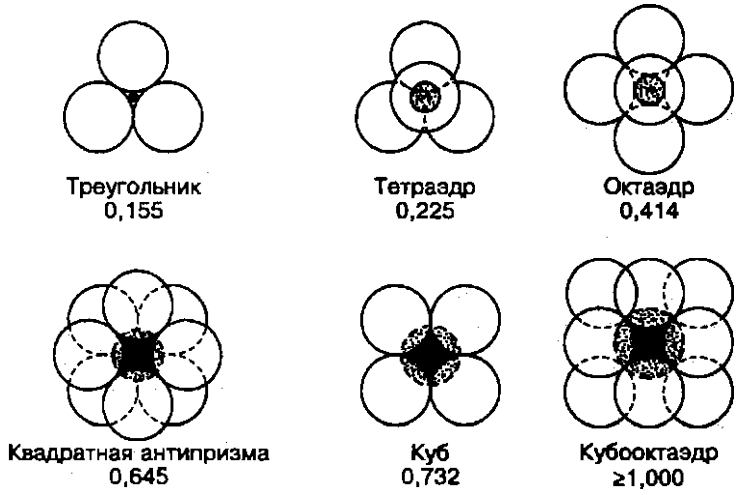


Рис. 3.1. Соотношение радиусов катионов (темные кружки) и анионов (светлые кружки) в различных координациях, характерных для минералов с ионным типом связи (по *А.В.Миловскому* и *О.В.Кононову*, 1982)

ции[3]. Такие связи характерны для всех соединений, относящихся к металлам — веществам, обладающим высокой электро- и теплопроводностью, обусловленными значительной подвижностью электронов в кристаллической решетке. Из 107 элементов периодической системы 83 — металлы (металлы первой главной подгруппы называются щелочными; второй, за исключением Mg и Be, — щелочноземельными).

Металл представляет собой ряд положительных ионов, локализованных в определенных положениях кристаллической решетки и как бы погруженных в «море» свободных подвижных электронов. Это отличает ненаправленную металлическую связь от направленной ковалентной. Энергия связей между электронами и ядрами в кристаллах металлов относительно мала (см. табл. 3.1), она минимальна у щелочных металлов и возрастает с увеличением заряда ядра, достигая наибольших значений у переходных металлов.

Водородные связи представляют собой особый тип так называемой трехцентровой связи типа X — H ··· Y (где знак «—» означает ковалентную связь, а знак «···» водородную), в которой центральный атом водорода H, соединенный ковалентной связью с электроотрицательным атомом X (например, атомами O, C, N, S и др.), образует дополнительную связь с атомом Y (например, атомами N, O, S и др.), имеющим направленную вдоль линии этой связи не поделенную электронную пару.

Водородные связи характерны для водородсодержащих твердых компонентов грунта — льда, кристаллогидратов, некоторых глинистых минералов и др. Различают меж- и внутримолекулярные водородные связи. Их наличие в том или ином веществе сильно отражается на физико-химических и физико-механических свойствах.

---

[3] Корректное описание металлических связей стало возможным после опубликования в 1928—1929 гг. работ немецкого физика и математика **А.Зоммерфельда** (*1868—1951*) по теории металлов.

Молекулярные связи (силы Ван-дер-Ваальса)[4] обусловлены взаимной поляризацией молекул и поэтому могут возникать как между полярными, так и между различными нейтральными молекулами. Это весьма слабые связи, которые могут существовать в твердых молекулярных кристаллах (например, отвердевших инертных газах, газогидратах и др.), а также в органических твердых компонентах и глинистых минералах. Твердые тела с молекулярными связями имеют низкую точку плавления и заметно сублимируют.

В грунтах могут присутствовать твердые компоненты с преобладанием того или иного типа связи, кроме того, могут содержаться компоненты со смешанными типами связей. Таким образом, основываясь на выделении преобладающего типа связи, твердые компоненты грунтов подразделяются на следующие группы, существенно различающихся по своим свойствам: 1) минералы с преобладанием ковалентных связей — первичные силикаты; 2) с преобладанием ионных связей — ионные минералы и соли; 3) с преобладанием металлической связи — металлические соединения; 4) с преобладанием ковалентной и наличием молекулярных и водородных связей — глинистые минералы; 5) компоненты с преобладанием молекулярных и наличием ковалентных связей — органическое вещество и органоминеральные комплексы; 6) компоненты с преобладанием водородных, молекулярных и наличием ковалентных связей — лед и газогидраты.

3.2. Строение и свойства первичных силикатов

ПРИРОДНЫЕ СИЛИКАТЫ

Природные силикаты (от лат. silex — кремень), класс наиболее распространенных минералов; это химические соединения с комплексным кремнекислородным радикалом и преобладающими ковалентными связями. Силикаты слагают более 75% земной коры (а вместе с кварцем около 87%) и более 95% изверженных горных пород. Силикаты включают около 500 минеральных видов, в том числе важнейшие породообразующие — полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды и др.

Современная классификация силикатов основана на кристаллохимических данных, обобщающих результаты химических и рентгенографических исследований структур силикатных минералов. В основе построения структур всех силикатов лежит кремнекислородный радикал $[SiO_4]^{4-}$ в форме тетраэдра (рис. 3.2). Важной особенностью силикатов является способность к взаимному сочетанию (полимеризации) двух или нескольких кремнекислородных тетраэдров через общий атом кислорода (см. рис. 3.2). Характер этого сочетания учитывается при классификации силикатов. Кроме того, в классификации силикатов учитываются химический состав радикалов (Si, Al, B, Be, Ti, Zr, U) и состав катионов (K, Na, Ca, Mg, Fe, Mn, Al), а также наличие и характер в составе силикатов воды или гидроксильных групп, наличие дополнительных анионных групп.

В случаях, когда в структуре силикатов другие тетраэдрические раликалы играют одинаковую роль с тетраэдрами $[SiO_4]^4$, выделяют алюмосиликаты,

[4] Впервые количественный учет влияния этих сил на свойства газов в 1873 г. осуществил нидерландский физик **Я.Ван-дер-Ваальс** (*1837—1923*), что и определило название этих сил.

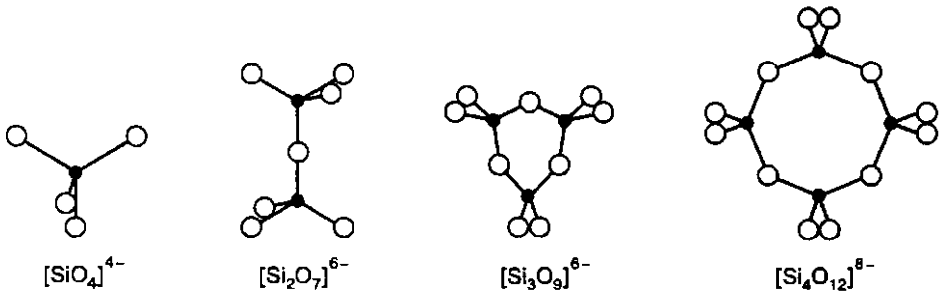


Рис. 3.2. Различные типы кремнекислородных радикалов конечных размеров

боросиликаты и бериллосиликаты, а также гетерогенные каркасные и слоистые титано- и цирконосиликаты. В номенклатуре силикатов наряду со структурными обозначениями, связанными с типом сочетаний кремнекислородных тетраэдров, иногда используются названия, сохранившиеся от представлений о них как о гипотетических солях кремниевых кислот: ортосиликаты — соли ортокремневой кислоты (H_4SiO_4), метасиликаты — соли метакремниевой кислоты (H_2SiO_3) и др.

По характеру сочетания кремнекислородных тетраэдров выделяется пять подклассов силикатов: островные, кольцевые, цепочечные, каркасные и слоистые. К последнему подклассу относятся глинистые минералы рассматриваемые как вторичные силикаты, в отличие от прочих подклассов, объединяемых в первичные силикаты.

Островные силикаты. К ним относятся силикаты с изолированными тетраэдрами $[SiO_4]^4$, связанными посредством расположенных между ними октаэдрических катионов (ортосиликаты) или с изолированными парами тетраэдров $[Si_2O_7]^6$, которые возникли в результате соединения двух кремнекислородных тетраэдров (диортосиликаты) (см. рис. 3.2).

К ортосиликатам относятся минералы группы оливина[5] $(MgFe)_2[SiO_4]$ (рис. 3.3), циркона $Zr[SiO_4]$, гранатов, фенакита $Be_2[SiO_4]$ и др. (без воды и добавочных анионов), топаза $Al_2[SiO_4]F_2$, андалузита $Al_2[SiO_4]O$, титанита $CaTi[SiO_4]O$ и др. (с добавочными анионами F^-, O^{2-}, OH^-); к диортосиликатам — группы бертрандита $Be_4[Si_2O_7](OH)_2$, ильваита $CaFe_3[Si_2O_7]O(OH)$ и др.; к ортодиортосиликатам относятся группы везувиана, эпидота[6] и др.

Оливин — типичный представитель островных силикатов, образуется из ультраосновной или основной магмы и является характерным минералом пород перидотитовой группы (дунитов, гарцбургитов, лерцолитов), широко распространен в габбро. В его кристаллической структуре кремнекислородные тетраэдры соединены друг с другом не непосредственно, а через катионы Mg^{2+} и Fe^{2+} (см. рис. 3.3). Поэтому оливин характеризуется смешанным ионно-ковалентным типом связей.

В поверхностных условиях оливин замещается серпентином и склонен к выветриванию. Плотность оливина около 4,0 г/см^3, он обладает хорошей спайностью и характеризуется ромбической сингонией.

---

[5] Оливин назван по характерному оливково-зеленому цвету.

[6] Эпидот — от греч. «эпидос»— приращение, название указывает на особенности формы его кристаллов.

Кольцевые силикаты. Они характеризуются типом структуры, в которой группы $[SiO_4]^{4-}$ не изолированы, а соединяются общими ионами кислорода в кольца (см. рис.3.2). При этом различают кольца двух типов — простые и двойные («двухэтажные»). К первым относятся кольца типа $[Si_3O_9]^{6}$ — группа волластонита[7] $Ca_3[Si_3O_9]$, типа $[Si_4O_{12}]^{8-}$ — группа тарамеллита $Ba_2Fe_2[Si_4O_{12}](OH)_2$, типа $[Si_6O_{18}]^{12}$ — группы берилла $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$, кордиерита $Mg_2Al_3[AlSi_5O_{18}]$ и другие, типа $[Si_8O_{24}]^{12}$ — группа мьюкрита. Ко вторым относятся кольца типа $[Si_8O_{20}]^{12-}$ — группа эканита, и типа $[Si_{12}O_{30}]^{12}$ — группа миларита.

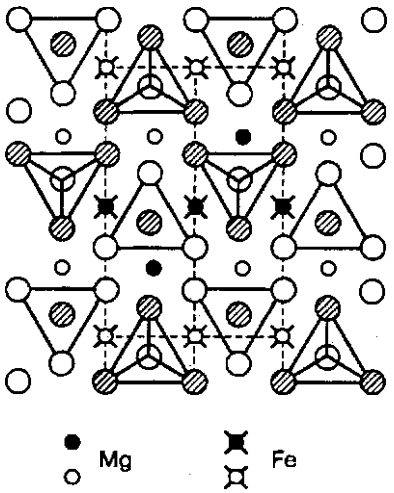


Рис. 3.3. Структура оливина

Цепочечные силикаты. Простейшие и наиболее распространенные представлены непрерывными цепочками кремнекислородных тетраэдров, соединенных вершинами типа $[SiO_3]^{2-}$ или сдвоенными цепочками-лентами типа $[Si_4O_{11}]^{6-}$ (рис. 3.4). К ним принадлежат породообразующие минералы группы пироксенов, амфиболов и др.

Пироксены кристаллизуются из магматического расплава основного состава и имеют простой химический состав. Кристаллизуются в моноклинной (клинопироксены), реже ромбической (ортопироксены) сингонии. Среди них различают щелочноземельные (диопсид $(Ca,Mg)[Si_2O_6]$, геденбергит, авгит $Ca(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$) и щелочные разности (эгирин $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$, жадеит $NaAl[Si_2O_6]$, сподумен $LiAl[Si_2O_6]$). Пироксены являются главными породообразующими минералами основных и ультраосновных, отчасти щелочных изверженных, реже метаморфических и контактовометасоматических горных пород. Они особенно распространены в породах габбровой группы и базальтах; общая доля их в земной коре достигает 6—8% (по массе).

Амфиболы, в отличие от пироксенов, обычно обогащены алюминием, имеют более сложный состав и в основе своей структуры содержат амфиболовые ленты $[Si_4O_{11}]$ (см. рис. 3.4). Различают моноклинные и более редкие ромбические амфиболы. Среди амфиболов наиболее распространены тремолит $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$, актинолит и роговая обманка $Ca_2Na(Mg,Fe^{2+})_4(Al,Fe^{3+})[(Si,Al)_4O_{11}]_2[OH]_2$ — это зеленые, бурые, черные игольчатые и волокнистые кристаллы. Их твердость 5—6,5; плотность 2,8—3,6 г/см^3. Амфиболы также входят в состав многих магматических (от кислых до основных) и метаморфических пород. Их общее количество в земной коре достигает 10% (по массе).

Слоистые силикаты. Они характеризуются непрерывными в двух направлениях слоями кремнекислородных тетраэдров, образующими бесконечные двухмерные радикалы, которые в зависимости от пространственного положения кремнекислородных тетраэдров в слое имеют различную формулу; для слоя, состоящего из шестерных колец, характерен радикал типа $[Si_4O_{10}]^{4-}$ или $[Si_2O_5]^{2-}$ (рис.3.5); при этом в шестерном кольце тетраэдров слоя каждый из шести

[7] Назван так в честь английского химика **В.Волластона** (*1766—1828*), открывшего новые химические элементы (палладий, родий) и впервые получившего платину в чистом виде.

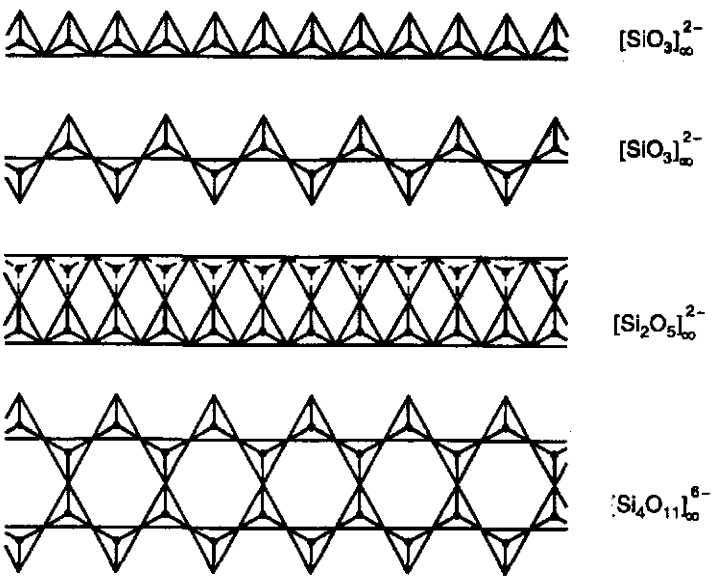


Рис.3.4. Кремнекислородные радикалы бесконечные в одном измерении (цепочки и ленты)

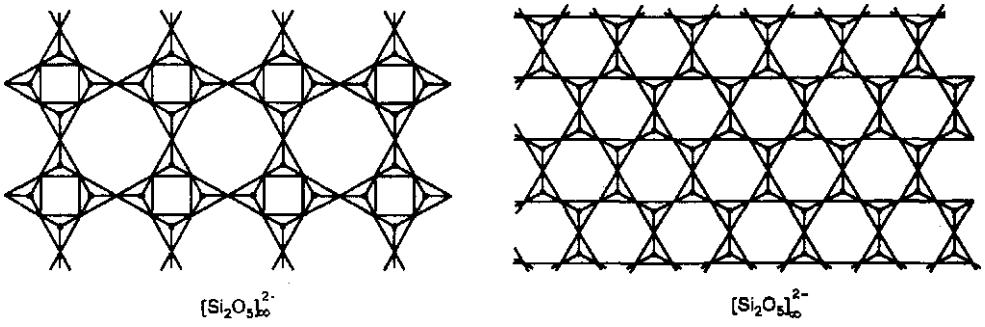


Рис.3.5. Кремнекислородные радикалы бесконечные в двух измерениях (сетки): *а* — ортогональная; *б* — гексагональная

атомов кремния принадлежит трем таким кольцам, т. е. по два кремния на каждое кольцо.

К этому подклассу относятся слюды группы мусковита[8] $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$, биотита $K(Mg,Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH,F]_2$, вермикулита, талька $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$ и пирофиллита, к титаносиликатам — астрофиллит, к ураносиликатам — склодовскит и др.

В истинных слюдах (в отличие от дисперсных гидратированных слюд, относящихся к глинистым минералам) все межслоевые позиции заняты катионами. По химическому составу, согласно В.А.Дрицу и А.Г.Коссовской (1991), они делятся на диоктаэдрические и триоктаэдрические в зависимости от осо-

[8] Название «мусковит» происходит от итальянского слова «муска» — Москва; крупные листы мусковита, вывозившиеся в средние века из Московии в Западную Европу, назывались «московским стеклом».

бенностей заселения катионами октаэдрических сеток. Среди диоктаэдрических слюд выделяются две группы: 1) маложелезистых слюд, образующих изоморфный ряд от мусковита до лейкофиллита; 2) железистых слюд — селадонита. Среди триоктаэдрических слюд породообразующими являются биотит и флогопит.

Каркасные силикаты. Они характеризуются трехмерным бесконечным каркасом кремнекислородных тетраэдров (рис. 3.6) типа $[SiO_4]^4$, соединенных всеми четырьмя вершинами друг с другом так, что каждый атом кислорода одновременно принадлежит только двум таким тетраэдрам; часть кремния может замещаться алюминием; общая формула $[Al_mSi_{n-m}O_{2n}]^{m-}$. К ним относятся кварц (SiO_2), минералы группы полевых шпатов $Na[AlSi_3O_8]$ — $K[AlSi_3O_8]$ — $Ca[Al_2Si_2O_8]$, нефелина $KNa_3[AlSiO_4]$, петалита, цеолитов, содалита, гельвина и др.

В структурах силикатов установлено значительное число различных типов цепочек, лент, сеток и каркасов из тетраэдров. По составу тетраэдрических радикалов различаются простые силикаты с кремнекислородным радикалом $[SiO_4]^{4-}$ и сложные силикаты, в которых вместе с $[SiO_4]^{4-}$ присутствуют тетраэдрические группы алюминия (алюмосиликаты), бериллия (бериллосиликаты), бора (боросиликаты), титана (титаносиликаты), циркония, урана и др.

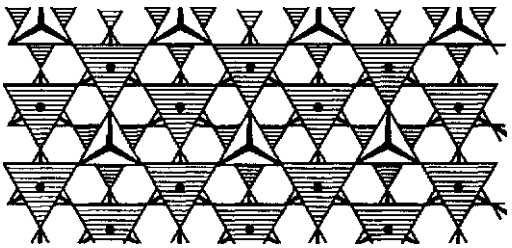


Рис.3.6. Трехмерные кремнекислородные радикалы (каркасные структуры)

К группе кварца[9] (SiO_2) относится ряд кристаллических и аморфных модификаций кремнезема, образующихся при различных термодинамических P,T-условиях и являющихся самой распространенной группой породообразующих минералов. При высоких температурах (1715—1470°С) кристаллизуется кристобалит, имеющий кубическую сингонию; при более низкой температуре (1470—870°С) образуется тридимит, имеющий гексагональную сингонию; затем кристаллизуется высокотемпературный (при 870—573°С) и низкотемпературный (при 573—100°С) кварц, соответственно с гексагональной и тригональной сингонией (рис. 3.7). Различия в структурах обусловливают разную плотность кристаллических модификаций кремнезема: она наименьшая у кристобалита (2,20 г/см^3), выше у тридимита (2,26—2,27 г/см^3) и наибольшая у кварца (2,52—2,65 г/см^3).

Каркасная структура кварца, образованная из кремнекислородных тетраэдров, соединенных вершинами через общий кислород, отличается большой ажурностью, так как пустоты между тетраэдрами не выполнены катионами внедрения (рис. 3.7, *б,в*). Это обусловливает относительно низкую плотность кварца и небольшие (5,7—6,3 км/с) скорости распространения в нем упругих волн. Отсутствие катионов внедрения облегчает деформирование кремнекислородных тетраэдров, с чем связаны невысокие значения модуля объемного сжатия и коэффициента Пуассона кварца. Высокая энергия связей между атомами, обусловленная значительной долей их ковалентности, определяет большую прочность кварца.

[9] Название «кварц» дано средневековыми немецкими горняками и, вероятно, происходит от нем. «кварр» — скрежет, поскольку при истирании зерна кварца издают характерный скрежет.

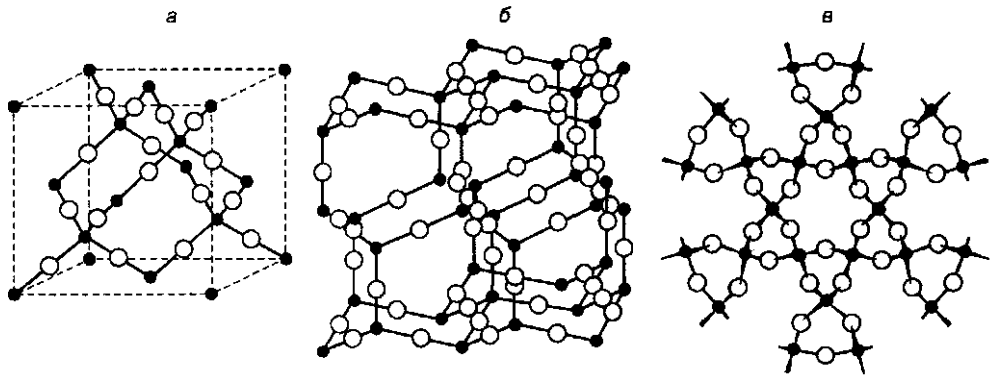


Рис.3.7. Структура кристаллических модификаций SiO_2:
а — кристобалит; *б* — тридимит; *в* — кварц (малые шары — Si, большие — O)

Средние значения предела прочности на одноосное сжатие кристаллов кварца в направлении, перпендикулярном к оси *с*, составляют 630 МПа при максимальных значениях до 890 МПа. Прочность в направлении, параллельном оси *с*, обычно на 15—20% меньше. На прочностные свойства кварца влияет наличие характерных для него дефектов структуры, таких, как изоморфные замещения, следы деформаций и наличие включений. С изоморфным замещением Si^{4+} на Al^{3+} связано образование точечных дефектов, ведущих к некоторому "разрыхлению" решетки кристалла кварца и уменьшению степени ковалентности связи, что способствует снижению прочности и микротвердости, а макроскопически проявляется в появлении дымчатой окраски. Объемные деформации кристаллов кварца приводят к появлению микротрещин. Деформации создают сложное напряженное состояние в кристаллах и снижают прочность более чем на 50%. Наиболее часто встречающиеся газово-жидкие включения в кварце, имеющие форму округлых пор, также снижают (на 15—20%) прочность на одноосное сжатие.

Среди аморфных разновидностей кремнезема наиболее распространены опал (SiO_2+H_2O), халцедон и др. Опал образуется при разложении силикатов, когда при действии водных растворов высвобождается кремнекислота. Из нее затем формируются кремнекислые гели, которые при потере воды превращаются в опал. Мощная опализация пород наблюдается в вулканических областях, богатых горячими источниками и гейзерами.

Полевые шпаты (от нем. «шпат», «шпальтен» — раскалываться по трещинам; минералы обладают хорошей спайностью в трех направлениях) также являются каркасными силикатами. К наиболее распространенным полевым шпатам относятся альбит, андезин, битовнит, лабрадор, олигоклаз, ортоклаз, микроклин, санидин. Полевые шпаты составляют 50—60% (по массе) земной коры; они наряду с кварцем, оливином, слюдами, пироксенами и амфиболами относятся к наиболее распространенным породообразующим минералам, встречающимся в грунтах. Их значение необычайно велико. По химическому составу полевые шпаты представляют собой алюмосиликаты и состоят из окиси алюминия (Al_2O_3), окиси калия (K_2O), окиси натрия (Na_2O) в сочетании с двуокисью кремния (SiO_2).

Полевые шпаты образуют изоморфные ряды (рис. 3.8). Среди них выделяют калий-натриевые (щелочные) полевые шпаты $K[AlSi_3O_8]$ — $Na[AlSi_3O_8]$,

Рис. 3.8. Диаграмма изменения химического состава полевых шпатов (*по Р.Юбельту, 1978*)

составляющие *группу ортоклаза*, к которой относятся собственно ортоклаз, натриевый ортоклаз, микроклин, анортоклаз, санидин, адуляр, и известково-натриевые, или натриево-кальциевые, полевые шпаты (*группа плагиоклаза*) $Na[AlSi_3O_8]$ — $Ca[Al_2Si_2O_8]$.

Плагиоклазы образуют изоморфный ряд минералов, отличающихся содержанием натрия (Na) и кальция (Ca). Чисто натриевый плагиоклаз—альбит имеет химическую формулу $Na[AlSi_3O_8]$, чисто кальциевый плагиоклаз — анортит — $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Между этими конечными членами ряда располагается богатый натрием и кремнекислотой, но бедный кальцием олигоклаз, вслед за которым идут более основные, более богатые кальцием и бедные кремнекислотой андезин и лабрадор; далее в этом ряду располагаются богатые кальцием основные плагиоклазы — битовнит и не содержащий натрия анортит (см. рис. 3.8).

ИСКУССТВЕННЫЕ СИЛИКАТЫ

Наряду с природными силикатами состав многих техногенных грунтов формируется и искусственными силикатами, которые создаются человеком сознательно или нецеленаправленно в процессе хозяйственной деятельности (табл. 3.2).

Искусственные силикаты составляют основную долю таких техногенных грунтов, как золы и шлаки, образующиеся в огромных количествах при сжигании горючих углей, на предприятиях черной и цветной металлургии. Разнообразен состав искусственных силикатов в свалочных грунтах. Кроме того, они формируются искусственным путем в ходе технической мелиорации

Таблица 3.2

Состав некоторых искусственных силикатов в техногенных грунтах

Название силиката	Основные компоненты	Примеси
Золы	Кремнезем, метакаолинит	Глинозем, уголь и др.
Шлаки	Анортит, диопсид, форстерит, окислы железа	Сульфиды, ранкинит, волластонит и др.
Бетоны и цементный камень	Гидросиликаты и гидроалюминаты кальция	Кварц, эттрингит, гипс и др. заполнители
Нефелиновый шлам	Гидросиликаты кальция, кварц	Гидраты глинозема, железа, сульфаты натрия и др.
Растворимое стекло	$Si(OH)_4$, R_2CO_3 (при гидролизе)	

грунтов для их закрепления и упрочнения (силикатизация грунтов, цементация и др.).

В отличие от природных силикатов основная часть искусственных силикатов в грунтах находится не в кристаллическом, а в аморфном (стеклообразном) состоянии. По этой причине большинство из них не стабильно и с течением времени кристаллизуется или обладает вяжущими свойствами при гидролизе, что используется в технической мелиорации пород.

3.3. Строение и свойства простых солей

В простых солях преобладают связи ионного типа, в более сложных — ионно-ковалентного типа, причем прослеживается увеличение ковалентности солей с переходом от легких к тяжелым анионам или с заменой щелочных металлов на другие металлы. К данной группе минералов относятся галогениды или галоиды (галит, сильвин, карналлит, бишофит), сульфаты (гипс, ангидрит, барит и др.), карбонаты (кальцит, доломит, магнезит, сидерит и др.), фосфаты, нитраты и др.

Они широко распространены среди осадочных и несколько меньше среди метаморфических и магматических пород. Их объединяет слабая устойчивость в воде, обусловленная особенностями строения и преобладанием ионного типа связи в структуре. Поэтому присутствие простых солей в грунтах сильно влияет на их физико-химические свойства (особенно при выщелачивании солей), на водопроницаемость, солевой состав порового раствора и его агрессивность и др. С наличием простых солей связаны процессы карстообразования в земной коре.

ГАЛОИДЫ

Состоят из крупных ионов щелочных металлов с анионами Cl^- или F^-. Наиболее простое строение среди галоидов имеют галит[10] или каменная соль NaCl и сильвин KCl. Структура галита состоит из ионов Na^+ и Cl^-, попеременно располагающихся в узлах решетки и образующих плотнейшую кубическую структуру (рис.3.9).

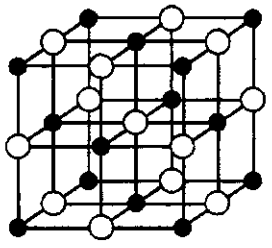


Рис.3.9. Структура галита

Таблица 3.3

Плотность галоидов, сульфатов, карбонатов и фосфатов

Минерал	Плотность, г/см³
Сильвин KCl	1,97 -1,99
Галит NaCl	2,16 2,17
Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2,31 –2,33
Кальцит $CaCO_3$	2,71—2,72
Ангидрит $CaSO_4$	2,89 -2,96
Доломит $Ca,Mg(CO_3)_2$	2,80 2,99
Магнезит $MgCO_3$	2,96
Апатит $Ca_5[PO_4]_3(F,Cl,OH,O)$	3,2 3,3
Сидерит $FeCO_3$	3,88
Барит $BaSO_4$	4,5
Церуссит $PbCO_3$	6,55

[10] Название галит происходит от греч. «галъс» — соль.

Большинство галоидов имеет плотно упакованную кристаллическую структуру, объем пустот в которой не превышает 26%. Поэтому их плотность определяется в основном химическим составом и ионным радиусом элементов: катион Na^+, имеющий радиус меньший, чем K^+, дает с хлором соединение с большей плотностью, чем плотность KCl (табл. 3.3).

Галоидные минералы образуются при осаждении в соляных бассейнах вдоль морских побережий, а также при высыхании соляных озер в сухом жарком климате. Древние залежи каменной соли, приуроченные к пачкам осадочных пород, часто выжимались в процессе складкообразования, образуя соляные столбы или диапиры. Повышенная текучесть каменной соли обусловлена ее весьма совершенной спайностью. Подавляющая часть всех залежей каменной соли сформировалась в пермскую эпоху.

СУЛЬФАТЫ

Представляют собой ионные минералы — соли серной кислоты: в тетраэдрическом анионе $[SO_4]^{2-}$ сера находится в высшей степени окисления, поэтому все сульфаты имеют одинаковый структурный тип. Сульфаты щелочных металлов и водные сульфаты легко растворимы в воде и имеют специфический солоноватый, горько-соленый или вяжущий вкус. Формирование залежей сульфатов связано с процессами осадконакопления в замкнутых морских бассейнах.

Среди сульфатных минералов в грунтах наиболее распространены гипс $Ca[SO_4]\cdot 2H_2O$ (рис. 3.10) и ангидрит $Ca[SO_4]$ (рис. 3.11). Кроме них встречаются целестин $Sr[SO_4]$, барит

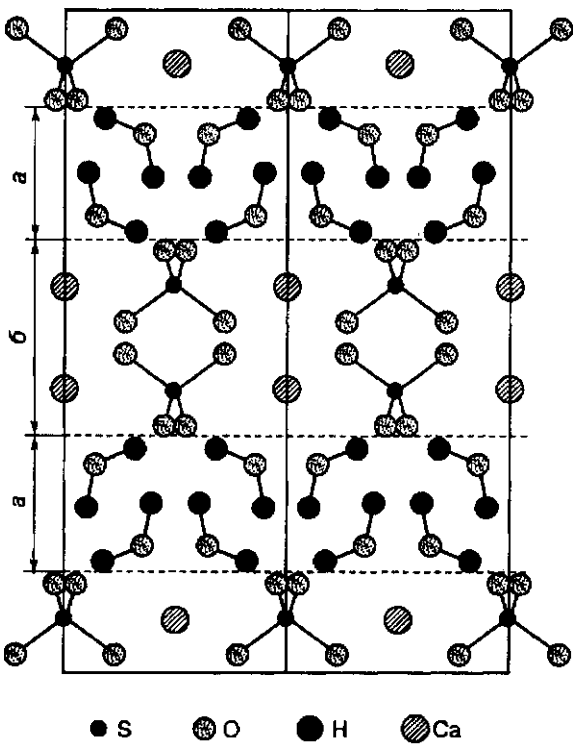


Рис. 3.10. Структура гипса

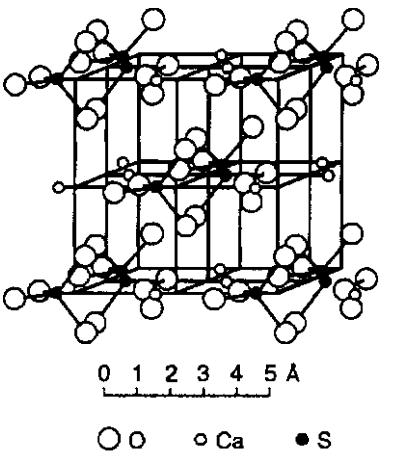


Рис.3.11. Структура ангидрита

$Ba[SO_4]$, тенардит $Na_2[SO_4]$ и др. В состав гипса входит кристаллизационная вода, которая относится к твердой компоненте грунта, она прочно удерживается в структуре минерала за счет химических связей и по своим свойствам существенно отличается от свободной воды.

В горных породах довольно часто наблюдаются взаимные переходы гипса в ангидрит и обратно. При нагревании гипса до температуры 100—200°С происходит его постепенная дегидратация и переход в ангидрит, который сопровождается уменьшением объема гипса и образованием в нем пустот. При обратном процессе образуется вторичный гипс. Гидратация ангидрита и образование вторичного гипса сопровождаются резким увеличением его объема, вследствие чего в породах создаются дополнительные напряжения, достигающие иногда огромной величины.

КАРБОНАТЫ

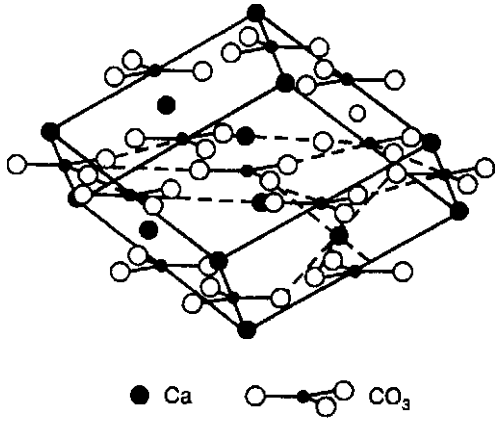


Рис. 3.12. Структура кальцита

Представляют собой соли угольной кислоты, в которых катионами служат ионы Ca^{2+}, Mg^{2+}, Ba^{2+}, Fe^{2-}, Pb^{2+} и др. В их состав также входят и дополнительные ионы, чаще всего $(OH)^-$. Для карбонатов характерна смешанная ионно-ковалентная связь: между катионами и анионами существует ионная связь, а в радикалах $[CO_3]^{2-}$ — ковалентная связь. Наиболее распространенными минералами среди карбонатов являются кальцит[11] $CaCO_3$ (рис. 3.12) и доломит[12] $Ca,Mg(CO_3)_2$. Кроме того, к ним относятся магнезит $MgCO_3$, церуссит $PbCO_3$, сидерит $FeCO_3$ и др.

По своему строению кальцит сходен с галоидами. Он имеет кристаллическую структуру ионного типа, образованную кальцием Ca^{2+} и радикалом CO_3^{2-}. Структуру кальцита можно получить, если в галите заменить атомы натрия атомами кальция, а атомы хлора — группами CO_3^{2-} (рис.3.12).

Плотность карбонатов и сульфатов зависит как от их химического состава, так и от строения кристаллической структуры. Наибольшие значения плотности имеют карбонаты, в состав которых входят тяжелые атомы железа или свинца.

ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, БОРАТЫ

Фосфаты, арсенаты, бораты, а также прочие ионные и ионно-ковалентные соли меньше распространены в грунтах. Тем не менее в ряде случаев их значение бывает существенным. С осадочным процессом связано образование фосфоритов — скоплений фосфатов. Многие фосфаты, накапливающиеся в речных, прибрежных и морских россыпях, содержат радиоактивные элемен-

[11] Название кальцит происходит от лат. «кальк» — известь.

[12] Назван в честь французского геолога и минералога **Д.Доломье** (*1750—1801*).

Таблица 3.4

Растворимость галоидов, сульфатов и карбонатов

Минерал	Энергия атомизации кристалла, $-E_a$, кДж/моль	Удельная энергия атомизации, $-E_m$, МДж/кг	Растворимость, моль/л
Галит NaCl	624	10,7	6,19
Сильвин KCl	648	8,7	4,65
Ангидрит $CaSO_4$	2882	21,2	0,013
Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	4842	28,1	0,008
Кальцит $CaCO_3$	2848	28,5	0,00012
Доломит $Ca,Mg(CO_3)_2$	5568	30,2	0,000035

ты и к ним приурочены урановые месторождения. Среди фосфатов и их аналогов наиболее распространены такие минералы, как апатит $Ca_5[PO_4]_3$ (F,Cl,OH,O), монацит (Ce,La...)$[PO_4]$, эритрин, вивианит и др.

Важнейшим свойством простых солей в целом является их растворимость, обусловленная преобладанием ионного типа связи в решетке этих минералов. Исходя из теории ионных кристаллов устойчивость простой соли определяется энергией ее кристаллической решетки, т.е. работой, требуемой для разрушения связи и удаления ионов на расстояния, при которых можно пренебречь взаимодействиями между ними. Энергия кристаллической решетки зависит от радиуса и заряда ионов. Она повышается с уменьшением ионных радиусов и ростом валентности (заряда) ионов (табл.3.4). Соотношение энергии кристаллической решетки ионного кристалла и энергии гидратации ионов, его образующих, определяет растворимость соли: растворение происходит в том случае, если энергия гидратации выше энергии кристаллической решетки. Поэтому с ростом энергии решетки растворимость ионных кристаллов в целом снижается.

3.4. Строение и свойства сульфидов и металлических соединений

К сульфидам относятся минеральные виды, представляющие собой соединения металлов и полуметаллов переходных элементов с серой, мышьяком, селеном и теллуром. Наряду с другими типами химических связей в них существенное значение имеет металлическая связь (см. выше). Главными элементами, кроме серы и мышьяка, в них также являются Fe, Cu, Zn, Pb, Sb, Ag, Au, Bi, Co, Ni.

Сульфиды в основном имеют гидротермальное происхождение, а также образуются в магматических процессах и иногда в гипергенных условиях в зоне вторичного сульфидного обогащения, а также в осадочных породах. Сульфилы обнаружены в метеоритах и образцах, доставленных с Луны. В поверхностных условиях Земли сульфиды и их аналоги обычно неустойчивы и легко разрушаются. В процессе их окисления они переходят главным образом в растворимые сульфаты. За их счет образуются различные вторичные минералы — окислы, карбонаты, сульфаты, арсенаты, силикаты, а также самородные металлы. Среди сульфидов и их аналогов в настоящее время известно более 250 минеральных видов. Однако распространены и образуют значительные скопления не более 20. Сульфиды и их аналоги являются важнейшими рудами цветных, благородных и многих редких металлов.

Сульфиды и их аналоги характеризуются ярко выраженным ковалентным типом химической связи между слагающими их атомами с донорно-акцепторным характером ее проявления и существенным вкладом металлических и остаточных связей. Донорно-акцепторные связи преобладают в сульфидах, содержащих металлы с заполненной d-оболочкой. Они стремятся к устойчивой 18-электронной конфигурации (10+4)×2, которая реализуется путем обмена четырех пар электронов между металлом и ионами серы S^{2-}. Вследствие этого возникают четыре разнонаправленные связи, обеспечивающие тетраэдрическую координацию ионов серы и таких ионов, как Cu^{+}, Zn^{2+}, Ag^{+} и др. (Миловский, Кононов, 1982).

Металлическая связь обычно проявляется в сульфидах, содержащих металлы с незаполненной d-оболочкой. Достройка до устойчивой 18-электронной конфигурации осуществляется за счет электронов металлической связи, при обмене электронами межкоординатных d-орбиталей соседних атомов железа, окруженных шестью ионами серы, как, например, в пирротине. Атомы других металлов переходных элементов в большинстве сульфидов также находятся в окружении шести атомов S или As. Искаженная октаэдрическая координация (3+3) характерна для атомов Pb в галените и других минералах. В сульфидах Hg, Cu, Ag металлы кроме четверной могут находиться в двойной координации с образованием спиральных цепочек.

В сульфидах As, Sb и Bi металлы находятся в тройном (зонтичном) окружении атомов серы. Подобная координация имеет место в анионных радикалах сульфосолей. В сульфидах с преобладанием ковалентно-молекулярного типа химической связи характерно образование группировок с парной координацией, реализующейся, например, в кольцевых молекулах реальгара (As_4S_4). Такой характер химической связи определяет разнообразие структурных мотивов в сульфидах. Многие из них имеют координационную, островную, цепочечную, слоистую и каркасную структуры.

Для большинства сульфидов характерно широкое развитие изо- и гетеровалентного изоморфизма. Кристаллохимические особенности сульфидов и их аналогов каждого структурного мотива зависят от того, являются ли они соединениями металлов с анионами или молекулярными постройками. В соответствии со строением анионных радикалов и молекулярных группировок среди сульфидов и их аналогов каждого структурного мотива А.В.Миловским и О.В.Кононовым (1982) выделяются: 1) моносульфиды и их аналоги (анионы S^{2-}, As^{2-} и др.), 2) дисульфиды и их аналоги (анионы $[S_2]^{2-}$, $[As_2]^{3}$, $[AsS]^{3-}$ и др.), 3) островные сульфиды и их аналоги (кольцевые молекулы $[As_4S_4]$, комплексные анионы типа $[AsS_3]^{3}$ и др.), 4) цепочечные сульфиды и их аналоги (простые и более сложные гетероанионные цепочечные радикалы типа $[Sb_2S_4]^{2-}$ и др.), 5) слоистые сульфиды и их аналоги.

Самый распространенный из сульфидов минерал — пирит $Fe[S_2]$. У него кристаллическая структура типа NaCl, в которой позиции атомов хлора занимают сдвоенные анионы $[S_2]^{2}$, а ионы Fe^{2+} находятся в центре октаэдров (рис. 3.13). Твердость пирита 6—6,5, для него характерна высокая плотность около 5 г/см^3. Кристаллы пирита, имеющие кубическую сингонию, в виде кубов разного размера образуют в грунтах сплошные зернистые массы или вкрапленности. В зоне окисления пирит неустойчив и переходит в бурые окислы железа (лимонит), а сера при этом фиксируется в гипсе или других сульфатах.

Эти кристаллохимические особенности сульфидов и их аналогов, типы химической связи и изменчивость химического состава определяют характер-

ные для сульфидов физические свойства и кристалломорфологические черты. Например, для большинства сульфидов с ковалентно-металлическими связями характерны металлический блеск, серый, желтоватый или бронзово-жслтый цвет, высокая электропроводность, полупроводниковые свойства. Твердость слоистых и цепочных сульфидов низкая — от 1 до 2,5, координационных моносульфидов умеренная — от 2 до 4, а у дисульфидов и их аналогов с большой долей ковалентности достигает 6—6,5. Существенно ковалентные моносульфиды с координационной (сфалерит), цепочечной (киноварь), молекулярно-слоистой (аурипигмент), молекулярно-островной (реальгар) и островной (прустит) структурами отличаются алмазным блеском, полупрозрачностью, яркими окрасками, высокой хрупкостью, низкой и умеренной твердостью. Кроме пирита относительно широко распространенными сульфидами являются галенит, сфалерит, халькопирит, марказит, арсенопирит, реальгар, антимонит и др. Большая часть сульфидов, за исключением сульфидов мышьяка, имеет высокую плотность (до 8,5 г/см^3).

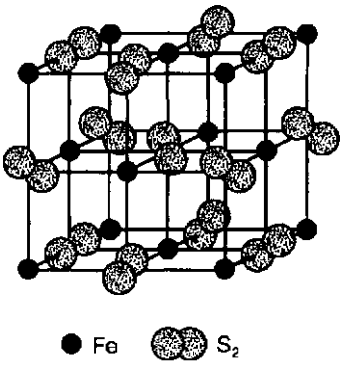


Рис. 3.13. Структура пирита

В горных породах сульфиды обычно образуют сплошные, кристаллически-зернистые массы, вкрапленность или встречаются в виде кристаллов. Сульфиды с цепочечной структурой часто представлены агрегатами удлиненно-призматических и тонкоигольчатых кристаллов с совершенной спайностью по удлинению (антимонит, висмутин, сульфосоли свинца). Для слоистых сульфидов и их аналогов характерна уплощенно-таблитчатая форма кристаллов и весьма совершенная спайность в одном направлении (молибденит, тетрадимит, аурипигмент).

Кроме сульфидов металлическую связь в грунтах имеют такие твердые компоненты, как самородные металлы (медь, серебро и др.), некоторые металлические руды, являющиеся полезными ископаемыми, а также различные металлические соединения искусственного происхождения, особенно отходы металлов, содержащиеся в техногенных грунтах (свалочных, предельных и отвальных шлаках и др.).

3.5. Строение и свойства глинистых минералов

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Глинистые минералы — это гидратированные слоистые и слоисто-ленточные силикаты, образующиеся преимущественно в процессе химического выветривания или гидролиза горных пород, а также гидротермальным путем, отличающиеся от прочих слоистых силикатов высокой дисперсностью (размер частиц менее 1 мкм) и гидрофильностью, что обусловливает их специфические физико-химические свойства — сорбцию и ионный обмен. Они самые распространенные и исключительно разнообразные породообразующие минералы верхней части земной коры, где их содержание по разным оценкам составляет до 40—50% от общего состава пород. Разнообразис глинистых минералов обусловливает и широкий спектр изменения их свойств. По этой при-

чине изучению глинистых минералов уделяется большое внимание в грунтоведении.

В основе кристаллической структуры глинистых минералов лежат два типа структурных элементов: кремнекислородные тетраэдры $(SiO_4)^{4-}$ (рис. 3.14, *а*) и октаэдры, состоящие из атомов кислорода или гидроксильных групп, внутри которых в октаэдрической координации располагаются атомы алюминия, магния или железа (рис. 3.15, *а*). Тетраэдры и октаэдры образуют соответственно тетраэдрические и октаэдрические сетки, расположенные по гексагональному мотиву.

В октаэдрических сетках катионами могут быть заселены либо все центры октаэдров, либо только 2/3 из них, в отличие от прочих слоистых силикатов. Число заселенных октаэдров на одну элементарную ячейку определяет принадлежность данной разновидности того или иного минерала к триоктаэдрической или диоктаэдрической. При этом в диоктаэдрических структурах октаэдрическими катионами являются, как правило, катионы трехвалентных металлов (Al^{3+}, Fe^{3+}), а в триоктаэдрических — катионы двухвалентных металлов (Fe^{2+}, Mg^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+} и др.).

Соединение (наложение) тетраэдрических и октаэдрических сеток по вертикальной оси *с* приводит к формированию структурных слоев или пакетов, которые могут быть разного типа в зависимости от комбинации и числа сеток. Например, совмещение одной тетраэдрической и одной октаэдрической сеток образует слой (пакет) типа 1:1; совмещение двух тетраэдрических и одной октаэдрической — слой типа 2:1 и т.д.

Таким образом, структура глинистых минералов формируется за счет закономерного сочетания структурных слоев того или иного типа по оси *с*. Кроме того, многообразие групп и разновидностей глинистых минералов обусловлено их специфической особенностью, связанной с наличием изоморфных замещений в тетраэдрических или октаэдрических сетках. Вследствие изоморфных гетеровалентных замещений части Si^{4+} или Al^{3+} на ионы с меньшей валентностью (обычно на Al^{3+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Zn^{2+} и др.) элементарные структурные ячейки приобретают тот или иной отрицательный заряд, сосредоточенный в тетраэдрических или октаэдрических сетках и компенсируемый катионами (обменными или необменными) или молекулами воды. От величины этого заряда зависят характер и жесткость связи между слоями.

Структурные и физико-химические особенности основных групп глинистых минералов показаны в табл. 3.5. Среди них важнейшими с точки зрения

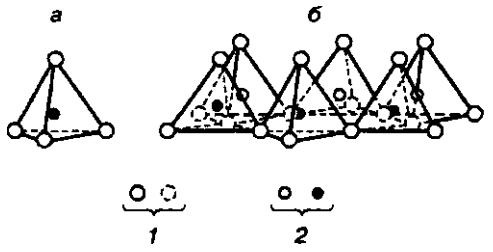


Рис. 3.14. Схематическая структура кремнекислородного тетраэдра (а) и тетраэдрической сетки (*б*):

1 — атомы кислорода; *2* — атомы кремния

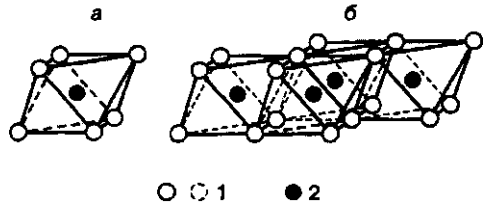


Рис. 3.15. Схематическая структура октаэдра (*а*) и октаэдрической сетки (*б*):

1 — атомы кислорода или гидроксила; *2* — атомы алюминия, магния и др.

приуроченности основных породообразующих глинистых минералов являются группы каолинита-серпентина, смектита, гидратированных слюд, хлорита и смешанослойных минералов. Рассмотрим их подробнее.

Минералы группы **каолинита-серпентина** имеют элементарный структурный слой типа 1:1, т.е. его основу составляют одна тетраэдрическая и сочлененная с ней одна октаэдрическая сетки (рис. 3.16). Эти две сетки образуют единый слой толщиной 0,72 нм (или 7,2 Å). В группе каолинита-серпентина выделяются подгруппы каолинита и серпентина (см. табл. 3.5).

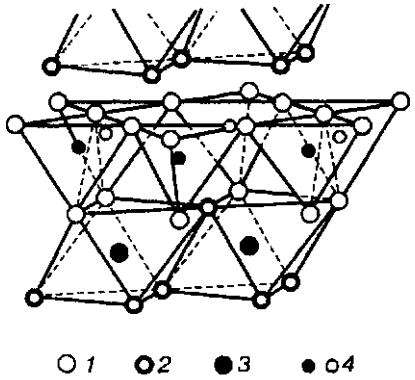


Рис. 3.16. Структура каолинита:
1 — кислород; *2* — гидроксил; *3* — алюминий; *4* — кремний

Впервые структура каолинита[13] в ее почти современном виде была предложена Л.Полингом в 1930 г. Слои каолинита прочно связаны друг с другом посредством водородных связей, формирующихся в межслоевом зазоре между базальными поверхностями тетраэдрических и октаэдрических сеток соседних слоев (см. рис.3.16). Физико-химическая активность каолинитов связана в основном с различиями в их реальных структурах (в отличие от идеальной). В меньшей мере эти различия связаны с дисперсностью, и они практически не зависят от химического состава, так как изоморфные замещения для каолинита не характерны.

В отличие от других слоистых силикатов образование кристаллов каолинита в условиях выветривания обеспечивается в основном эпитаксическим[14] механизмом слоисто-спирального роста. Он состоит из одного или нескольких слоев, геликоидально закрученных вокруг одной или нескольких осей винтовых дислокаций (рис. 3.17 и 3.18). Такая конструкция значительно увеличивает прочность кристаллов каолинита, так как для того, чтобы разделить кристалл параллельно плоскости спайности, необходимо разорвать не только межслоевые связи, но и сами слои каолинита.

Размеры кристаллов каолинита в поперечнике варьируют от 0,1 до 10 мкм, хотя в псевдоморфозах по слоистым силикатам они могут достигать нескольких десятков микрон. Поликристаллические сростки из «доменов» и псевдодвойников у каолинита могут достигать 0,1—0,5 мм. Структурные нарушения в плоскости слоя каолинита вызваны условиями образования и роста кристаллов и проявляются, очевидно, только в наличии дислокационных стенок. Влияние дефектов такого рода на свойства минерала сопоставимо с влиянием дисперсности, которое начинает заметно проявляться лишь при различном содержании частиц мельче 0,2 мкм.

Самое существенное влияние на емкостные и сорбционные свойства каолинитов оказывает степень порядка в упаковке слоев, причем дефекты типа произвольных трансляций смежных слоев или субупаковок в значительной мере увеличивают физико-химическую активность каолинита. Новейшие ис-

[13] Название минерала происходит от китайского «као-линг» — высокая гора, так называлось одно из месторождений каолина в Китае.

[14] Эпитаксия (от «эпи...» и греч. «таксис» — расположение, порядок) — ориентированный рост одного кристалла на поверхности другого (подложки).

Таблица 3.5

Структурные и физико-химические характеристики основных глинистых минералов

Тип элементарных слоев	Группа	Подгруппа	Мотив заполнения октаэдрических позиций	Минералы — характерные представители	Идеальная структурная формула	Количество разбухающих межслоев, %	Идеальная плотность, г/см^3	Емкость катионного обмена, мг-экв/100 г
Двухэтажный 1:1	Каолинита—серпентина	Каолинита	Диоктаэдрический	Каолинит, диккит, накрит	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	Нет	2,60	2—20
				Галлуазит	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 4H_2O$	Нет	2,30	10—40
		Серпентина	Триоктаэдрический	Лизардит, антигорит, хризотил	$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	Нет	2,62	5—10
Трехэтажный 2:1	Смектита	Мономинеральных смектитов	Диоктаэдрический	Монтмориллонит Бейделлит Нонтронит и др.	$M^*_{0,66}(Al_{3,34}Mg_{0,66})[Si_8O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$, $M_{0,66}(Al_4)[Si_{7,34}Al_{0,66}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$, n = 6—12 $M_{0,66}Fe^{3+}{}_4[Si_{7,34}Al_{0,66}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$	> 90	2,06—2,20 2,12—2,26 2,20—2,38	> 95
			Триоктаэдрический	Стивенсит Сапонит Пимелит	$M_{0,32}Mg_{5,84}[Si_8O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$, $M_{0,66}Mg_{6,0}[Si_{7,34}Al_{0,66}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$, n = 6—12 $M_{0,66}Ni_{6,0}[Si_{7,34}Al_{0,66}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$,	> 90	2,02—2,12 2,26—2,36 2,28—2,40	> 85
		Смешанослойных с преобладанием разбухающих пакетов**	Диоктаэдрический	Неупорядоченные иллит-монтмориллониты		> 50	2,25—2,55	50—85
			Триоктаэдрический	Разбухающий хлорит		> 50	2,40—2,60	40—65
	Слюдистых минералов глин	Высокодисперсных гидратированных слюд	Диоктаэдрический	Al-иллит (серицит), иллит	$K_{1,0-1,8}(Al_{>3,2}Fe^{3+}{}_{<0,8})[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_4 nH_2O$	2—10	2,75—2,84	<20
				Гидрослюда	$K_{1,4-1,8}(Al_3Fe^{3+}{}_{<1})[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_4 nH_2O$	10—20	2,66—2,75	20—30, редко >30
				Глауконит***	$K_{1,4-1,8}(Al_{2,2}Fe^{3+}{}_{>2})[Si_{8-x}(Al,Fe)_x]O_{20}(OH)_4 nH_2O$	2—25	2,80—2,90	10—22
			Триоктаэдрический	Иллит, гидробиотит	$K_{1,6-1,8}(Mg_2Fe^{2+}{}_2Al_1Fe^{3+}{}_{0,4})[Si_{5,7}Al_{2,3}O_{20}](OH,F)_4 \cdot nH_2O$	≤ 15	2,97—3,03	≤ 20
	Вермикулита	Дисперсного вермикулита	Диоктаэдрический	Диоктаэдрический вермикулит	$Al_{0,6}(Al,Fe^{3+})_4[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_4 \cdot 10H_2O$	<10	2,50—2,60	120—150
			Триоктаэдрический	Вермикулит	$(Mg,Ca)_{0,6-1,0}(Mg,Fe^{2+})_6[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_4 \cdot 8-12H_2O$	Нет	2,45—2,57	120—150

Четырехслойный 2:1:1	Хлорита	Дисперсных хлоритов	Диоктаэдрический	Донбассит	$Al_{8-0.66x}[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_{16}$	Нет	2,60—2,65	15—25
			Триоктаэдрический	Клинохлор Mg-Fe-хлорит Шамозит	$Al_{1,2}Mg_{10}Fe_{0,6}[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_{16}$ $Al_{1,8}Mg_{4,2}Fe_{5,4}[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_{16}$ $Al_{2,6}Fe^{3+}_{0,3}Fe^{2+}_{7,6}Mg_{3,4}[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_{16}$	Нет	2,55—2,67 2,70—2,90 3,10—3,25	10—30
			Дитриоктаэдрический	Судоит	$Al_{5,4}Mg_{4,6}[Si_{6,6}Al_{1,4}O_{20}](OH)_{16}$	Нет	2,65—2,70	10—30
Многослойный 1:1, 2:1, 2:1:1	Смешанослойных	С тенденцией к упорядоченному чередованию слоев разного типа	Диоктаэдрический	Ректорит (1:1 иллит-монтмориллонит) и ректоритоподобные образования, тосудит (1:1 диохлорит—монтмориллонит), смешанослойные каолинит—монтмориллонит и др.	$K_xM_y(R^{3+}_{4-y}R^{2+}_y)[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$	≤ 50	2,50—2,70	35—55
			Триоктаэдрический	Биотит-вермикулит Корренсит (1:1 хлорит—сапонит) и корренситоподобные образования, аллеттит, серпентинстивенсит и др.	$M_{x-y}(R^{2+}_{9-y}R^{3+}_y)[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_{10} \cdot nH_2O$	≤ 10 ≤ 50	2,50—2,75	30—55
Слоисто-ленточный 2:1	Сепиолита-палыгорскита	Палыгорскита		Палыгорскит	$(Mg,Al)_3(H_2O)_2(OH)[Si_4O_{10}] \cdot 2H_2O$	Нет	2,25	25—40

* M — межслоевые катионы; R^{2+} — катионы Mg^{2+}, Fe^{2+}; R^{3+} — катионы Al^{3+}, Fe^{3+}; x, y — коэффициенты.

** Смешанослойные образования, в которых преобладают разбухающие слои, помещены в одну подгруппу с мономинеральными смектитами из-за того, что физико-химические свойства, как и диагностические признаки, очень близки, в связи с чем в грунтоведении их очень часто называют «монтмориллонитами».

*** Глауконитом в минералогии называется тонкодисперсная, богатая железом, в разной степени гидратированная диоктаэдрическая слюда; такой же термин широко применяется в литологии в ином смысле — как морфологический для обозначения округлых зеленоватых зерен или агрегатов с колломорфной структурой, распространенных в осадочных породах. То, что литологи по минеральному составу относят к глаукониту, не имеет однородного состава, а состоит из нескольких минералов (железистого монтмориллонита, хлорита, смешанослойных и неглинистых минералов, среди которых часто присутствует и собственно минерал глауконит).

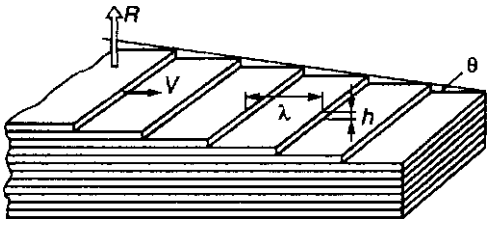


Рис. 3.17. Строение пирамиды роста кристалла каолинита (*по С.С.Чекину, 1984*):

h — высота ступени; λ — расстояние между ступенями; θ — угол пирамиды; *V* — направление роста ступени; *R* — направление роста грани (001)

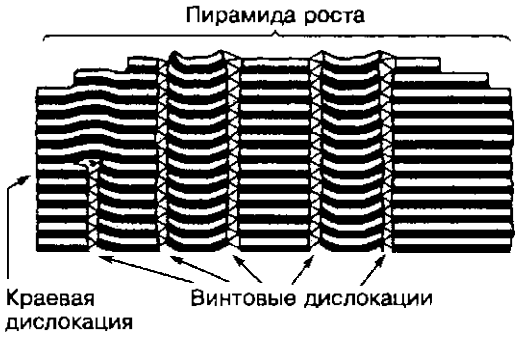


Рис.3.18. Геликоидальное строение кристалла каолинита; сечение в плоскости *bc* (*по С.С.Чекину, 1984*)

следования доказали и способность кристаллов каолинита разбухать при внедрении в его межслоевое пространство некоторых органических полярных жидкостей (апетат калия, гидразин, мочевина, амиды низших кислот и др.) и образовании характерных органо-каолинитовых комплексов. Этот процесс, называемый интеркаляцией, идет за счет усиления водородных связей и сопровождается увеличением межплоскостного расстояния до 10—14 Å.

Детальные структурные исследования каолинитов различного генезиса параллельно с изучением их физико-химических свойств позволили разделить этот минеральный тип в зависимости от дефектности структуры на три разновидности; аналитическим критерием дефектности служили значения количества элементарных слоев (M_c) в бездефектных блоках или субупаковках (табл. 3.6). Величинам M_c соответствуют определенные пределы показателей емкости катионного обмена и гидрофильности, оцениваемой по гигроскопической влажности w_g. По значениям емкости катионного обмена и w_g к последней, третьей, разновидности следует относить и природные смешанослойные образования каолинит-монтмориллонитового состава.

Идентичным каолиниту по составу слоев является галлуазит[15] — своеобразное образование среди глинистых минералов в связи с необычной трубчатой морфологией его кристаллов. Первоначально галлуазит в виде плоских или пластинчатых кристаллитов и сростков нарастает на минерал-донор и только затем пластинчатые частицы изгибаются и слои растут по спирально-цилиндрической поверхности, образуя обычные трубчатые кристаллы (рис. 3.19). Внешний диаметр трубчатых кристаллов галлуазита достигает 200—350 нм, а диаметр центрального канала — 20—60 нм. Как и каолинит, галлуазит обнаруживает способность к внутрикристаллическому набуханию при взаимодействии с полярными органическими жидкостями.

К структурному типу 1:1 относятся и минералы подгруппы серпентина[16], в кристаллических структурах которых все октаэдрические позиции заселены двухвалентными катионами (Mg^{2+}, реже Fe^{2+}), образующими так называемые бруситовые сетки *B*, в отличие от каолинита, у которого октаэдри-

[15] Галлуазит назван по имени бельгийского геолога **Ж.Б.Омалиуса д'Аллуа** (*1783—1875*).

[16] Серпентин — от лат. серпенс (serpens) — змея.

Таблица 3.6

Соотношение структурных разновидностей каолинитов и их сорбционных свойств

(по В.Т.Шлыкову, 2000)

Структурные разновидности каолинитов	Пределы изменений M_c	Емкость катионного обмена, мг-экв/100 г	Гигроскопическая влажность, Wg, %
Каолинит I	> 40	2- 4	< 1,0
Каолинит II	40—25	5—11	1,0—2,2
Каолинит III	< 25	≥ 12	≥ 2,2

ческие позиции заняты трехвалентным Al^{3+}, образующим гиббситовые сетки *G* (рис. 3.20).

К подгруппе серпентина относятся пластинчатые и листоватые лизардит[17] и антигорит[18], которые являются триоктаэдрическими аналогами каолинита. А волокнистый хризотил[19] (или хризотил-асбест) по морфологии сходен с рассмотренным выше галлуазитом. В куске хризотил зеленовато-серого и золотистого цвета с шелковистым блеском. Длина волокон хризотила колеблется от долей до 50 мм, толщина — доли микрометров.

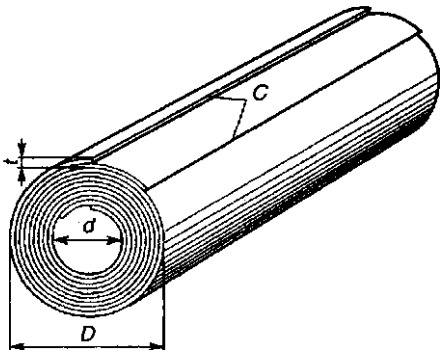


Рис. 3.19. Схема строения трубчатого кристалла галлуазита (*по С.С.Чекину, 1984*):

D — внешний диаметр; *d* — внутренний диаметр (центрального канала); *t* — кристаллообразующая пачка элементарных слоев; *C* — ступени роста элементарных слоев кристаллообразующей пачки

Группа смектитов объединяет высокодисперсные глинистые минералы трехсе-

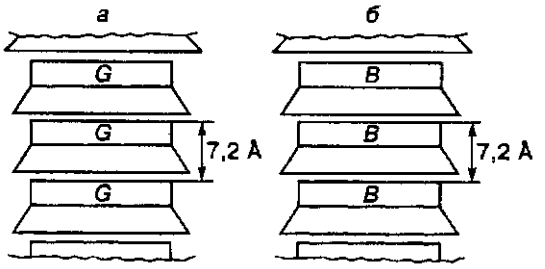


Рис. 3.20. Схематическая структура минералов подгрупп каолинита (*а*) и серпентина (*б*)

точного типа элементарных слоев 2:1, обладающие свойством внутрикристаллического набухания (рис. 3.21).

В этой группе выделяется две подгруппы: мономинеральных смектитов и смешанослойных смектитов с преобладанием разбухающих пакетов (см. табл. 3.5). При инженерно-геологических исследованиях следует иметь в виду, что смектиты очень редко бывают полностью породообразующими минералами грунтов, что вызывает трудности в их диагностике. Общим для любого минерала этой группы является увеличение их межплоскостного расстояния от 9,6 Å в сухом состоянии до 17,7—18,0 Å при насыщении их глицерином и до 16,7—17,0 Å — этиленгликолем. По этому признаку к смектитам, как к целой

[17] Лизардит назван по месторождению в Лизарде, Англия.

[18] Антигорит назван по месту находки — долине Антигорио (Пьемонт), Италия.

[19] Хризотил — от греч. «хрисос» — золото.

Таблица 3.7

Разделение смектитов по структурным и физико-химическим показателям

(по В.Г.Шлыкову, 2000)

Подгруппа смектитов	Структурная разновидность	Количество разбухающих слоев, %	Емкость катионного обмена, мг-экв/100 г
Мономинеральные смектиты		90—100	> 85
Неупорядоченные иллит-монтмориллониты	I	65—90	70—85
	II	50—65	50—70

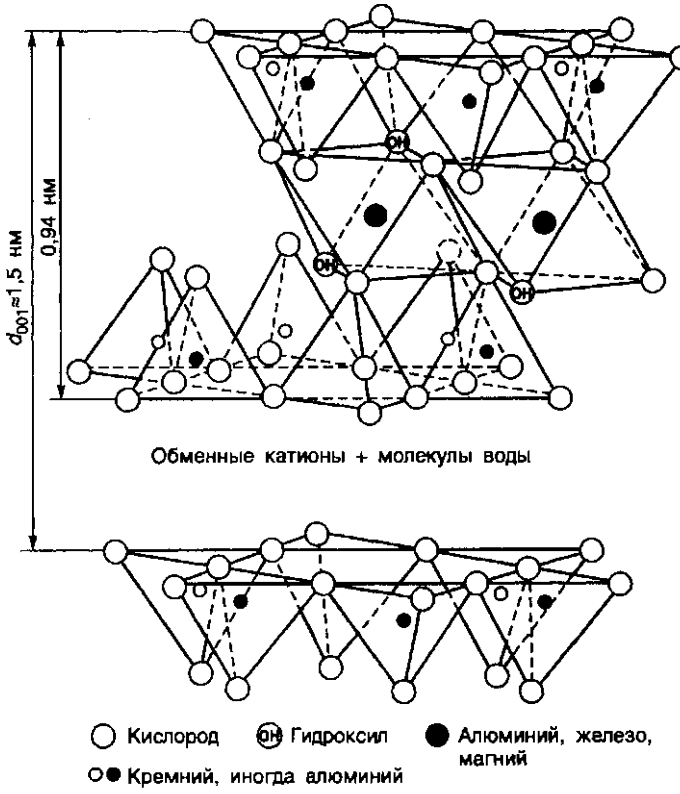


Рис. 3.21. Структура монтмориллонита

группе минералов с внутрикристаллическим набуханием, и относятся не только мономинеральные, но и смешанослойные образования, в которых преобладают разбухающие межслои (см. табл. 3.5 и 3.7). Именно такие минералы очень широко распространены в дисперсных грунтах, находящихся в зоне гипергенеза. Если мономинеральные смектиты образуются в основном из гелей при подходящих стехиометрических соотношениях породообразующих элементов (Si, Al, Fe и Mg), то смешанослойные образования с преобладанием разбухающих межслоев — продукты интенсивного выветривания существовавших ранее глинистых минералов, в первую очередь слюдистых. Способность к внутрикристаллическому набуханию и, главное, чрезвычайно высокая дисперсность

обусловливают высокую физико-химическую активность смектитов, которая закономерно уменьшается по мере увеличения в их структуре доли неразбухающих пакетов (см. табл.3.7).

Отличия смектитов от гидратированных слюд, также имеющих трехсеточный тип структуры 2:1, помимо величины слоевого заряда, связаны с особенностями их изоморфизма: в смектитах изоморфные замещения $Al^{3+} \leftrightarrow Mg^{2+}$ (Fe^{2+}) происходят в основном в октаэдрических сетках; они образуют диоктаэдрические (монтмориллонит[20], бейделлит[21], нонтронит[22] и др.) или триоктаэдрические (стивенсит, сапонит[23], пимелит и др.) серии (рис.3.22). Переходов между ди- и триоктаэдрическими сериями мономинеральных смектитов в результате изоморфизма не существует.

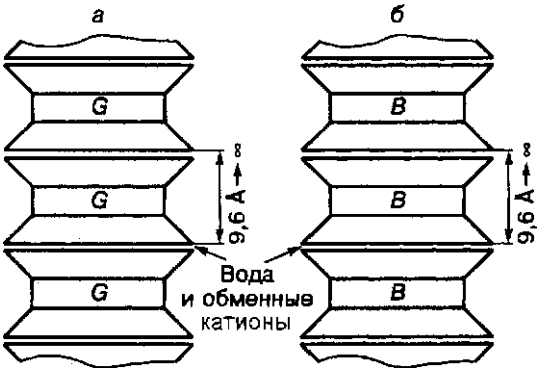


Рис. 3.22. Схематическое строение диоктаэдрических (*а* — монтмориллонит) и триоктаэдрических (*б* — сапонит) смектитов

Смектиты, как, например, монтмориллонит и нонтронит, сложены в основном тонкими индивидуальными кристаллитами толщиной порядка одного или нескольких элементарных слоев. При гидратации и набухании в водной среде кристаллиты способны почти полностью распадаться на элементарные мельчайшие частицы.

По химическому составу среди смектитов выделяются более или менее железистые разности, отличающиеся также по величине слоевого заряда. В бейделлитах изоморфизм дополнительно частично проявляется и в тетраэдрических сетках. Возникающий в смектитах при изоморфизме отрицательный заряд (равный в среднем 0,66 электронов заряда на элементарную ячейку) компенсируется межслоевыми гидратированными обменными катионами (чаще всего Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, Li^{+}, органическими молекулами и др.) и молекулами воды. При этом в зависимости от состава обменного межслоевого комплекса отмечается определенное изменение межплоскостного расстояния по оси *c* (см. рис. 3.21 и 3.22).

Монтмориллонит, сапонит, бейделлит и другие смектиты образуют так называемые бентонитовые глины, или бентониты[24], почти целиком состоящие из этих глинистых минералов и являющиеся ценным полезным ископаемым. Бентониты широко используются в нефтяной промышленности для приготовления буровых растворов, как высокоэффективные сорбенты, отбеливатели, керамическое сырье и др. В разных странах бентониты называют по-разному. Наиболее крупные месторождения бентонитов находятся в Грузии (гумбрин в окр. с.Гумбри близ Кутаиси; асканит в окр. с.Аскани; аскангель в окр. с. Махарадзе и др.), в Азербайджане (Даш-Салахлы), в Туркмении

[20] Минерал назван по месторождению Монтмориллон, Франция.
[21] Бейделлит назван по месторождению Бейделл в штате Колорадо, США.
[22] Нонтронит назван по г. Нонтрон, Франция.
[23] Сапонит — от лат. «сапо»; родит. падеж «сапонис» — мыло, мыльный камень.
[24] Название дано по месторождению Бентон, США.

(огланлинский бентонит), на Украине (крымский кил, бентонит пыжевский, черкасский, горбский и др.), в США (месторождение Бентон, Блэк-Хилз и др.), в Мексике, Италии и Румынии.

Группа слюдистых минералов глин также принадлежит к структурному типу 2:1. Их элементарный слой (пакет) состоит из одной октаэдрической сетки, заключенной между двумя тетраэдрическими (рис. 3.23 и 3.24, *а*). Связь между слоями жесткая, ионно-электростатическая, возникающая за счет катионов калия, компенсирующих отрицательный заряд в тетраэдрических сетках соседних слоев и не участвующих в ионном обмене.

Высокодисперсные гидратированные слюды, в отличие от истинных слюд, содержат менее 90% катионов, заполняющих межслои: вследствие изоморфных замещений типа $Al_{IV} + K^+ \leftrightarrow Si_{IV} + \Delta$, где Δ — вакансия, образуются свободные межслоевые позиции, не занятые ионами K^+.

Подгруппа дисперсных гидратированных слюд содержит три основные разновидности. К первой относятся иллиты[25] — слюдоподобные минералы, содержащие не более 10% разбухающих межслоев; ко второй гидрослюды — содержащие 10—20% таких межслоев, а к третьей — глауконит (см. табл. 3.5). Если количество разбухающих межслоевых промежутков превышает 20%, то такие образования следует относить к группе смешанослойных минералов. Такое разделение по содержанию подвижных межслоев не отражает резких изменений свойств дисперсных слюдистых минералов при переходе от одной подгруппы к другой. Подобная градация в то же время может стать основой при описании состава грунтов с тем, чтобы названия минералов не отличались от общепринятых и было бы ясно, что представляет собой данный слюдистый минерал в структурном отношении.

По физико-химическим свойствам гидратированные слюды более активны, чем каолиниты, но менее активны, чем смектиты. Они обладают большей величиной емкости катионного обмена, большей дисперсностью, гидрофильностью и удельной поверхностью, чем каолиниты.

При использовании в качестве основного метода диагностики рентгеновской дифрактометрии идентификация гидратированных слюдистых минералов сводится к анализу изменения межплоскостного расстояния d_1 первого малоуглового отражения воздушно-сухого и обработанного органической жидкостью образца. Для иллитов это изменение Δd_1 не превышает 0,15 Å; для гидрослюд Δd_1 колеблется от 0,16 до 1,0 Å. Исследования В.Г.Шлыкова (2000) позволили подразделить гидрослюды на два типа I и II, в которых структурные отличия существенно сказываются на их физико-химических свойствах, в частности на емкости обмена (табл. 3.8).

Близок к группе гидратированных слюд и вермикулит[26], имеющий такой же тип элементарных слоев 2:1, но который в отличие от прочих глинистых минералов может находиться как в дисперсном (рассеянном) состоянии в грунтах, так и в виде сплошных слюдистых слоев (рис.3.24, *б*). В подгруппе дисперсного вермикулита выделяются диоктаэдрические и триоктаэдрические разности. Кроме того, в отличие от иллитов в триоктаэдрическом вермикулите октаэдрические позиции образованы бруситовыми сетками, а в межслоевом комплексе присутствуют двухвалентные катионы (Ca^{2+} и Mg^{2+}).

[25] Название происходит от шт. Иллинойс, США.

[26] Назван от лат. «вермикулус» — червячок, поскольку при нагревании этот минерал при потере кристаллизационной воды сильно вспучивается и образует червеобразные агрегаты.

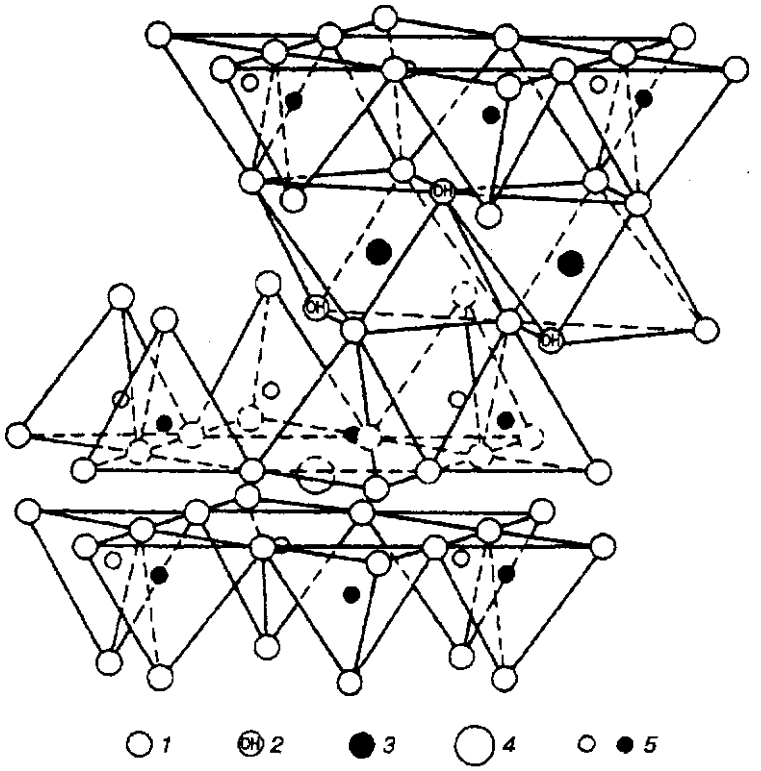


Рис. 3.23. Структура слюды: *1* — кислород; *2* — гидроксил; *3* — алюминий; *4* — калий; 5 — кремний

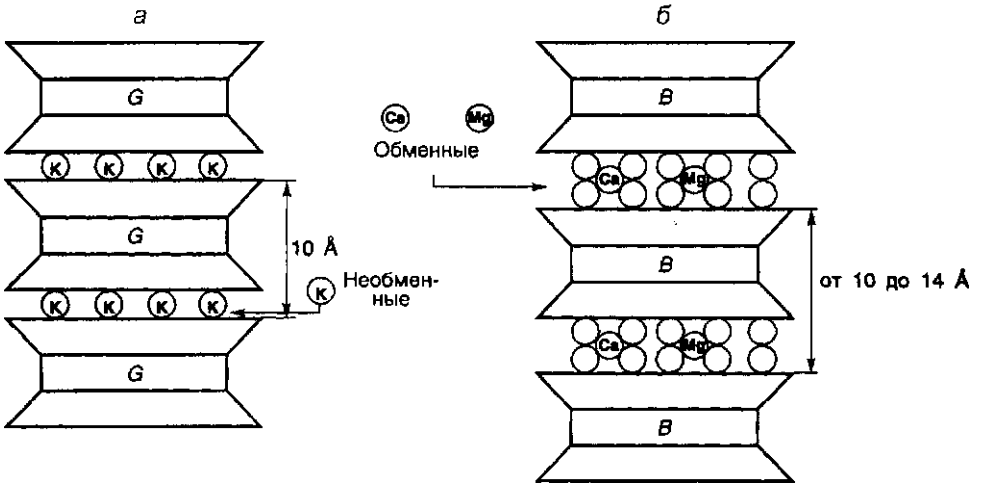


Рис. 3.24. Схематическое строение иллита (*а*) и вермикулита (*б*) (*по Дж.Митчеллу, 1976*)

Таблица 3.8

Разделение структурных разновидностей гидратированных слюдистых минералов по их сорбционным свойствам

(по В.Г.Шлыкову, 2000)

Гидратированные слюды	d_1, Å	Δd_1, Å	Емкость катионного обмена, мг-экв/100 г	Гигроскопическая влажность, w_g,%
Иллиты	10,06 –10,20	≤ 0,15	≤ 20	≤ 0,8
Гидрослюды I	10,06—10,70	0,16—1,0	20—30	0,8—1,8
Гидрослюды II	10,06—10,70	0,16—1,0	> 30	>1,8

Хлориты[27] имеют четырехэтажную структуру элементарных слоев 2:1:1 (см. рис. 3.25 и табл.3.5). Она образована из слоев гидрослюдистого типа 2:1, между которыми находятся так называемые «бруситовые слои» (*B*) — октаэдрические сетки, в центрах октаэдров которых находятся ионы Mg^{2+} и Fe^{2+} (см. рис. 3.25, *б*). Часть их обычно замещена трехвалентными катионами с образованием брусито-гиббситовых сеток (*B—G*), что приводит к избытку положительного заряда у этого слоя. Он, в свою очередь, компенсирует отрицательные заряды слюдистых слоев 2:1 вследствие изоморфизма $Si^{4+} \leftrightarrow Al^{3+}(Fe^{3+})$, что обеспечивает жесткую связь между слоями.

Кроме того, дополнительная прочность между слоями в хлорите может обеспечиваться водородными связями, возникающими между гидроксилами поверхности бруситового слоя и атомами кислорода базальной поверхности тетраэдрической сетки (см. рис. 3.25, *а*).

По показателям гидрофильности, емкости катионного обмена «среднестатистические» хлориты близки к соответствующим показателям гидратированных слюд. В процессах химического выветривания «бруситовый слой» хлоритов разрушается в первую очередь.

Смешанослойными образованиями называются минералы, в кристаллах которых с той или иной степенью порядка—беспорядка чередуются слои разной структуры и (или) состава (Дриц, Коссовская, 1990). Они выделяются в отдельную группу (см. табл. 3.5) и особенно широко распространены среди слоистых силикатов. Они являются одним из основных компонентов глин, т.е. встречаются в дисперсном гидратированном состоянии. Большой научный и практический интерес к смешанослойным глинистым минералам обусловлен рядом причин. Эти минералы широко распространены в различных геологических обстановках верхней оболочки Земли — корах выветривания, почвах, современных осадках, породах, измененных эпигенезом, в областях гидротермальной активности, в осадочном слое океанов, в продуктах гидротермального изменения океанических базальтов и др. Существенным оказалось и то, что разные типы смешанослойных минералов приурочены к определенным геологическим обстановкам, что имеет немаловажное значение для установления генезиса вмещающих их пород.

Возможность образования смешанослойных структур определяется тем обстоятельством, что двухмерная периодичность 2:1 слоев и межслоев, гео-

[27] Хлорит — от греч. «хлорос» — зеленый.

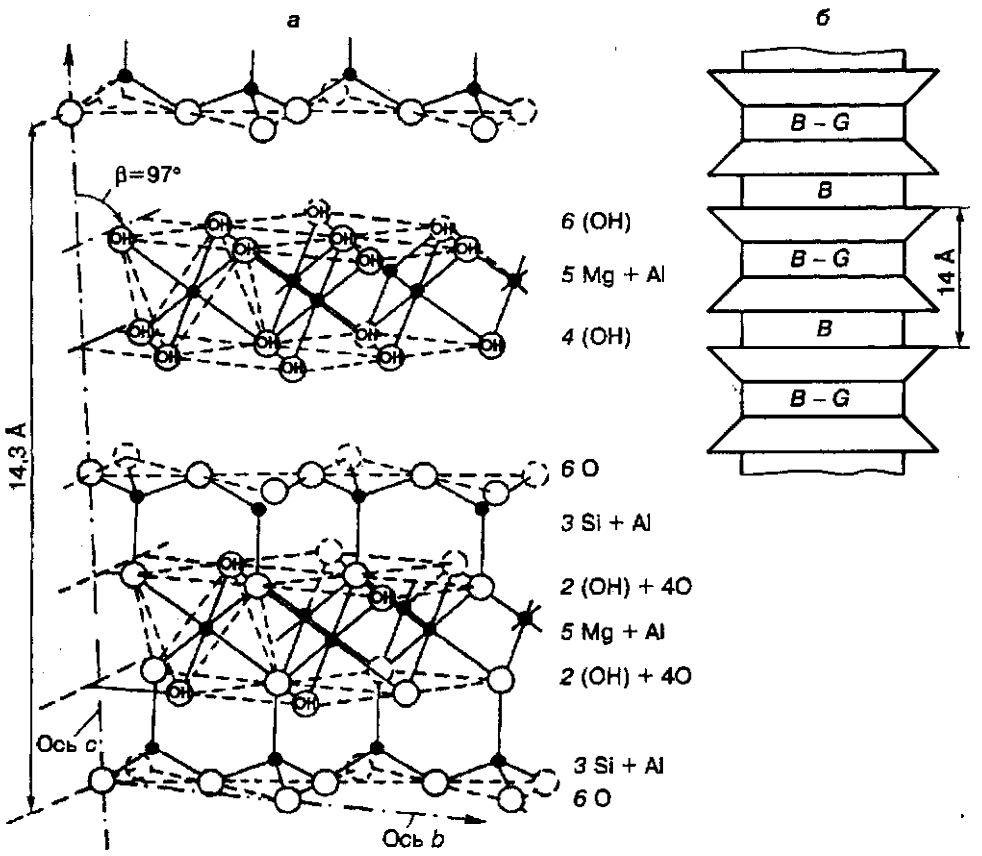


Рис. 3.25. Структура (*а*) и схематическое строение (*б*) хлорита

метрическое устройство их базальных поверхностей весьма сходны, что обусловливает легкость сосуществования силикатных слоев разного типа в пределах индивидуальных частиц. В грунтах наиболее часто встречаются смешанослойные глинистые минералы, структура которых образована совокупностью 2:1 слоев, разделенных разными по природе и составу межслоевыми промежутками (см. табл. 3.5, рис. 3.26). Основные свойства последних не отличаются существенно от свойств межслоев соответствующих индивидуальных минералов, таких, как слюды, смектиты, хлориты и др. Это позволяет сравнительно просто устанавливать природу межслоев на основе рентгеноструктурного изучения образцов, подвергнутых различным обработкам — насыщению органическими жидкостями, обменными катионами, нагреванию и т.д.

По количеству чередующихся слоев смешанослойные минералы являются, как правило, двухкомпонентными, хотя известны находки трехкомпонентных структур типа каолинит—монтмориллонит—иллит или хлорит—сапонит—разбухающий хлорит.

По способу чередования слоев смешанослойные минералы делятся на несколько подгрупп (см. табл. 3.5). Смешанослойные минералы со строго *упорядоченным* чередованием слоев имеют собственные наименования и характе-

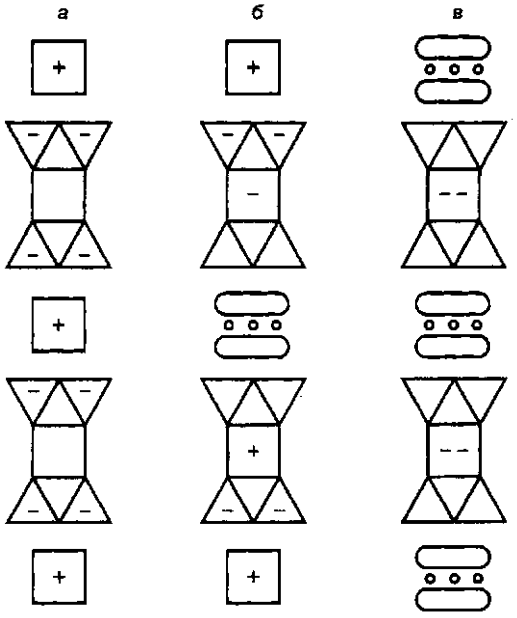


Рис. 3.26. Схема распределения зарядов в слоях и межслоях в структурах хлорита (а), смешанослойного хлорит-смектита (б) и смектита (в) (*по В.А.Дрицу и А.Г.Коссовской, 1990*)

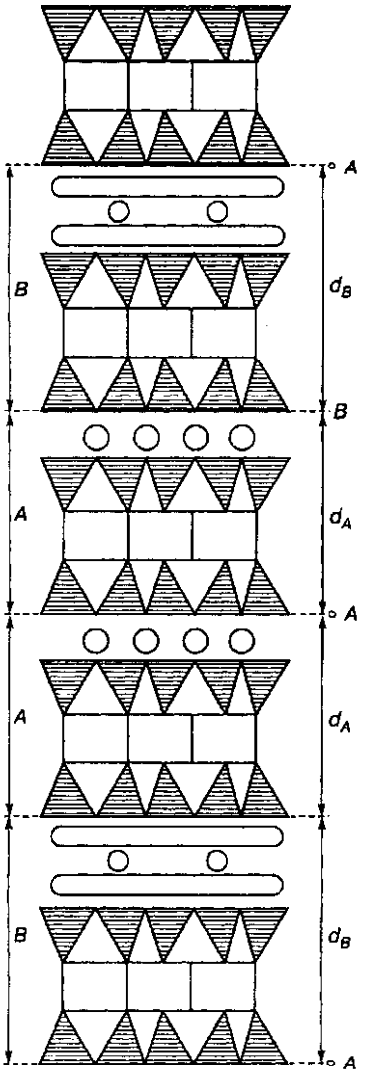


Рис.3.27. Схема структуры смешанослойного кристалла с чередованием «слюдистых» (*A*) и «смектитовых» (*B*) слоев с высотой d_A = 9,96 Å и d_B = 15.4 Å (*по В.А.Дрицу и А.Г.Коссовской, 1990*)

ризуются строгой периодичностью вдоль нормали к слоям. Среди диоктаэдрических минералов примером упорядоченных смешанослойных фаз являются ректорит и тарасовит, в структуре которых по закону ABAB... и AAABA-AABA соответственно чередуются слои иллитового (А-слои) и смектитового (В-слои) типов. Среди триоктаэдрических разновидностей к породообразующим относятся корренситы, в структуре которых упорядоченно по закону ABAB... переслаиваются хлоритовые и сапонитовые межслои. Другая группа объединяет *неупорядоченные* смешанослойные структуры (неупорядоченные иллит-монтмориллониты, рассмотренные выше), в которых чередование слоев разного типа осуществляется по закону случая (см. табл. 3.5).

Поскольку природа межслоев каждого типа в смешанослойных структурах соответствует природе межслоев в структуре того или иного индивидуального минерала, естественно предположить, что такое же соответствие будет наблюдаться и в отношении кристаллохимического строения примыкающих к ним сеток 2:1 слоев. Например, если в смешанослойном минерале содержатся межслои хлоритового типа, то это означает, что в структуре имеются положительно заряженные гидроксильные сетки, к

поверхности которых сверху и снизу примыкают заряженные отрицательно тетраэдрические сетки 2:1 слоев (рис. 3.27). Наоборот, тетраэдрические сетки, примыкающие к монтмориллонитовым межслоям в смешанослойном минерале, как и в монтмориллоните, должны содержать минимальный отрицательный заряд. Исходя из этого в смешанослойных структурах хлорит-смектит должен реализоваться полярный, неоднородный характер замещения Si на Al (Дриц, 1966), смысл которого легко можно уяснить из рис.3.26. Вместе с тем в смешанослойных структурах неоднородным может быть и состав октаэдрических сеток разных 2:1 слоев за счет изоморфных замещений катионов, обусловливающих отрицательный заряд октаэдров.

В качестве примера можно рассмотреть смешанослойную структуру слюда-смектит (см. рис.3.27). Неправильно говорить, что в ней чередуются слюдистые и монтмориллонитовые слои, так как 2:1 слои, к которым примыкают межслои разной природы, полярны в отношении замещения Si на Al и, следовательно, отличаются от истинно слюдистых и смектитовых слоев. Таким образом, в рассматриваемых смешанослойных структурах имеет место чередование межслоев разной структуры и состава, однако можно говорить о чередовании иллитовых и смектитовых слоев, если границу между слоями проводить через центры октаэдров 2:1 слоев. Поэтому, с одной стороны, считается, что в смешанослойном минерале иллит-смектит нет истинно слюдистых и смектитовых слоев, а с другой — при характеристике этого минерала можно оперировать не совсем точными понятиями о смектитовых и слюдистых слоях. Такая же ситуация происходит и при описании смешанослойных хлорит-смектитов, тальк-салонитов и др.

В осадочных породах образование смешанослойных минералов с упорядоченным переслаиванием иллитовых (хлоритовых) и смектитовых пакетов обычно сопровождает процесс «прогрессивного» литогенеза, т.е. характеризует твердофазовое изменение смектитов под воздействием роста значений температуры и давления. При выветривании глинистых пород в структуре образующихся смешанослойных минералов какая-либо упорядоченность в чередовании пакетов разного типа обычно отсутствует. Установленным является факт, что с уменьшением размера исследуемых фракций таких пород увеличивается содержание смешанослойных образований, а в их составе — количество разбухающих пакетов. Под воздействием относительно постоянных агентов выветривания деградационные изменения наиболее дисперсных частиц глинистых минералов опережают процесс измельчения и «расшатывания структуры» более крупных разностей. Поэтому в покровных отложениях количество смешанослойных минералов, содержащих 40—60% пакетов одного типа, обычно невелико; рентгеноструктурным анализом в таких грунтах чаще всего фиксируются смешанослойные, в которых содержание пакетов одного типа не ниже 70—75%, т.е. близкие по принятой классификации к смектитам или гидрослюдам.

Под дальнейшим воздействием выветривания (в широком понятии термина) отдельные микроблоки глинистых минералов станут настолько малыми, что будут недоступными для исследования рентгеновским методом порошка, наиболее часто используемым для этих целей, хотя они еще сохраняют кристаллическую структуру. Такие минералы принято называть **рентгеноаморфной фазой** (или веществом) — РАФ, в отличие от собственно аморфной фазы, каковой является стекло, аморфный кремнезем, аллофан, гизингерит и др. Естественно, что измельчение частиц глинистых минералов гораздо лег-

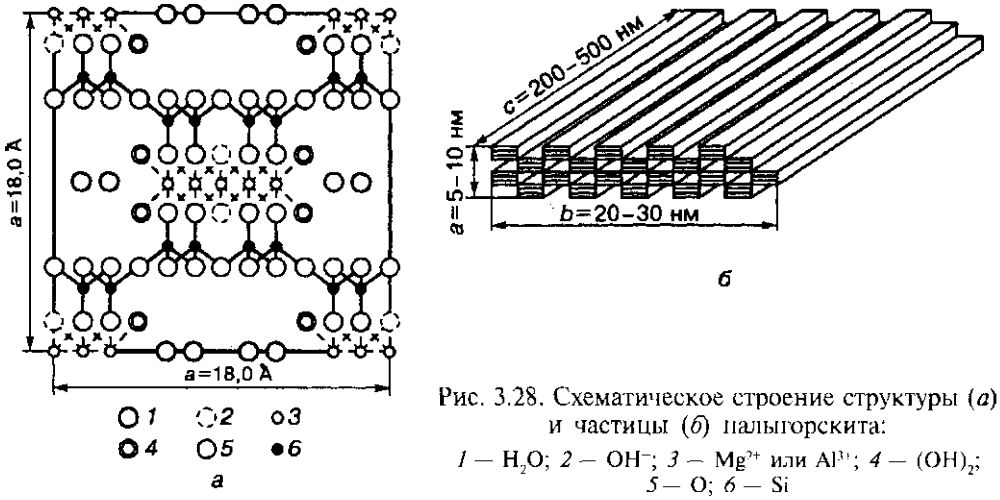


Рис. 3.28. Схематическое строение структуры (*а*) и частицы (*б*) палыгорскита:
1 — H_2O; *2* — OH^-; *3* — Mg^{2+} или Al^{3+}; *4* — $(OH)_2$; *5* — O; *6* — Si

че происходит по плоскостям спайности или базальным, что подтверждается экспериментально установленным по устойчивости к деградации рядом «смектит < каолинит < слюдистые минералы глин». Размер частиц или бездефектных микроблоков глинистых минералов, составляющих рентгеноаморфную фазу дисперсных грунтов, не превышает 0,02—0,025 мкм. Возможно, такие размеры являются пределом дисперсности, ниже которого частички уже не измельчаются, а дальнейшая их деградация связана с растворением.

В грунтах, образование которых связано с многократным переотложением терригенного материала (аллювиальные отложения, современные осадки водоемов и др.), содержание минералов со скрытокристаллической структурой (РАФ) может достигать 30—40% и более, в силу чего они могут существенно влиять, а иногда и определять основные их свойства, особенно физико-химические. Рост количества РАФ в грунте влечет за собой увеличение его гидрофильности, емкости катионного обмена (ЕСЕ), пластичности и т.д. Увеличение ЕСЕ свидетельствует о «неаморфном» состоянии данной фазы. Если для различных глинистых минералов показатели их ЕСЕ значительно отличаются (см. табл. 3.5), то с ростом количества скрытокристаллических разностей различия в этих показателях становятся меньшими, влияние «материнского» материала ослабевает. По данным В.Г.Шлыкова (2000), значение ЕСЕ скрытокристаллической фазы, образованной растиранием гидрослюды, превысило 60 мг-экв/100 г, а каолинита — 50 мг-экв/100 г. Поэтому высокие емкостные и сорбционные свойства глинистых минералов не следует связывать только лишь с наличием разбухающих межслоевых промежутков; увеличение дисперсности (или доли РАФ), нарушение структурной упорядоченности минералов приводят к заметному росту числа их активных центров, доступных катионному обмену.

И, наконец, слоисто-ленточный тип структурных слоев 2:1 имеют минералы **группы сепиолита-палыгорскита** (см. табл. 3.5). Они образуют как бы переходный структурный тип от слоистых к ленточным силикатам. Среди них основным породообразующим глинистым минералом является палыгорскит[28],

[28] Назван по Палыгорскому участку бывшего Пермского горного округа.

не содержащий разбухающих межслоев и состоящий из сдвоенных кремнекислородных цепочек пироксенового типа (рис.3.28, *а,б*).

Ленты соединяются между собой вдоль оси *с* общими атомами кислорода таким образом, что образуют в плоскости *ab* шахматную структуру (см. рис. 3.28, *а*). При этом в структуре палыгорскита образуются цеолитные каналы размером 0,37×1,2 нм, заполненные молекулами воды (координационно связанной и цеолитной). В этих же каналах могут сорбироваться и иные вещества. При механическом воздействии частицы палыгорскита могут диспергироваться до продолговатых частиц-волокон с сечением до 3×20 нм. Кристаллы палыгорскита имеют вид тонких волокон белого, светло-серого, иногда розоватого или желтоватого цвета. Его агрегатам характерно спутанно-волокнистое и кожистое строение, они редко образуют большие скопления и чаще присутствуют в виде гнезд и тонких прослоев в осадочных грунтах.

ПРИРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ГРУНТАХ

Глинистые минералы редко встречаются в грунтах в виде одной какой-либо разновидности. Чаще всего они находятся в наборе нескольких глинистых минералов — природных ассоциаций. Несмотря на многообразие глинистых минералов в природе, исследования, проведенные В.Г.Шлыковым и др. (1998) по анализу минерального состава многих сотен образцов глинистых грунтов разного возраста и генезиса, показали, что в них встречаются шесть типов природных ассоциаций, важных с позиций инженерной геологии (рис. 3.29).

Ширина линий в вертикальных рядах ассоциаций на рис. 3.29 соответствует относительному количественному содержанию того или иного минерала. В смектитовой ассоциации глин (тип 1) преобладающими являются минералы с внутрикристаллическим набуханием — смектиты. В этой ассоциации выделяется два подтипа с преобладанием на втором месте слюдистых минералов (тип 1а) или каолинитов (хлоритов) — тип 1б.

В зависимости от литологического состава и генезиса пород выделяется три типа ассоциаций, в которых преобладающими глинистыми минералами

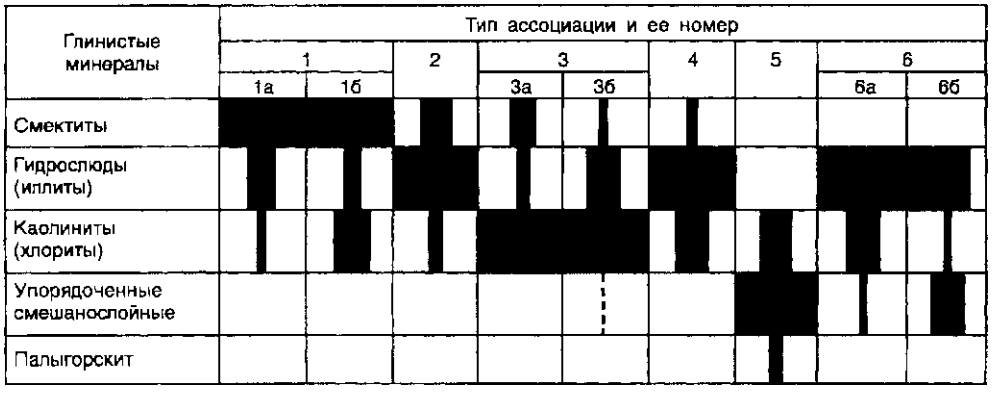


Рис. 3.29. Природные ассоциации глинистых минералов в грунтах

являются слюдистые. Наибольшее распространение имеет тип 2, в котором после преобладающих слюдистых в порядке убывания содержатся смектитовые минералы и каолинит и (или) хлорит. Грунты с ассоциацией глинистых минералов типа 2 имеют разный генезис: морской, аллювиальный, ледниковый, озерный, пролювиальный, техногенный. Возраст — от юрского до современного.

Ассоциация 4-го типа, в которой также преобладают слюдистые минералы глин, характеризуется меньшей физико-химической активностью: смектиты в ней имеют подчиненное значение. Помимо морских, ледниковых, аллювиальных, делювиальных отложений, эта ассоциация характерна для грунтов лагунного и прибрежно-морского генезиса. Возраст пород — от каменноугольного до современного.

Тип 6 включает ассоциацию глинистых минералов, в которую помимо преобладающих слюдистых входят хлорит (каолинит) и упорядоченные смешанослойные минералы типа иллит-смектит, иллит-вермикулит, вермикулит, ректорит, корренсит. Ассоциация в основном характерна для пород, испытавших значительную катагенетическую переработку (аргиллиты, алевролиты, сланцы). Мономинеральные упорядоченные смешанослойные встречаются крайне редко, в силу чего выделять их в отдельную ассоциацию не было смысла, как и любые мономинеральные глинистые грунты, являющиеся, по сути, месторождениями полезных ископаемых. По генезису и возрасту грунты с такой ассоциацией глинистых минералов представляют в основном две большие группы: верхнепротерозойские-нижнепалеозойские глинистые породы морского генезиса и флювиогляциальные четвертичные отложения.

Отдельную, хотя и не очень распространенную, ассоциацию составляют глинистые минералы дисперсных грунтов с преобладанием каолинита или хлорита (тип 3). В грунтоведении каолинит и хлорит служат эталонами минералов, характеризующихся низкой физико-химической активностью, особенно каолинита. Но это относится в основном к каолинитам из известных месторождений, т.е. элювиальным грунтам с преобладанием каолинита. Каолиниты же в дисперсных грунтах как объектах инженерно-геологических исследований существенно отличаются от элювиальных каолинитов как по морфологии, дисперсности частиц и структурным особенностям, так и по свойствам.

Ассоциация с преобладанием упорядоченных смешанослойных минералов (тип 5) встречается в горных породах ограниченного генезиса (морского или гидротермального). Еще менее распространены упорядоченные смешанослойные минералы, образовавшиеся при выветривании триоктаэдрических слюд или хлоритов. Диоктаэдрические смешанослойные образования с упорядоченным переслаиванием пакетов разного типа в большинстве представлены иллит-смектитами, происхождение которых связано с преобразованием монтмориллонита в мелководных морских условиях (К-бентониты) или с породами, подвергнутыми региональному эпигенезу или контактному метаморфизму. Возраст пород обычно позднепротерозойский—раннепалеозойский. Возрастной диапазон упорядоченных смешанослойных гидротермального генезиса более широкий.

3.6. Органическое вещество и органоминеральные комплексы

ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В химии к органическим веществам относятся соединения углерода с другими элементами. Эти вещества в грунтах представляет смесь различных органических соединений. Происхождение органического вещества в литосфере тесно связано с возникновением и развитием жизни в биосфере Земли. Увеличение и изменение общей биомассы (живого вещества) в биосфере Земли в разные геологические эпохи приводило к постепенному накоплению (захоронению) в литосфере огромных количеств органического вещества в виде органических остатков. В грунтах органическое вещество в твердом состоянии представляет собой всевозможные органические остатки растительного (например, в торфах) или животного (например, в илах) происхождения, которые со временем претерпевают различные стадии разложения, физико-химического преобразования и минерализации.

Органическое вещество в грунтах образуется в результате постмортального (посмертного) превращения органических остатков. Превращение органических остатков в гуминовые вещества получило название процесса *гумификации*. Он идет вне живых организмов как с их участием, так и путем чисто химических реакций окисления, восстановления, гидролиза, конденсации и др. В отличие от живой клетки, в которой синтез биополимеров осуществляется в соответствии с генетическим кодом, в процессе гумификации нет какой-либо установленной программы, поэтому могут возникать любые соединения — как более простые, так и более сложные, чем исходные биомолекулы. Образующиеся продукты вновь подвергаются реакциям синтеза или разложения, и такой процесс практически беспрерывен. В результате многочисленных реакций в почвах и горных породах накапливаются только наиболее устойчивые соединения, существующие более длительное время, чем лабильные вещества (рис.3.30). Согласно этому графику в растительных остатках преобладают сравнительно легкоразлагаемые соединения, но по мере развития гумификации в ряду «растительные остатки—почвы—угли» доля лабильных компонентов непрерывно снижается, а устойчивых — возрастает.

Растительные и животные остатки претерпевают наибольшие превращения в почвах и илах под действием микроорганизмов, разлагающих сложные органические соединения, состоящие из C, O и H и их производных (включая изо- и гетероциклические соединения) до простых минеральных соединений (CO_2, H_2O, NH_3 и др.) и органических веществ гумусового типа. В дальнейшем в грунтах происходит более медленное изменение органического вещества под влиянием подземных вод,

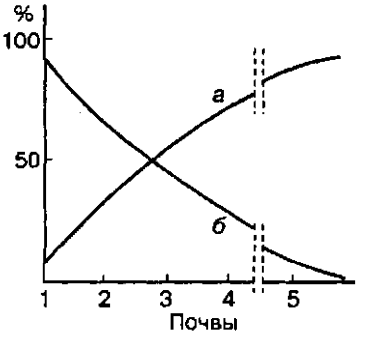


Рис. 3.30. Относительная устойчивость природных органических соединений (*по Д.С.Орлову, 1997*):

а — содержание устойчивых компонентов; *б* — содержание лабильных компонентов; *1* — растительные остатки; *2* — дерново-подзолистые почвы; *3* — серые лесные почвы; *4* — черноземы; *5* — бурые угли

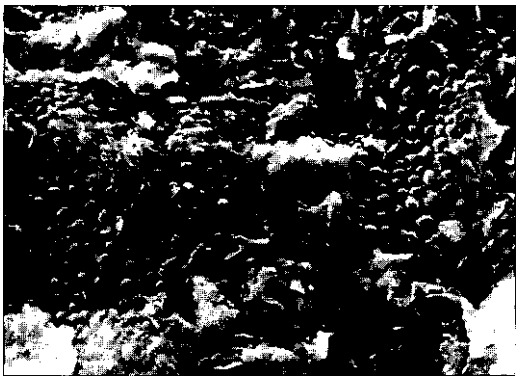


Рис. 3. 31. Электронно-микроскопический снимок гидрофильной органики в глине палеогенового возраста

изменяющихся термодинамических условий при погружении осадочных толщ, сопровождающемся повышением температуры и давления. При катагенезе органическое вещество проходит ряд стадий от так называемой буроугольной (при 60—70°С) до антрацитовой (до 250°С), а в зоне метагенеза переходит в графит. Таким образом, при разложении органики одна ее часть постепенно минерализуется, другая сохраняется, а третья синтезируется заново, формируя так называемые гуминовые соединения.

Наряду с *природным* происхождением органическое вещество в грунтах может накапливаться и *искусственным* путем в результате разнообразной хозяйственной деятельности человека. В этом случае различные органические компоненты вносятся человеком в почвы и горные породы либо сознательно (например, внесение органических удобрений в почвы), либо нецеленаправленно (например, органические отходы в свалках и др.). Основными источниками техногенного поступления органических веществ в грунты являются: сельскохозяйственная деятельность, коммунальные (канализационные) и промышленные стоки, сбросы (особенно пищевой, целлюлозной, химической, нефтехимической промышленности), свалки органических отходов (бытовых и производственных), скотомогильники, добыча и транспортировка нефти, аварии при перевозке органических веществ и др.

Суммарное содержание всех органических веществ в грунте оценивается величиной *относительного содержания органического вещества* ($C_{орг}$), которое равно отношению массы органического вещества в образце абсолютно сухого грунта к массе грунта и измеряется в долях единицы или %; $C_{орг}$ определяется в грунтах по ГОСТу 23740-79.

Согласно СНиП 2.02.01-83 по величине $C_{орг}$ песчаные и пылевато-глинистые грунты подразделяются на несколько типов. Так, для песчаных грунтов выделяются разности $0,03 < C_{орг} \leq 0,1$, а для пылевато-глинистых — $0,05 < C_{орг} \leq 0,1$. Грунты, содержащие $C_{орг} > 0,1$, относятся к категории *заторфованных*, а они в свою очередь делятся на разновидности: 1) слабозаторфованные $0,1 < C_{орг} \leq 0,25$; 2) среднезаторфованные $0,25 < C_{орг} \leq 0,4$; 3) сильнозаторфованные $0,4 < C_{орг} \leq 0,5$.

По **распространению** в грунтах органическое вещество можно разделить на три группы: рассеянное, локально и регионально распространенное.

Рассеянное органическое вещество содержится в грунтах в виде тонких фракций, поверхностных «пленок» или «рубашек» вокруг частиц и в целом более или менее равномерно распределено во всей толще грунта (рис. 3.31). Наиболее богаты рассеянным органическим веществом грунты платформенных фаций и фаций, завершающих развитие предгорных прогибов, в отложениях мелководных заливов, лагун, лиманов, стариц, болот, озер и др. Так, в оксфордских глинах Подмосковья и нижнемеловых глинах Поволжья $C_{орг}$ до-

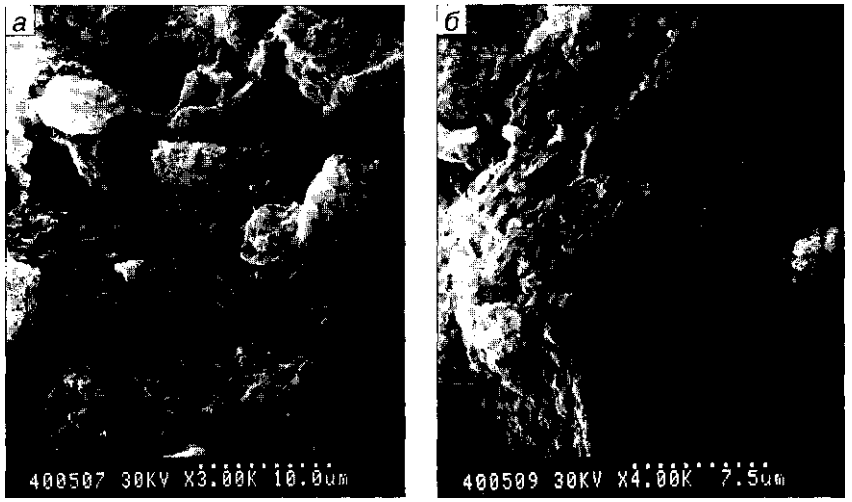


Рис. 3.32. Скопления гумусового вещества в черноземной почве под электронным микроскопом

стигает 0,15 (или 15% по массе) за счет рассеянного органического вещества, в плиоценовых и древнечерноморских отложениях юга Украины — $C_{орг}$ =0,08—0,10, в майкопских глинах Предкавказья — до 0,03.

Локально распространенное органическое вещество приурочено к определенным фациям (например, старичным, болотным и др.) и образует локальные скопления органики в грунтах. Характерные примеры локально распространенного органического вещества — пласты углей (содержание органического углерода $C_{орг}$ = 1,0), прослои гиттий (богатых органикой литифицированных илов) и торфов в четвертичных отложениях и др. Значительное количество локально распространенного органического вещества содержится в сапропелях — пресноводных илах, среди которых выделяются разности: 1) минеральные $0,1 < C_{орг} \leq 0,3$; 2) среднеминеральные $0,3 < C_{орг} \leq 0,5$; 3) слабоминеральные — $C_{орг} > 0,5$. Большое количество органического вещества ($C_{орг} < 0,15$—$0,2$) накапливается в черноземных почвах и локализовано в гумусном горизонте (рис. 3.32). Локально распространенная органика в большом количестве накапливается и в техногенных грунтах (свалочных, осадках сточных вод, культурных слоях и др.).

Регионально распространенное органическое вещество приурочено к определенным регионам, в пределах которых в ту или иную геологическую эпоху происходило интенсивное продуцирование и захоронение живого вещества. Его накопление связано с региональными особенностями геологического развития данной территории. Характерный пример регионально распространенного органического вещества — заторфованные грунты обширных заболоченных территорий центральной и северной частей Западной Сибири, где сформировались гигантские запасы органики в торфяных отложениях. Кроме этого органическое вещество регионально широко распространено в современных отложениях тропических зон.

Примером регионального распространения гумуса в грунтах является его содержание в различных типах почв, которое подчиняется региональным кли-

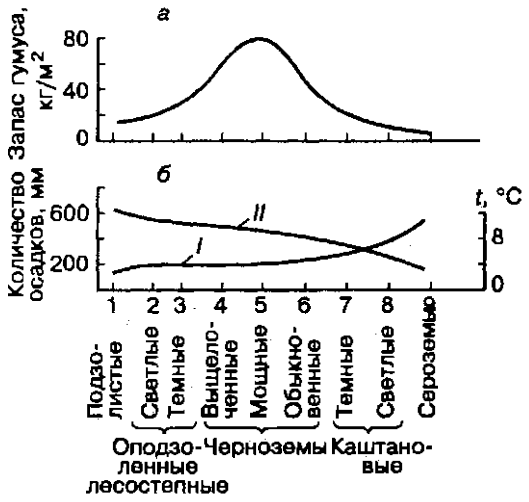


Рис. 3.33. Содержание гумуса в почвах до глубины 1,2 м (*а*) и климатические условия основных почвенных типов (*б*); I — кол-во осадков, II — температура (*по И.В.Тюрину и др., 1963*)

матическим закономерностям. Максимальное количество гумуса содержится в степных почвах, чему способствует их определенный гидротермический режим — сочетание умеренной температуры и относительно небольшого количества осадков. Поэтому в черноземах — господствующих почвах степей — запасы гумуса намного больше, чем в других зональных почвах (рис. 3.33).

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Состав органического вещества природного или искусственного происхождения резко различен. Если состав природного органического вещества обусловлен длительными процессами преобразования первичных органических компонентов в гуминовые соединения, то состав техногенного органического вещества чрезвычайно разнообразен. Рассмотрим их отдельно.

Гуминовые вещества (от лат. humus — земля, почва) были впервые выделены из торфа в 1786 г. немецким физиком и химиком Францем Ахардом (1753—1821). Позже вклад в изучение гуминовых веществ внесли ученые: Я.Берцелиус (1779—1848), который ввел понятие «*органическое вещество*» и описал взаимодействие гуминовых веществ с катионами металлов, французский химик П.Бертло (1827—1907), С.Оден, Р.Германн и др. С середины XX в. большой вклад в исследование гуминовых веществ внесли почвоведы, как отечественные (И.В.Тюрин[29], М.М.Кононова, С.С.Драгунов, Л.Н.Александрова, Д.С.Орлов и др.), так и зарубежные (В.Фляйг, Ф.Дюшофур, Т.Хаяси, М.Шнитцер, Ф.Стевенсон, Р.Тейт, М.Х.Б.Хейес и др.).

В настоящее время содержание различных химических элементов в этих веществах хорошо изучено. Содержание углерода (в массовых долях) колеблется от 40 до 60% в зависимости от происхождения и источника гуминового вещества. Азот есть всегда, но его мало, всего 3—5%. Водорода обычно содержится 3—6%, а кислорода — 33—37%. Обязательно входят сера — до 0,7—1,2% и фосфор — до 0,5%. Всегда есть разные металлы, хотя пока трудно сказать, обязательны ли они для гуминового вещества или просто являются примесью, поскольку очистить гуминовые вещества нелегко. Например, в препаратах гуминового вещества были найдены мелкокристаллический кварц, мелкокристаллический гетит FeOOH, что приходится признать явными примесями (Орлов, 1997).

[29] **Тюрин Иван Владимирович** (*1892—1962*) — российский почвовед, академик АН СССР (1953), автор трудов по вопросам повышения плодородия почв, массовых методов определения гумуса и азота в почве.

В состав гуминовых веществ входят четыре группы органических соединений: 1) *гуминовые кислоты* (ГК), 2) *фульвокислоты* (ФК), 3) *гиматомелановые кислоты* (ГМК), 4) *гуминовые угли* (ГУ). Гуминовые кислоты растворимы лишь в щелочных растворах, они входят в состав органической массы торфа (до 60%), бурых углей (20—40%), почв (до 10%). Фульвокислоты, растворимые в воде, кислотах и щелочах, отличаются резко пониженным содержанием углерода (до 40% по массе) и соответственно более высоким содержанием кислорода, они более окислены, чем другие гуминовые вещества. Гиматомелановые кислоты извлекаются из сырого остатка (геля) гуминовых кислот этиловым спиртом. Гуминовые угли (или гумин) — практически нерастворимое и не извлекаемое органическое вещество.

Исследование состава гуминовых веществ в грунтах проводится при их предварительном выделении, которое основано на последовательной обработке грунта раствором щелочи, а затем осаждении кислотой гуминовых и гиматомелановых кислот (рис.3.34). Остающиеся в растворе фульвокислоты и неспецифические вещества выделяются путем адсорбции и др.

Любые гуминовые вещества содержат большой набор функциональных групп, они полифункциональны. Их молекулы (рис. 3.35 и 3.36) содержат карбоксильные группы −COOH, фенольные −OH, хинонные =C=O, аминогруппы −NH, и др. Их количество, во-первых, велико, во-вторых, они распределены неравномерно по молекулам различного размера, и даже молекулы одного размера могут различаться по содержанию функциональных групп. Более того, молекулы гуминовых веществ различаются по количеству входящих в их состав остатков аминокислот (всего их 17—20), по количеству углеводных остатков и характеру их расположения.

Для того чтобы составить ясное представление о построении молекул гуминовых веществ, необходимо определить, из каких фрагментов они построены и что лежит в их основе (см. рис. 3.35). Для этого прибегают к дроблению больших молекул на составные части, что возможно двумя способами: 1) относительно мягкий — гидролиз растворами кислот или щелочей, 2) жесткий — окисление гуминовых веществ растворами марганцевокислого калия или окисью меди. При гидролизе в раствор переходят, отделившись от молекулы гуминового вещества, низкомолекулярные фрагменты, аминосахара и моносахариды. Аминокислот бывает от 17 до 22, все они альфа-аминокислоты, те же,

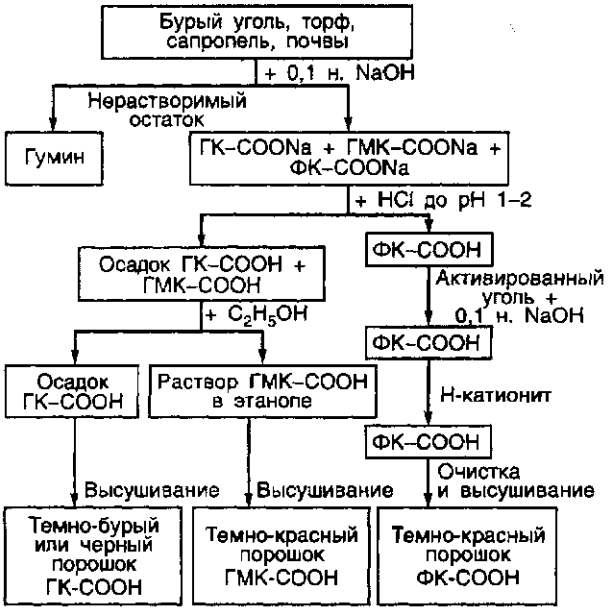


Рис. 3.34. Схема выделения гуминовых веществ (*по Д.С.Орлову, 1997*)

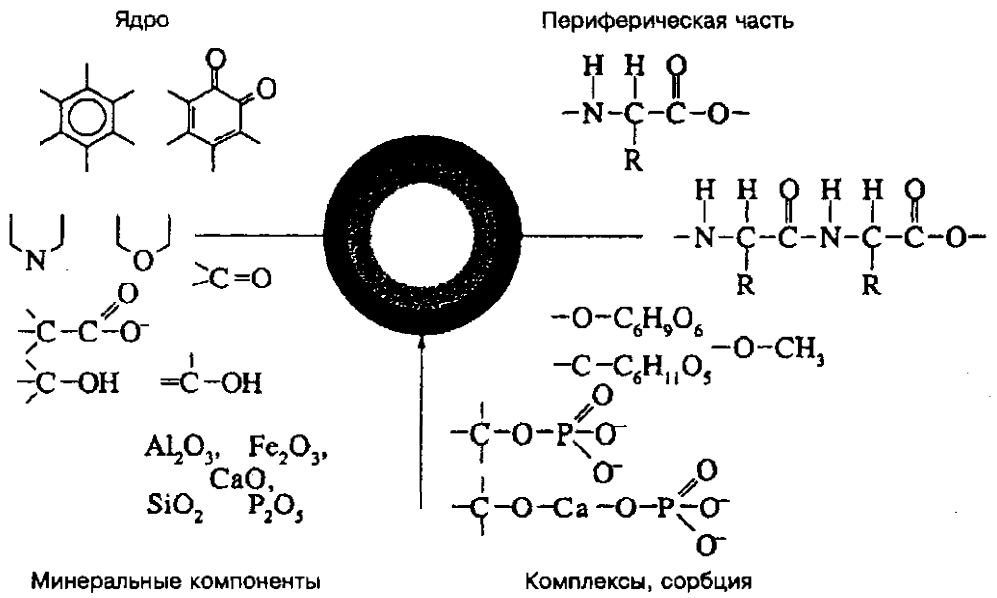


Рис. 3.35. Блок-схема гуминовой кислоты по Мистерски и Логинову (*Д.С.Орлов, 1997*)

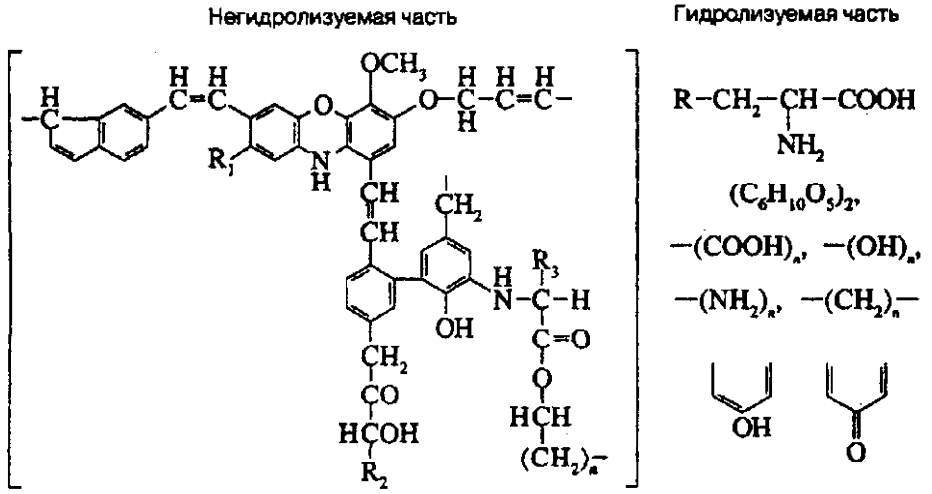


Рис. 3.36. Гипотетическая формула гуминовой кислоты (*по Д.С.Орлову, 1997*)

что в растениях, бактериальной плазме, причем примерно в тех же соотношениях.

В составе аминокислот (в порядке убывания) чаще всего встречаются аспарагиновая кислота, глютаминовая, глицин, аланин, валин, изолейцин, лейцин, фенилаланин, пролин, треонин, метионин, тирозин, цистин, лизин, гистидин, аргинин. Доля по массе аминокислот в гуминовом веществе составляет 6—10%. В числе моносахаридов в составе гидролизатов гуминовых веществ идентифицированы глюкоза, галактоза, манноза, ксилоза, арабиноза, рибоза, рамноза, фукоза, фруктоза и др. Всего они могут составлять до

25% массы гуминовых веществ, а в составе моносахаридов на долю глюкозы приходится до 20% (Орлов, 1997).

Продуктами окисления гуминовых веществ главным образом являются бензолполикарбоновые кислоты. В их составе преобладают 1,2,4-бензолтрикарбоновая (тримеллитовая) $C_6H_3(COOH)_3$, 1,2,4,5-бензолтетракарбоновая (пиромеллитовая) $C_6H_2(COOH)_4$ и пентакарбоновая $C_6H(COOH)_5$ кислоты. Если источниками аминокислот и моносахаридов в гуминовых веществах могут стать белки и углеводы растительных тканей, то обнаружение шестичленных бензоидных циклов указывает на лигнин и флавоноиды как исходные продукты.

Все соединения гидролизатов гуминовых веществ почти полностью установлены, но их сочетание и расположение в молекулах гуминовых веществ пока остаются неизвестными. Неясно и взаимное расположение бензоидных фрагментов, но все полученные данные позволяют говорить о нерегулярности структур молекул гуминовых веществ и возможном разнообразии в них взаимного расположения и сочетания известных фрагментов.

Все гуминовые вещества можно считать высокомолекулярными соединениями, хотя дискуссии о величинах молекулярных масс (ММ) продолжаются до последнего времени. Исторически в этом отношении выявляются несколько этапов. На ранних этапах гуминовым кислотам приписывали низкие и постоянные величины ММ. 80—90 лет назад их считали равными 1400 атомных единиц массы (а.е.м.); затем возобладало мнение, что гуминовые вещества полидисперсны, поэтому к ним неприменимы понятия ММ. После развития химии высокомолекулярных соединений и появления новой аналитической техники стали считать, что ММ фульвокислот близки к 10—15 тыс. а.е.м., а гуминовых кислот — от 20—30 тыс. до 100—150 тыс. а.е.м. В начале 80-х годов XX в. было показано, что крупные частицы гуминовых кислот могут изменяться под влиянием детергентов и комплексонов, которые разрушают сложные ассоциаты молекул, снижая их средние молекулярные массы (Орлов, 1997).

Состав твердого *техногенного органического вещества* в грунтах чрезвычайно разнообразен и определяется особенностями хозяйственной деятельности человека на данной территории, а также составом «первичной» органики, поступающей в грунт тем или иным путем. Так, в процессе сельскохозяйственной деятельности в почвы для подкормки вносятся органические удобрения (сапропель, навоз, торф, компост, солома и др.) около 15—60 т/га. Эти удобрения разлагаются в почве до простых минеральных соединений и гуминовых веществ. Кроме того, в почвы вносятся пестициды, гербициды и другие органические компоненты, многие из которых могут быть токсичными по отношению к человеку и животным и не разлагаться длительное время (например, ДДТ). Ряд органических соединений (синтетические смолы, битумы и др.) вносится в грунты целенаправленно при технической мелиорации грунтов для их упрочнения.

Состав твердой органики осадка сточных вод (ОСВ), илов очистных сооружений весьма сложен и включает в себя как гуминовые вещества, так и различные углеводороды и их производные от алифатических и изоциклических до гетероциклических соединений. Эти органические компоненты способны мигрировать в растворенном виде с поверхности или от источников

Рис. 3.37. Техногенное органическое загрязнение в юрских глинах, сформировавшееся за счет миграции осадка сточных вод (ОСВ)

загрязнений, проникая глубоко в грунтовые толщи и сорбируясь грунтовыми частицами (рис. 3.37). Органическая часть ОСВ и ила очистных сооружений примерно на 60—70% состоит из белков и имеет брутто-формулу $C_5H_7O_2N$.

Наиболее разнообразен и сложен состав твердых органических компонентов в техногенных свалочных грунтах (древесина, пластмассы, полиэтиленовая пленка, резина, макулатура, тряпье, кожа, пищевые отходы и др.). Их принципиальное отличие состоит в том, что органические компоненты, как правило, находятся в грунтах в неразложившемся или не полностью разложившемся состоянии. Часть из них, содержащая органику природного происхождения (древесина, макулатура и др.), относительно быстро разлагается и гумифицируется, а другая часть практически не разлагается. Особенно опасны в грунтах стойкие органические отходы, обладающие токсическими свойствами и являющиеся ксенобиотиками[30].

В грунтах практически не разлагается резина и синтетические полимеры, среди которых наиболее распространен *полиэтилен,* объем производства которого в настоящее время в мире составляет десятки миллионов тонн в год. Значительная часть производимого полиэтилена попадает в свалочные грунты. Макромолекулы полиэтилена весьма устойчивы и построены из метиленовых $—CH_2—$ групп, объединенных в линейные цепи:

$$—CH_2—CH_2—CH_2—CH_2—...—CH_2—CH_2—CH_2—...$$

Полиэтилен в свалочных грунтах содержится в виде пленки и упаковочных материалов, он способен выдерживать в грунтах воздействие влаги, тепла, окисляющих агентов в течение десятков лет без заметных изменений своих свойств. Кроме полиэтилена в свалочных грунтах распространены такие крупнотоннажные полимеры, как полипропилен, поливинилхлорид, полистирол, полиамиды и полиэфиры, которые также весьма стойки к разложению. Из общего объема отходов в свалочных грунтах на долю органических компонентов приходится около 50—60%.

[30] Ксенобиотики (от греч. xenos — чужой и bios — жизнь), чужеродные для живых организмов соединения (промышленные загрязнения, пестициды, препараты бытовой химии, лекарственные средства и др.). Попадая в окружающую среду в значительных количествах, они могут воздействовать на генетический аппарат организмов, вызывать их гибель, нарушать равновесие природных процессов в биосфере и т.д.

СВОЙСТВА И ФУНКЦИИ ГУМИНОВЫХ ВЕЩЕСТВ

До настоящего времени многие свойства гуминовых веществ еще плохо изучены. Данные о физических и физико-химических свойствах гумуса и других органических образований крайне ограничены из-за сложности выделения этих веществ из горных пород и почв. Имеющиеся в литературе сведения по плотности и термическим характеристикам торфов, углей и высокогумусированных почв могут дать только ориентировочное представление о фактических свойствах их органической компоненты, поскольку помимо органических веществ эти образования содержат в том или ином количестве твердую минеральную составляющую. Так, полагают, что плотность органического вещества не превышает 1,25—1,80 г/см^3, а его весовая теплоемкость примерно в два раза выше, чем у глин.

Важным свойством гуминовых веществ является их высокая сорбционная и обменная способность, обусловленная особенностями строения молекул. По этой же причине гуминовые вещества обладают высокой гидрофильностью, т.е. способностью удерживать воду. В то же время в грунтах встречается и гидрофобная органика (рис. 3.38).

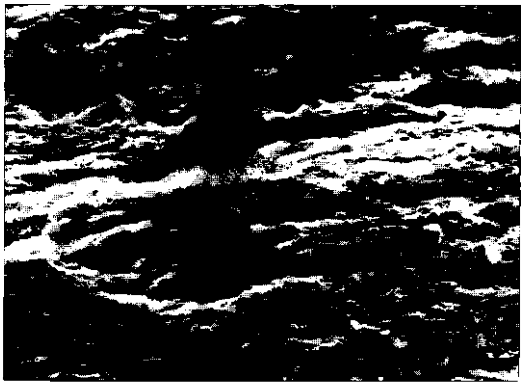


Рис. 3.38. Электронно-микроскопический снимок гидрофобной органики в глине

Обладая специфическими свойствами, гуминовые вещества в почвах и горных породах выполняют ряд важных биосферных функций (Орлов, 1997):

аккумуляторная — заключается в накоплении ими различных химических элементов и энергии, в том числе необходимых живым организмам;

транспортная — состоит в том, что гуминовые вещества образуют транспортные геохимические потоки в литосфере;

регуляторная — заключается в регулировании ими реакций ионного обмена между фазами, формировании структуры почв и горных пород, определяют pH и eH среды;

протекторная (защитная) —обусловлена способностью гуминовых веществ связывать в малорастворимую форму радиоактивные и токсичные соединения (фенолы, пестициды, тяжелые металлы и др.).

ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В процессе разложения органических остатков часть органического вещества приобретает молекулярно-дисперсное состояние и переходит в водный раствор. Это наиболее низкомолекулярная и подвижная часть органического вещества, в основном с кислотными свойствами. Присутствие минеральных веществ, особенно глинистых минералов, обладающих сорбционной активностью, способствует сорбции этой части органического вещества на поверхности частиц и образованию органо-минеральных комплексов (ОМК).

Механизм образования ОМК в различных условиях не совсем одинаков и проходит в разные стадии. Сначала происходит диссоциация органических

кислот в воде с образованием радикалов типа $RCOO^-$. Затем в минерализованных растворах органические молекулы первоначально взаимодействуют с катионами сильных оснований (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+) с образованием металлоорганических ионов (гуматов), причем в этих реакциях могут участвовать как карбоксильные, так и фенольные группы по схеме

$$Me^{2+} + RCOO^- \rightarrow RCOOMe^+.$$

После этого положительно заряженные гуматы взаимодействуют с отрицательно заряженными частицами глинистых минералов (например, иллита) с образованием ОМК

$$RCOOMe^+ + |Ca\text{-иллит}|^- \rightarrow ОМК.$$

Гуматы сорбируются предпочтительнее неорганических катионов в основном на базальных поверхностях глинистых минералов, где в результате нестехиометрических замещений в тетраэдрической или октаэдрической сетке структуры образуется дефицит положительного заряда. В слабоминерализованных средах в присутствии органических соединений кислотного типа характер сорбции органических молекул несколько изменяется. Образование органоминеральных комплексов в этих условиях идет на боковых сколах глинистых минералов, несущих положительный заряд в местах разрыва связей O—Al—OH. В природных условиях, очевидно, идут оба процесса образования органоминеральных комплексов. Интенсивность их развития во многом определяется условиями среды, а также адсорбционной способностью глинистых минералов, зависящей от их дисперсности и дефектности кристаллической структуры. Экспериментально доказано, что из глинистых минералов наибольшую поглотительную способность к органическим молекулам проявляют смектиты, затем следуют иллиты и каолинит.

3.7. Строение и свойства льда и газогидратов

ЛЕД В ГРУНТАХ И СТРУКТУРА КРИСТАЛЛОВ ЛЬДА

Одним из широко распространенных твердых компонентов в грунтах (особенно криолитозоны) является лед. Общие запасы льда на Земле составляют около 30 млн км^3, основная его часть сосредоточена в ледниках — 98,95%, на долю подземных льдов приходится всего 0,83%. В грунтах лед может находиться в виде льда-цемента, льда включений и массивных залежей подземных льдов.

Лед-цемент представляет собой мелкие кристаллы различного размера, вкрапленные в грунтовый скелет и цементирующие минеральные частицы. Лед-цемент, согласно П.А.Шумскому (1955) подразделяется на пять типов: 1) контактный, расположенный в местах контактов частиц скелета; 2) пленочный, лишь покрывающий поверхность частиц, но не заполняющий весь объем пор грунта; 3) поровый, целиком заполняющий поры; 4) базальный, разобщающий минеральные частицы и их агрегаты; 5) корковый лед, обволакивающий крупные элементы породы (в крупнообломочных грунтах).

Лед включений представляет собой различные линзы, прожилки и прослойки (шлиры) той или иной толщины — от долей миллиметров до десят-

ков сантиметров. Условно принимается, что если толщина ледяной прослойки не превышает 50 см, то лед рассматривают как компонент мерзлой полиминеральной горной породы, а не как самостоятельную породу. Ледяные прослойки — шлиры — могут располагаться в горной породе как в виде выдержанных горизонтальных или косых слоев, так и в виде пересекающейся косослоистой сетки или прямоугольной решетки. Расстояние между шлирами обычно от 1 до 10 см и более.

Если толщина прослойки льда в горной породе составляет более 50 см, то такую прослойку или пласт рассматривают как самостоятельную горную ледоминеральную породу, называемую *подземным льдом.*

В молекуле льда (воды) расстояние между атомами водорода и кислорода составляет $0{,}96 \cdot 10^{-8}$ см, а угол в вершине треугольника равен 104,5°. Кристаллическую структуру кристалла льда можно представить решеткой, в которой каждая молекула H_2O соединена водородными связями с четырьмя соседними молекулами, находящимися от нее на равных расстояниях ($2{,}76 \cdot 10^{-8}$ см) в правильном тетраэдрическом размещении (рис. 3.39). Такая решетка относится к гексагональной сингонии. Плоскость слоя гексагональных колец называется базисной (базальной) плоскостью кристалла, направление, перпендикулярное ей — оптической осью.

Расположение атомов кислорода в кристаллической структуре льда довольно устойчиво, атомы же водорода при обычной в природе температуре льда весьма подвижны и непрерывно меняют свое положение. Только при температуре ниже −70°С их положение относительно устойчиво закрепляется. Подвижность атомов водорода и обусловливает повышенную текучесть льда. Кристаллы льда (размеры которых варьируют от долей миллиметра до 1 м и более) оптически одноосны. Водородные связи между молекулами в кристалле зеркально-симметричны вдоль оптической оси и центрально-симметричны в других направлениях. Количество тех и других связей соответственно равно 1/4 и 3/4. Это означает, что каждая молекула имеет три связи с молекулами данного слоя и одну водородную с молекулами других слоев. Естественно, общая связь между слоями будет значительно слабее, чем внутри самого слоя. Поэтому структуру льда можно представить и в виде тонких прочных, но гибких пластинок, плоскость расположения которых соответствует базисной плоскости, а нормальная к ней ось — оптической оси. Промежутки между «пластинками», удерживаемые водородными связями, являются плоскостями ослабления, по которым происходит скольжение (рис. 3.40).

Существует множество разновидностей льда, отличающихся молекулярной и мезоскопической структурой. Во льду, существующем при нормальном давлении, каждая молекула H_2O окружена четырьмя другими, т.е. координационное число структуры равно четырем (так называемый лед I_h). Соответствующая кристаллическая решетка — гексагональная — не является плотноупакованной; поэтому плотность обычного льда (около 0,92 г/см³) ниже плотности воды (около 1 г/см³), для структуры которой, как показы-

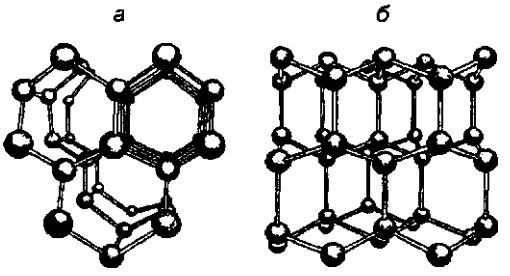


Рис. 3.39. Структура льда в двух (*а* и *б*) перпендикулярных проекциях

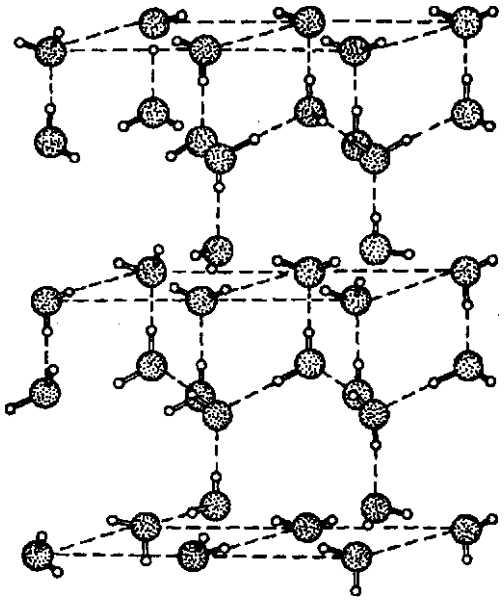


Рис. 3.40. Водородные связи между молекулами H_2O в структуре льда

вают рентгеноструктурные исследования, среднее координационное число составляет примерно 4,4 (у льда I_h=4).

Фиксированные положения в структуре льда занимают только атомы кислорода. Два атома водорода могут занимать различные положения на четырех связях молекулы H_2O с другими соседями. Ввиду гексагональности решетки кристаллики, растущие в свободном состоянии (например, снежинки), имеют шестигранную форму. Однако гексагональная фаза далеко не единственная форма существования льда. Точное число других кристаллических фаз — полиморфных форм льда — до сих пор неизвестно[31]. Они образуются при высоких давлениях и низких температурах. Одни исследователи считают точно установленным наличие 12 таких фаз, в то время как другие насчитывают до 14.

Все сказанное выше относилось к упорядоченному расположению ионов кислорода в кристаллической решетке льда. Что касается протонов — ионов водорода, — то, как показано методом дифракции нейтронов, в их расположении существенный беспорядок. Таким образом, кристаллический лед является и хорошо упорядоченной средой (по кислороду) и одновременно разупорядоченной (по водороду).

СВОЙСТВА ЛЬДА

В соответствии с кристаллическим строением льда его свойства зависят от внутри- и межкристаллических связей, которые, в свою очередь, определяются геометрией пространственной решетки. Существенное влияние на эти связи оказывает то, что температура многих природных льдов обычно близка к температуре плавления (около 0°С). Это обусловливает высокую подвижность решетки и соответственно высокую деформируемость льда — он способен течь подобно вязкой жидкости под любой нагрузкой, что определяет явно выраженные реологические свойства мерзлого грунта, поскольку лед является его основным компонентом.

Лед, находящийся под внешней нагрузкой, податлив и текуч, его эффективная вязкость около 10^{14} П (пуаз). Если его температура близка к точке плавления (t = 0°С при атмосферном давлении), а нагрузка действует длительное

[31] Полиморфизм льда был впервые обнаружен в 1900 г. немецким физико-химиком **Г.Тамманом** (*1861—1938*) и впоследствии (начиная с 1912 г.) был детально изучен американским физиком, основателем физики высоких давлений **П.Бриджменом** (*1882—1961*) и существенно дополнен в конце XX в.

время, то во льду развиваются пластические деформации. Пластическая деформация льда происходит в результате зарождения и движения по кристаллу разнообразных несовершенств структуры: вакансий, межузельных атомов, межзеренных границ и, что существеннее всего, — дислокаций. Как было установлено в 30-е годы XX в., именно наличие последних предопределяет резкое снижение сопротивления кристаллических твердых тел пластической деформации (в 10^2—10^4 раз по отношению к сопротивлению идеальной решетки). К настоящему времени во льду I_h обнаружены все виды дислокаций, свойственных гексагональной структуре, исследованы их микромеханические и электрические характеристики.

Лед обладает аномальными свойствами, выделяющими это вещество среди гомологов (H_2S, H_2Se, H_2Te). Едва ли не самым важным среди них является очень высокая (среди простых веществ) удельная теплота плавления или кристаллизации (равная 1,4 ккал/моль или 79,69 кал/г) и теплоемкость (0,51 кал/г·град). Лед трудно растопить (при этом меняется его структура, рис.3.41), а воду — заморозить. В результате этого климат на Земле в целом достаточно мягок, но при отсутствии воды (например, в пустынях Африки или Центральной Азии) контраст между дневной и ночной температурами значительно выше, чем на побережье оксана на той же широте. Кроме того, лед имеет высокую отражательную способность (0,45), являясь на Земле мощным фактором охлаждения, влияющим на формирование климата.

Жизненно важным для биосферы является свойство льда увеличиваться в объеме при кристаллизации, а не уменьшаться, как это происходит с большинством известных веществ. В результате лед плавает в воде (его плотность около 0,92 г/см^3), а не тонет и сильно замедляет промерзание водоемов в холодное время, защищая все живое, укрывающееся в нем на зиму. При плавлении льда его рыхлая структура, напротив, уплотняется (см. рис.3.41). Кристаллизация льда в замкнутых порах грунта приводит к возникновению *кристаллизационного давления*, величина которого может достигать огромных значений, превышающих прочность структурных связей грунта.

Не менее замечательны и электрические свойства льда. По величине проводимости и ее экспоненциально быстрому возрастанию с повышением температуры (в отличие от металлических проводников) лед относят к полупроводникам. Удельная электрическая проводимость льда при 0°С около 10^{-9} ом$^{-1}$·см$^{-1}$, диэлектрическая проницаемость выше, чем у воды, и при 0°С равна 94. Обычно лед бывает химически очень чист, даже если растет из «грязной» воды или раствора. Это обусловлено низкой растворимостью примесей в структуре льда. В результате при замерзании примеси оттесняются на фронте кристаллизации в жидкость и не входят в структуру льда. Поэтому свежевыпавший снег всегда белый, а вода из него отличается исключительной чистотой. Благодаря этому примесная проводимость во льду почти отсутствует, но в нем нет и свободных электронов, как в металлах. Лишь в 50-е годы XX в. было установлено, что носителями элект-

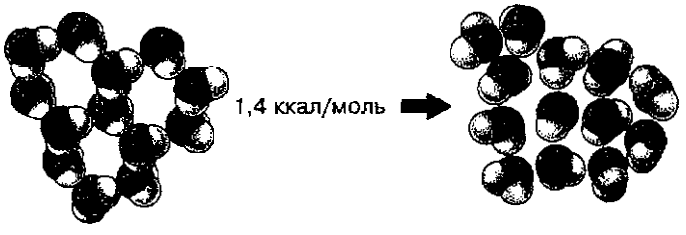


Рис. 3.41. Схема изменения структуры льда при его плавлении

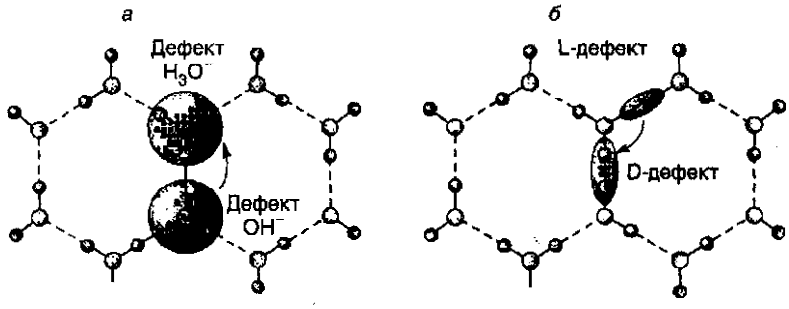


Рис. 3.42. Схема образования дефектов в протонной подсистеме льда (*по Ю.И.Головину, 2000*):

а — пара ионных дефектов H_3O^+ и OH^-; *б* — пара ориентационных дефектов Бьеррума *D* и *L*

рического заряда во льду являются неупорядоченные протоны, т.е. лед является протонным полупроводником.

Перескоки протонов создают в структуре льда дефекты двух типов: ионные и ориентационные (рис. 3.42). В первом случае перескок протона происходит вдоль водородной связи от одной молекулы H_2O к другой (рис. 3.42, *а*), в результате чего образуется пара ионных дефектов H_3O^+ и OH^-, а во втором — на соседнюю водородную связь в одной молекуле H_2O (рис. 3.42, *б*), в результате чего возникает пара ориентационных дефектов Бьеррума, получивших название L- и D-дефектов (от нем. leer — пустой и doppelt — двойной). Формально такой перескок можно рассматривать как поворот молекулы H_2O на 120°.

Протекание во льду постоянного тока за счет перемещения только ионных или только ориентационных дефектов невозможно. Если, например, по какому-либо участку сетки прошел ион H_3O^+, то следующий такой же ион по этому же пути пройти не сможет. Однако если по этому пути пропустить D-дефект, то расположение протонов вернется к исходному и, следовательно, сможет пройти и следующий ион H_3O^+. Аналогично ведут себя дефекты OH и L. Поэтому электропроводность химически чистого льда ограничивается теми дефектами, которых меньше, т.е. ионными. Диэлектрическая поляризация, напротив, обусловлена более многочисленными ориентационными дефектами Бьеррума. В действительности при приложении внешнего электрического поля оба процесса идут параллельно, что позволяет льду проводить постоянный ток и в то же время испытывать сильную диэлектрическую поляризацию, т.е. проявлять одновременно свойства полупроводника и изолятора. В последние годы не прекращаются попытки обнаружить при низких температурах у чистого льда сегнетоэлектрические и пьезоэлектрические свойства как в объеме, так и на межфазных границах. Полной уверенности в их существовании пока нет, хотя обнаружено несколько псевдопьезоэффектов, связанных с наличием дислокаций и других структурных дефектов (Головин, 2000).

СОДЕРЖАНИЕ ЛЬДА В ГРУНТАХ

Формирование льда в грунтах происходит при их промерзании и сопровождается фазовыми переходами «вода — лед». Этот процесс зависит от многих термодинамических факторов и особенностей промерзающего грунта —

его химико-минерального состава, дисперсности, структуры, плотности—влажности и др.

Общее содержание льда в грунте характеризуется его суммарной льдистостью (i), определяемой в процентах или долях единицы. Она определяется вкладом порового льда ($i_ц$) и льда включений ($i_в$), т.е.: $i = i_ц + i_в$. Различают несколько показателей суммарной льдистости. Весовая льдистость ($i_р$) — это отношение массы всего льда (m_i) к массе сухой породы (m_s):

$$i_р = m_i/m_s.$$

Относительная льдистость ($i_о$) — это отношение весовой льдистости ($i_р$) к суммарной влажности (w_{tot}):

$$i_р = i_о/w_{tot}.$$

Объемная льдистость (i_v) — это отношение объема всего льда ($V_л$) к объему мерзлой породы (V):

$$i_v = V_л/V.$$

Суммарная объемная льдистость мерзлого грунта (i_v) может быть также рассчитана по формуле:

$$i_v = i_в + i_ц = \rho\,(w_{tot} - w_н)/\rho_i\,(1 + w_{tot}),$$

где $i_в$ — льдистость грунта за счет ледяных включений в долях единицы, определяемая по формуле: $i_в = \rho_s w_в/[\rho_i + \rho_s\,(w_{tot} - 0{,}1w_н)]$; $i_ц$ — льдистость грунта за счет порового льда (в долях единицы); ρ — плотность мерзлого грунта; ρ_s — плотность частиц грунта; ρ_i — плотность льда, принимаемая равной 0,9 г/см^3; $w_н$ — влажность мерзлого грунта за счет содержащейся в нем при данной температуре незамерзшей воды; $w_в$ — влажность мерзлого грунта за счет ледяных включений, т.е. линз и прослоек льда; w_{tot} — суммарная влажность мерзлого грунта, определяемая отношением массы содержащихся в нем всех видов воды и льда к массе скелета грунта.

В зависимости от типа грунта, его особенностей и температуры льдистость может меняться в широких пределах от 0 (при отсутствии льда) до 1 (при максимальном содержании льда). По температуре грунта и его льдистости (i) все грунты, согласно СНиП 2.02.01-83, делятся на категории.

Так, все скальные грунты подразделяются на: 1) немерзлые, или талые — при температуре $t \geq 0$°С; 2) мерзлые — при $t < 0$°С и содержащие в трещинах и пустотах кристаллы льда; 3) морозные — при $t < 0$°С и не содержащие включений льда. Осадочные несцементированные грунты (крупнообломочные, песчаные, пылеватые и глинистые, а также биогенные и почвы) по этим же признакам подразделяются на: 1) немерзлые, или талые — при температуре $t>0$°С; 2) мерзлые льдистые — при температуре $t<0$°С и $i<0{,}4$; в) мерзлые сильнольдистые — при температуре $t<0$°С и $i>0{,}4$.

По степени цементации льдом среди осадочных несцементированных грунтов выделяют для *крупнообломочных*: 1) твердомерзлые при $t<0$°С и суммарной влажности $w_{tot} > 3\%$; 2) сыпучемерзлые при $t<0$°С и $w_{tot} \leq 3\%$; для *песчаных*: 1) твердомерзлые — температура грунта t ниже для песков круп-

ных и средних −0,1°С; для песков мелких и пылеватых −0,3°С; 2) пластичномерзлые — температура t выше −0,1°С; 3) сыпучемерзлые — при t<0°С и суммарной влажности w_{tot}≤3%; для *пылеватых и глинистых*: 1) твердомерзлые — температура грунта t ниже для супесей −0,6°С, суглинков −1°С, глин −1,5°С; 2) пластичномерзлые — температура грунта t выше значений для твердомерзлых грунтов.

ГАЗОГИДРАТЫ В ГРУНТАХ

Наряду со льдом другим важным твердым компонентом в горных породах являются *газовые гидраты* — кристаллические вещества (клатратные соединения) внешним видом напоминающие снег или рыхлый лед. Клатраты (или соединения включения)[32] образуются включением молекул («гостей») в полости кристаллического каркаса, состоящего из молекул («хозяев») другого сорта (рис. 3.43).

В случае газогидратов «гостями» являются молекулы газов, а «хозяевами» — молекулы льда, образующие кристаллический каркас: газогидраты формируются при внедрении молекул газов в полости ледяного каркаса, состоящего из молекул воды, без какого-либо специфического химического взаимодействия с ними, а лишь за счет слабых межмолекулярных (ван-дер-ваальсовых) взаимодействий. При этом размеры полостей, а также молекул «гостей» и «хозяев» должны соответствовать друг другу и находиться в пределах 3,8—9,2 Å. Поэтому гидратообразующие вещества (например, такие газы, как Ar, N_2, O_2, CH_4, C_2H_4, C_2H_6, C_3H_8 и др.), будучи заключенными в клатратный каркас льда, в основном сохраняют свою химическую индивидуальность так же, как и вода. Например, при горении гидрата природного газа, напоминающего пылающий комок снега, на его месте остается вода.

Газогидраты образуют пространственные структуры кубического, гексагонального или тетрагонального типа. При этом на одну гостевую молекулу газа (например, метана) приходится 5,75—7,67 или 17 молекул воды. Наиболее распространенными являются структуры газогидратов кубического типа (см. рис. 3.43). В них молекулы метана расположены параллельно ребрам куба, соединяясь между собой плотнейшим образом пентагональными гранями.

Хотя химики изучали газогидраты в лабораториях уже с 40-х гг. XX в., тем не менее в недрах Земли газогидраты были открыты лишь в 1969 г. русскими геологами В.Г.Васильевым, Ю.Ф.Макогоном, Ф.А.Требиным, А.А.Трофимуком[33] и Н.В.Черским[34]. Позже было обнаружено, что глобальные запасы газогидратов в верхней части литосферы и на дне Мирового океана составляют около $2 \cdot 10^{16}$ м^3. Это заметно превышает запасы топлива на Земле во всех остальных видах, включая уголь, нефть и газы, и лишь в 10 раз ниже запасов

---

[32] Термин «клатрат» ввел Г.Пауэлл в 1948 г., а термин «соединения включения» — В.Шленк в 1949 г.

[33] **Трофимук А.А.** (*1911—1999*) — геолог, академик РАН (с 1958), директор Института геологии и геофизики СО РАН, автор работ по тектонике и нефтегазоносности, участник открытия нефтяных месторождений в Волго-Уральском регионе.

[34] **Черский Н.В.** (*1905—1994*) — геолог-нефтяник, академик РАН (с 1981), директор Института горного дела Севера Якутского филиала СО РАН.

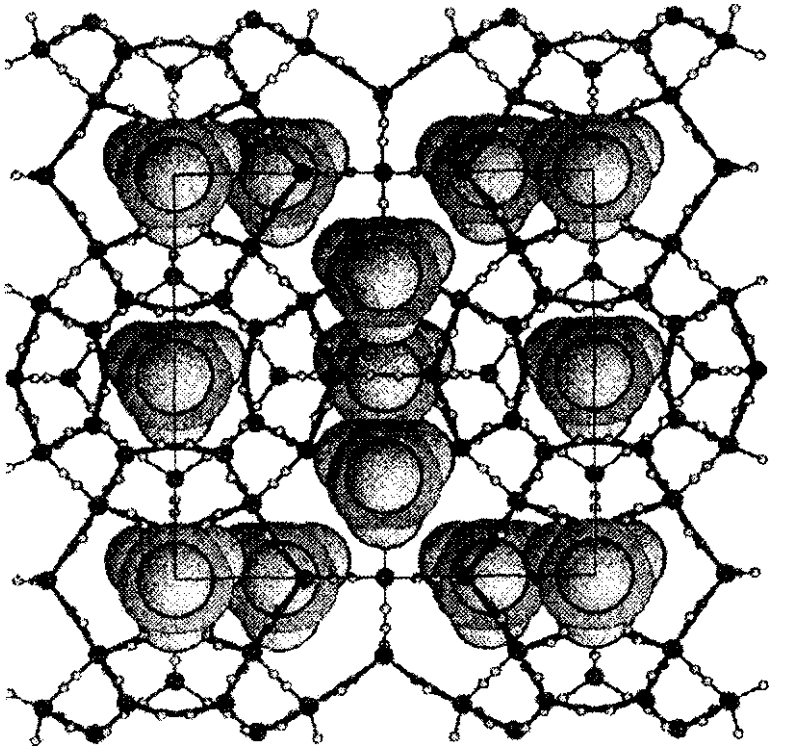


Рис. 3.43. Фрагмент каркасной структуры газогидрата на примере гидрата метана (*по Ю.А.Дядину, А.Л.Гущину, 1998*)

кислорода в атмосфере Земли (Дядин, Гущин, 1998). В связи с этим во всем мире начались интенсивные исследования и поиски газогидратов. Особенно активно газогидраты изучаются в криолитозоне благодаря работам В.П.Царева, В.П.Мельникова, Г.Д.Гинсбурга, В.С.Якушева, Е.М.Чувилина, Е.В.Перловой, Д.Дэвидсона и др.

Вскоре стало ясно, что газогидраты являются важным веществом верхней части литосферы Земли, которое, однако, крайне чувствительно к изменениям внешних параметров среды — температуры и давления. Небольшие изменения термодинамических условий среды способны быстро перевести твердые кристаллические газогидраты в разжиженную массу с необратимым выделением огромных количеств газов. Эти изменения могут быть инициированы как природными факторами, так и техногенным путем.

Область термодинамической стабильности существования газогидратов иллюстрирует диаграмма на рис. 3.44, из которой следует, что при небольших внешних давлениях образующийся газогидрат оказывается устойчивым, если термобарические условия расположены справа снизу от линий трехфазных моновариантных равновесий (*ihg, lhg, ilh*). Следует добавить, что в силу кинетических факторов реакция образования газогидрата идет несколько замедленно, а его разложение происходит более легко, чем образование. При температурах ниже 0°С в метастабильной области газогидратов разложение гидра-

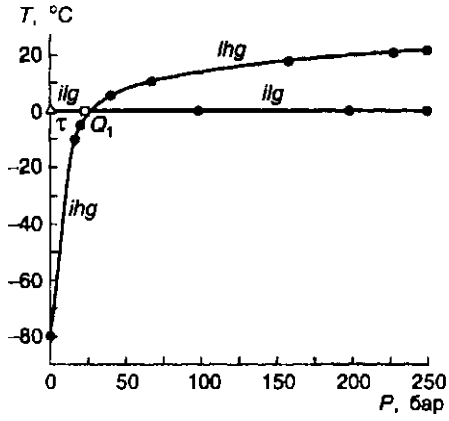


Рис. 3.44. Фазовая P,T-диаграмма системы «метан-вода»: Q_1 — четырехфазное нонвариантное равновесие (*ilhg*), *t* — трехфазное нонвариантное равновесие (*ilg*), где *i* — лед, *l* — жидкая вода, *h* — гидратная фаза кубической структуры, *g* — газовая фаза (*по Ю.А.Дядину, А.Л.Гущину, 1998*)

тов углеводородов вследствие эффекта самоконсервации происходит не сразу. Этот эффект заключается в том, что при разложении газогидрат покрывается коркой льда, предохраняющей его от дальнейшего разложения.

В толщах многолетнемерзлых пород газогидратные скопления чаще всего находятся в сложном соотношении со льдом, незамерзшей водой и газовыми включениями. Так, исследования Е.В.Перловой на северо-западе Ямала показали, что формирование газогидратов в многолетнемерзлых породах происходило в результате эпигенетического промерзания отложений, когда равновесные условия гидратообразования были обусловлены холодной температурной волной перед фронтом промерзания и кристаллизационным давлением воды. Чаще всего в мерзлых грунтах газогидраты находятся в виде гидрата-цемента, отдельных порфировых и линзовидных включений.

Газогидраты влияют на развитие геологических процессов в верхних горизонтах земной коры. Например, установлено, что с ними связаны многие подводные оползни, подводные грязевые вулканы (в том числе в Каспийском море и на прибрежье Панамы), выбросы газа в Охотском море и др.

Литература

Головин Ю.И. Вода и лед — знаем ли мы о них достаточно?//Соросовский образовательный журнал. 2000. Т.6, № 9. С. 66—72.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с. (Тр. ГИН. Вып. 446).

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с. (Тр. ГИН. Вып. 465).

Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. 236 с.

Миловский А.В., Кононов О.В. Минералогия. М.: Изд-во МГУ, 1982. 312 с.

Орлов Д.С. Гуминовые вещества в биосфере//Соросовский образовательный журнал. 1997. № 2. С. 56—63.

Тарасевич Ю.И. Строение и химия поверхности слоистых силикатов. Киев: Наукова думка, 1988. 248 с.

Тейт Р. Органическое вещество почвы. М.: Мир, 1991. 400 с.

Чекин С.С. Кристаллогенез глинистых минералов (прикладные аспекты). М.: Наука, 1984. 96 с.

Шлыков В.Г. Использование структурных характеристик глинистых минералов для оценки физико-химических свойств дисперсных грунтов//Геоэкология. 2000. № 1. С. 43—52.

ГЛАВА 4

Жидкая компонента грунтов

4.1. Состав и структура жидкой компоненты грунтов

Жидкая компонента — важнейшая составная часть большинства грунтов. Ее формирование в грунтах может происходить как естественным, так и искусственным путем. По химическому составу жидкая компонента чрезвычайно разнообразна. По составу жидкости можно разделить на неорганические, органические и смешанные, включая и эмульсии (табл. 4.1).

Среди **неорганических жидкостей** в грунтах наибольшее значение имеет *вода* — одно из самых распространенных веществ на Земле. Почти 70,8% площади земной поверхности покрыто водой. Содержание воды в морях, океанах и поверхностных водоемах (включая мировые запасы льдов) составляет примерно 1,4 млрд км^3, а в горных породах литосферы (подземные воды), по современным оценкам разных авторов — около 0,73—0,84 млрд км^3.

В настоящее время структура *единичной молекулы* воды достаточно хорошо изучена (рис. 4.1). Она может быть представлена в виде плоской схемы (см. рис. 4.1, *а*), в которой вершину треугольника занимает кислород, а атомы водорода располагаются под углом 104,5°. Модель можно представить в виде шаров, радиусы которых соответствуют радиусам соответствующих ионов кислорода и водорода (рис. 4.1, *б*). Поэтому молекулу воды можно рассматривать и как диполь с положительно и отрицательно заряженными полюсами.

Однако плоские модели не дают представления от том, почему и как в воде образуются направленные водородные связи между соседними молекулами. Поэтому более правильно рассматривать объемную модель молекулы воды в виде тетраэдра (рис. 4.1, *в*).

На внешней оболочке атома кислорода находится четыре электрона, а у водорода — один. В молекуле воды в образовании ковалентных связей О—Н участвуют по одному электрону от атома кислорода и водорода. Оставшиеся два электрона кислорода (не поделенная пара) участвуют в образовании водородных связей с другими молекулами воды. Но и два положительно заряженных атома водорода (протона) могут участвовать в образовании водородных связей с не поделенными электронами другой молекулы. В итоге каждая молекула участвует в образовании четырех водородных связей с соседними

Таблица 4.1

Состав жидкостей в грунтах

Неорганические жидкости	Органические жидкости	Смеси и эмульсии
1. Вода и водные неорганические растворы: а) электролитов б) неэлектролитов	1. Жидкие углеводороды (нефтепродукты) 2. Синтетические смолы и полимеры 3. Битумы	1. Нефть 2. Водные органические растворы 3. Водонефтяные эмульсии 4. Водомасляные эмульсии

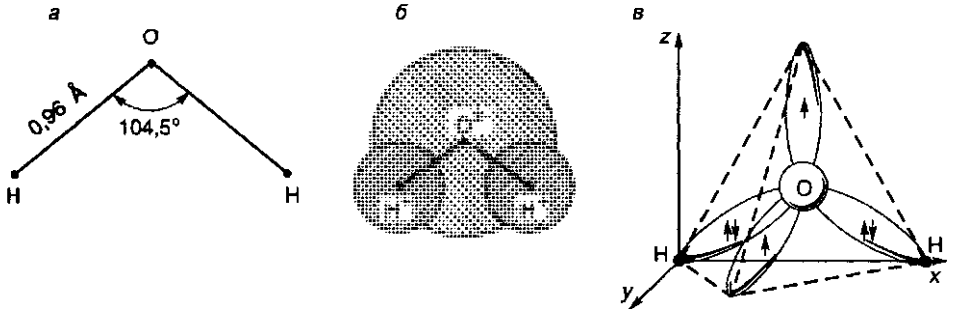


Рис. 4.1. Модели структуры молекулы воды

четырьмя молекулами воды: с двумя выступая как донор, а с двумя другими — как акцептор. Длина водородной связи равна 1,76 Å[1].

В отличие от структуры молекулы воды собственно структура *жидкой воды* — самого распространенного на Земле вещества — до сих пор окончательно не выяснена. К настоящему времени предложено множество моделей, описывающих структуру воды. Наилучшее согласие с экспериментом дают так называемые континуальные модели воды, предполагающие существование трехмерного достаточно рыхлого непрерывного «каркаса» из молекул воды, соединенных водородными связями приблизительно в тетраэдрической координации. При этом следует иметь в виду статистический характер структурных моделей, поскольку молекулы находятся в непрерывном тепловом движении — они осциллируют около положений равновесия в узлах квазикристаллической решетки некоторое время t_i, совершая затем перескоки в новые положения равновесия и т.д.

Поэтому в зависимости от времени пребывания молекул воды около положений равновесия (t_i) выделяют три структуры воды: *I*-структура, или *мгновенная*, для которой $t_i = 10^{-14}$—10^{-16} с; *V*-структура, или *колебательно-усредненная*, для которой $t_i = 10^{-10}$—10^{-13} с (водородная связь существует примерно 10^{-12} с); и *D*-структура, или *диффузионно-усредненная*, для которой $t_i = 10^{4}$—10^{-4} с (время протонного обмена составляет $3{,}8 \cdot 10^{-4}$ с, а время спонтанной диссоциации молекулы воды равно 10^{4} с). Континуальные модели допускают изгиб и растяжение водородных связей. По последним данным, среднее координационное число молекулы жидкой воды равно 4,4—4,5 (у льда оно равно 4), а среднее число водородных связей на молекулу — 2—2,5.

Вода всегда содержит те или иные растворенные неорганические или органические вещества. Поэтому воду в грунтах необходимо рассматривать как соответствующие ***водные растворы***. Для инженерно-геологических исследований целесообразно выделять водные растворы электролитов и неэлектролитов, которые могут формироваться естественным и техногенным путем.

Водные растворы неорганических электролитов (солей, кислот, щелочей) характеризуются электролитической диссоциацией растворенного вещества с образованием ионов (катионов и анионов). Степень диссоциации (α) зависит от природы и силы связи между ионами и молекулами воды, их сольватиру-

[1] 1 ангстрем (Å) = $1 \cdot 10^{-8}$ см.

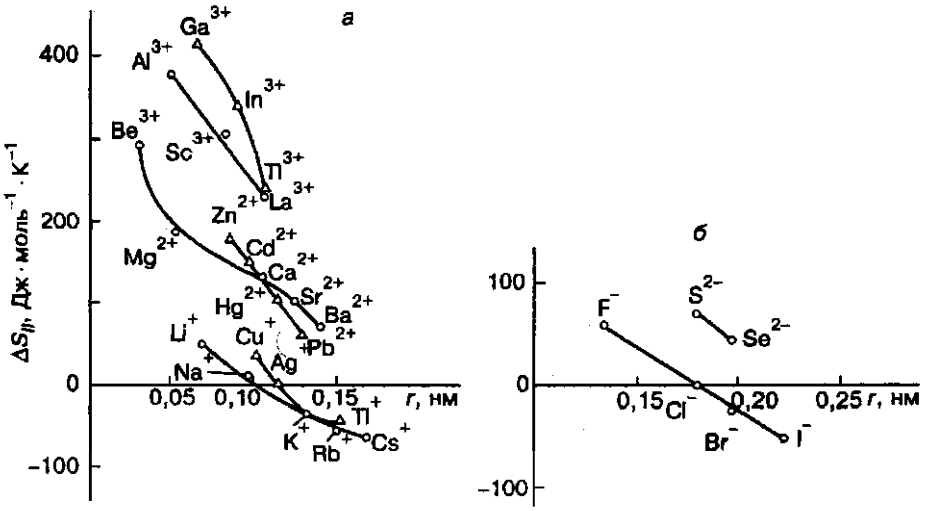


Рис. 4.2. Зависимость энтропии гидратации (ΔS_{II}) от радиуса катионов (*а*) и анионов (*б*) (*по Г.А.Крестову, 1984*)

ющей (гидратационной)[2] способности, а также от диэлектрической проницаемости воды. Различают сильные ($\alpha \cong 1$) и слабые ($\alpha < 1$) электролиты.

Ионы, находящиеся в водном растворе, влияют на структуру воды вследствие своих гидратационных особенностей. Согласно О.Я.Самойлову, одни ионы могут эффективно связывать ближайшие молекулы воды раствора, их подвижность уменьшается по сравнению с чистой водой. Это явление он назвал *положительной гидратацией*, которая характерна для ионов Li^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Ba^{2+}, F^-, SO_4^{2-}. Другие ионы (K^+, NH_4^+, Cl^-, Br^-, NO^{3-} и др.), напротив, могут повышать подвижность соседних молекул воды и оказывать разупорядочивающее действие на ее структуру — *отрицательная гидратация*. Количественной характеристикой, позволяющей разделить ионы на две группы с положительной или отрицательной гидратацией, может служить термодинамическая величина изменения энтропии гидратации воды (ΔS_{II}) под действием ионов. Как показал Г.А.Крестов (1984), эта величина очень чувствительна к изменению структуры воды: у ионов с положительной гидратацией $\Delta S_{II} > 0$, а у ионов с отрицательной — напротив, $\Delta S_{II} < 0$ (рис. 4.2).

Кроме того, было введено понятие «ближней» и «дальней» гидратации иона молекулами воды. В непосредственной близости от иона находятся молекулы ближней гидратации, они наиболее прочно удерживаются вблизи иона (рис. 4.3, *а*, слой *1*). На некотором расстоянии от иона располагаются молекулы дальней гидратации (рис. 4.3, *а*, слой *2*), за пределами которого находится область свободной воды с неискаженной структурой (рис. 4.3, *а*, слой *3*).

В зависимости от концентрации раствора электролита степень искаженности структуры воды изменяется (см. рис. 4.3). В разбавленных растворах гидра-

[2] Впервые представления о гидратации ионов ввел и описал **Д.И.Менделеев** (*1834—1907*) в труде «Исследование водных растворов по удельному весу». Позже было введено понятие «эффект гидратации», в исследование природы которого внесли вклад О.Я.Самойлов, Ю.В.Гуриков, Г.А.Крестов, К.П.Мищенко, В.И.Лебедев, Х.С.Фрэнк, В.У.Вин, М.Эванс, Т.Сато и др.

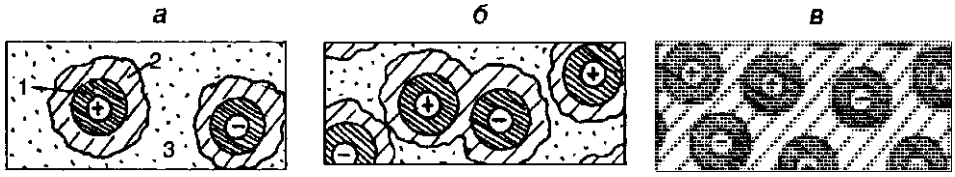


Рис. 4.3. Схема гидратации ионов в разбавленном (*а*), промежуточном (*б*) и концентрированном (*в*) растворе электролита

тированные ионы находятся относительно далеко друг от друга и область воды с неискаженной структурой достаточно велика (рис. 4.3, *а*, слой *3*). При увеличении концентрации раствора электролита наступает момент, при котором слои дальней гидратации начинают соприкасаться друг с другом или перекрываться (рис. 4.3, *б*). Одновременно с этим уменьшается область воды с неискаженной структурой. В случае же концентрированного раствора электролита (более 2 моль/л) практически весь объем раствора за пределами ионов имеет искаженную структуру, напоминающую расплав соли (рис. 4.3, *в*), при этом структурно нормальная вода отсутствует.

В соответствии с этим влияние положительной и отрицательной гидратации зависит от концентрации раствора электролита. В разбавленных растворах рост концентрации соответственно будет увеличивать эффект положительной или отрицательной гидратации. В концентрированных же растворах разупорядочивающее действие на структуру воды ионов с отрицательной гидратацией исчезает.

Химический состав грунтовых вод определяется особенностями термодинамического равновесия системы «минералы—вода—газы—биота» и является предметом исследований гидрохимии[3]. В зависимости от минерализации подземные природные воды подразделяются на типы и классы (табл. 4.2).

Водные растворы неорганических неэлектролитов характеризуются отсутствием электролитической диссоциации растворенного вещества и, следовательно, отсутствием в растворе ионов. Растворенный неэлектролит также может существенно менять структуру воды как разрушая ее, так и стабилизируя, в зависимости от размера молекул и их геометрического соотношения с заполняемыми полостями в структуре воды. В целом растворимость неэлектролитов существенно ниже, чем электролитов.

Органические жидкости в грунтах — жидкие углеводороды (керосин, бензин и др.), смолы и битумы — формируются искусственным (техногенным) путем как в результате целенаправленной деятельности (например, в ходе технической мелиорации грунтов при их закреплении смолами), так и неконтролируемо (в результате утечек, аварийных выбросов, аварий и др.).

Смеси жидкостей в грунтах представлены в основном *нефтями*, являющимися ценными природными полезными ископаемыми, сложными смесями жидкостей ($C_5H_2 \rightarrow C_{16}H_{34}$), газообразных углеводородов ($CH_4 \rightarrow C_4H_{34}$) и твердых веществ — парафинов и церезинов ($C_{17}H_{36} \rightarrow C_{15}H_{72}$). Плотность нефтей колеблется от 0,76 до 0,96 г/см^3 в зависимости от соотношения слагающих

[3] Большой вклад в гидрохимическое исследование грунтовых вод внесли О.А.Алекин, М.Г.Валяшко, В.И.Вернадский, И.К.Зайцев, П.А.Крюков, Е.В.Пиннекер, К.Е.Питьева, Ж.С.Садыков, В.С.Самарина, Н.И.Толстихин, А.В.Щербаков и др.

Таблица 4.2

Минерализация природных вод

(по К.Е.Питьевой, 1978)

Воды, Σ_M, г/л	Характеристика степени минерализации					
	по анионам			по катионам		
	тип	класс	Σ_M, г/л	тип	класс	Σ_M, г/л
Пресные <1	гидрокарбонатный	$HCO_3>SO_4>Cl$	<1	кальциевый	Ca>Mg>Na	<1
Слабоминерализованные 1—10	гидрокарбонатный	$HCO_3>Cl>SO_4$	1—10	кальциевый	Ca>Na>Mg	<1
	сульфатный	$SO_4>HCO_3>Cl$	1—3	магниевый	Mg>Ca>Na	<1
					Mg>Na>Ca	<1
		$SO_4>Cl>HCO_3$	1—5			
	хлоридный	$Cl>SO_4>HCO_3$	5—10	натриевый	Na>Ca>Mg	1—10
Минерализованные 10—30	хлоридный	$Cl>HCO_3>SO_4$	10—30	натриевый	Na>Ca>Mg	10—30
Сильноминерализованные >30	хлоридный	$Cl>SO_4>HCO_3$	>30	натриевый	Na>Ca>Mg	>30
					Na>Mg>Ca	>30
				кальциевый	Ca>Na>Mg	>200
				магниевый	Mg>Na>Ca	>300

ее компонентов. Диэлектрическая проницаемость равна 2, а удельное электрическое сопротивление достигает 10^{16} Ом·м.

Эмульсии представляют собой смеси двух и более несмешивающихся жидкостей, это своеобразные дисперсные системы с жидкой дисперсионной средой и жидкой дисперсной фазой. В грунтах наиболее распространены водонефтяные эмульсии, формирующиеся на контакте нефти и водоносных горизонтов. При нефтяном загрязнении грунтов (утечки, пролив нефти, нефтепродуктов и др.) также формируются водонефтяные эмульсии.

4.2. Показатели количественного содержания жидкой компоненты в грунтах

Пространственно вода и другие жидкости находятся в грунтах благодаря наличию в них всевозможных пустот (трещин, пор, каналов и др.). Абсолютно сплошных грунтов, не содержащих сколько-нибудь малое количество пор, в природе не существует. Эти пустоты, как правило, занимают вода или другие жидкости благодаря своей высокой подвижности. Установлено, что ниже уровня грунтовых вод до глубин около 4—5 км и более практически все пустоты горных пород (за исключением углеводородных залежей) заполнены водными растворами, образующими в пределах литосферы региональные неразрывные макроскопические системы гидросферы.

Количественное содержание жидкого компонента в грунте может оцениваться различными показателями: объемной и весовой влажностью.

Объемная влажность ($w_п$), или объемное содержание жидкости, численно равна отношению объема воды (жидкости) в грунте (V_w) к объему всего грунта (V_{tot}):

$$w_п = (V_w / V_{tot})100\%.$$

Эта величина измеряется в % или в долях единицы и может меняться от нуля для абсолютно сухого грунта до 100% (или 1) для полностью насыщенного грунта.

Весовая влажность (w), или весовое (массовое) содержание жидкости, численно равна отношению массы воды (жидкости) в грунте (m_w) к массе твердой фазы грунта (m_{sk}):

$$w = (m_w / m_{sk})100\%.$$

Эта величина также измеряется в % или в долях единицы. Однако в отличие от объемной влажности имеет лишь нижнее ограничение — 0% для абсолютно сухого грунта. Объемная и весовая влажности связаны между собой соотношением:

$$w_п \rho_w = w \rho_d,$$

где ρ_d — плотность скелета грунта, г/см^3; ρ_w — плотность воды, г/см^3.

Степень (коэффициент) влажности ($S_г$) характеризует относительную долю заполнения пор водой (жидкостью) в данном грунте. Ее величина численно равна отношению объема воды или жидкости (V_w) к объему пор грунта ($V_п$):

$$S_г = V_w / V_п.$$

Величина $S_г$ измеряется в долях единицы или в % и может меняться от 0 (в случае абсолютно сухого грунта) до 1 или 100% (при полном насыщении пор). Степень влажности для талого, немерзлого грунта обычно рассчитывается через легко определяемые параметры грунта:

$$S_г = w_п/n = w\rho_d/\rho_w e,$$

где n — пористость, %; e — коэффициент пористости, ед.; ρ_w — плотность воды, г/см^3.

Для мерзлого грунта степень заполнения объема пор льдом и незамерзшей водой определяется по формуле:

$$S_г = (1{,}1w_{ic} + w_w)\ \rho_s / e_m\rho_w,$$

где w_{ic} — влажность мерзлого грунта за счет порового льда (льда-цемента), в долях ед.; w_w — влажность грунта за счет незамерзшей воды, в долях ед.; e_m — коэффициент пористости мерзлого грунта; ρ_s — плотность частиц грунта; ρ_w — плотность воды.

Влажность, которую имеет грунт в условиях естественного залегания, называется естественной влажностью. Она может быть выражена в весовых или объемных процентах или долях единицы. Естественная влажность грунтов зоны аэрации не постоянна и меняется по сезонам года.

4.3. Классификация и свойства воды разных видов жидкой компоненты грунтов

Вода жидкой компоненты, находящаяся в грунтах, энергетически неоднородна: молекулы воды в непосредственной близости от минеральной поверхности испытывают силы притяжения, которые, подобно рассмотренным выше процессам гидратации ионов, искажают ее структуру. Кроме того, большой вклад в «связывание» молекул воды вносят гидратирующиеся обменные катионы, содержащиеся в грунте.

Поэтому в грунтах помимо *свободной* выделяют так называемую *связанную воду*. Связанная вода находится и удерживается в наиболее мелких порах и трещинах горных пород и испытывает со стороны поверхности твердой компоненты «связывающее» влияние разной природы и интенсивности, изменяющее ее структуру и придающее ей аномальные свойства, отличающиеся от обычной свободной воды. Суммарное содержание связанной воды в литосфере Земли составляет 0,31—0,35 млрд км^3, т.е. около 42% от общего количества воды в земной коре (по данным Ф.А.Макаренко). Однако связанную воду не так просто извлечь из породы, в которой она находится. Под действием поверхностных сил разной природы она относительно прочно удерживается на поверхности минералов, не подчиняется силам гравитации, и ее передвижение в грунтах может происходить лишь под влиянием сил иной природы.

Первые представления о связанной воде возникли почти сто лет назад. Однако ее систематические исследования начались лишь в 20—30-е гг. В разработку теории связанной воды внесли большой вклад такие ученые, как Б.В.Дерягин[4], А.В.Думанский[5], П.А.Ребиндер[6], Н.В.Чураев, В.Дрост-Хансен, а ее свойства в грунтах всесторонне исследовали А.Ф.Лебедев, С.Маттсон, А.А.Роде, В.А.Приклонский, Е.М.Сергеев, Ф.Д.Овчаренко, А.К.Ларионов, Ю.И.Тарасевич, Р.И.Злочевская, В.А.Королев, Л.И.Кульчицкий, А.Д.Воронин и др.

В грунтах могут быть выделены различные категории воды, отличающиеся по природе и условиям образования, по структуре, свойствам и др. С середины 30-х гг. до нашего времени было предложено много различных классификаций воды в грунтах, но наиболее обоснованной в настоящее время является классификация Р.И. Злочевской (1988), согласно которой вода в грунтах может относиться к трем основным категориям: *связанной*, *переходного типа* и *свободной* (табл. 4.3). В этой классификации категории, виды (обозначены цифрами) и разновидности (в скобках) воды выделяются по природе и механизму их образования.

---

[4] **Дерягин Борис Владимирович** (*1902—1998*), российский физикохимик, академик РАН (1992), создатель учения о поверхностных силах, их влиянии на расклинивающее давление и свойства тонких жидких пленок, лауреат Государственной премии СССР (1991).

[5] **Думанский Анатолий Владимирович** (*1880—1967*), физикохимик, чл.-корр. АН СССР (1933), академик АН Украины (1945), исследовал условия образования и осаждения коллоидных систем, создал первую отечественную лабораторию коллоидной химии (1904). Впервые применил (1907) ультрацентрифуги для определения размеров коллоидных частиц.

[6] **Ребиндер Петр Александрович** (*1898—1972*), физикохимик, академик АН СССР (1946), Герой Социалистического Труда (1968), автор работ по физико-химической механике, поверхностным явлениям в дисперсных системах, развил представление о молекулярном механизме действия поверхностно-активных веществ, разработал основы их применения в технологических процессах, лауреат Государственной премии СССР (1942).

Таблица 4.3

Классификация видов воды в грунтах

Категория (тип) воды	Вид и разновидности воды
Связанная	1. Вода кристаллической решетки минералов (конституционная, кристаллизационно связанная) 2. Адсорбционная вода (островной, мономолекулярной и полимолекулярной адсорбции)
Переходного типа (от связанной к свободной)	1. Осмотически поглощенная вода 2. Капиллярная вода (капиллярной конденсации и капиллярного впитывания)
Свободная	1. Замкнутая в крупных порах (иммобилизованная) 2. Текучая

Данная классификация отличается от классификации видов воды в грунтах, которая приводилась в предыдущих изданиях учебника «Грунтоведение» (в частности, в пятом издании, 1983), но в целом с ней согласуется. Связанная вода данной классификации (см. табл. 4.3) отвечает прочносвязанной воде классификации 1983 г., вода переходного состояния — слабосвязанной, а свободная — свободной воде. Виды воды — адсорбционная, осмотическая, капиллярная, иммобилизованная и текучая — обособлены в обеих классификациях. Близки и выделяемые разновидности воды.

Согласно принятой классификации, ***связанная вода*** удерживается в породе за счет химических и физических сил связи (с энергией 0,1—800 кДж/моль), действующих со стороны поверхности минералов и изменяющих структуру и свойства воды. Она бывает двух видов (см. табл. 4.3). К первому относится вода, входящая в состав кристаллических решеток различных минералов. Это так называемая конституционная, немолекулярная форма воды типа ОН-групп, кристаллизационная вода различных кристаллогидратов (если они есть в данной горной породе), а также вода, «связанная» координационно-ненасыщенными атомами и ионами кристаллической решетки минералов.

Ко второму виду относится адсорбционная вода, образующаяся за счет адсорбционного «притяжения» молекул воды к активным адсорбционным центрам поверхности минералов. Среди нее выделяются две разновидности: 1) с наибольшей энергией притяжения к поверхности (около 40—120 кДж/моль) — вода островной или мономолекулярной адсорбции, 2) с меньшей энергией связи (менее 40 кДж/моль) — вода полимолекулярной (полислойной) адсорбции. Связанная вода образует адсорбционные пленки толщиной в один или несколько молекулярных слоев и в грунтах содержится в порах или микротрещинах размером менее 0,001 мкм. У этого типа воды физические свойства в наибольшей степени отличаются от свободной.

Многочисленными экспериментами, начатыми еще в 30-е гг. Б.В.Дерягиным, было установлено, что некоторые свойства связанной воды, находящейся в грунтах в виде тонких, так называемых граничных, слоев вблизи твердой поверхности, существенно отличаются от свойств обычной свободной воды. Их стали называть аномальными. Эти отличия объясняются искажением и перестройкой структуры связанной воды вблизи поверхности, изменением и искривлением сетки межмолекулярных водородных связей в ее структуре под влиянием поля поверхностных сил. Аномальные особенности связанной воды были, прежде всего, установлены для таких ее свойств, как

плотность, вязкость, диэлектрическая проницаемость и др. Долгое время исследователи располагали противоречивыми сведениями о плотности связанной воды, которая, по некоторым экспериментальным данным, намного превышала плотность свободной воды и составляла 1,2—1,4 г/см^3 (а по некоторым данным доходила до 1,84—2,4 г/см^3). В последнее время было установлено, что плотность связанной воды в тонких пленках толщиной около 5 нм (нанометров) повышена всего лишь на 1,5% по сравнению со свободной водой и составляет в среднем около 1,02 г/см^3.

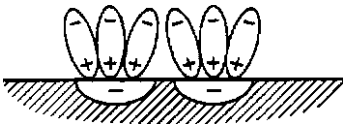


Рис. 4.4. Схема ориентации диполей молекул воды на активных адсорбционных центрах поверхности минерала

Твердые поверхности большинства минералов грунтов обладают гидрофильными свойствами, т.е. хорошо смачиваются водой. Это обусловливает ориентацию молекул воды, представляющих собой диполи. Установлено, что молекулы воды ориентированы нормально к твердой поверхности (рис. 4.4). Ориентация происходит в основном под действием электростатического притяжения и обусловливает некоторое повышение плотности воды и снижение тангенциальной (вдоль поверхности) подвижности ее молекул в слоях толщиной всего лишь в несколько нанометров.

Это должно проявляться макроскопически в виде повышения вязкости связанной воды, что и наблюдается в экспериментах. Так, прямые измерения вязкости воды в очень тонких кварцевых капиллярах и тонкопористых стеклах, выполненные недавно, показали, что вязкость связанной воды повышается при уменьшении толщины пленки менее 1 мкм: при толщине пленки 0,2—0,3 мкм ее вязкость повышена по сравнению со свободной водой в 1,1 раза, а при толщине 10 нм повышена уже в 1,6 раза (рис. 4.5).

Структурные эффекты аномальных свойств связанной воды хорошо прослеживаются в опытах по исследованию их температурной зависимости. Так, при повышении температуры вязкость связанной воды снижается (как и у свободной воды) и при температуре 65—70°С она становится такой же, как и у свободной воды, т.е. при нагревании происходит тепловое разрушение структуры связанной воды, уменьшение толщины ее граничной фазы с искаженной структурой и переход в свободную воду. При понижении температуры, напротив, происходит обратное явление — структурирование связанной воды.

Именно с этим связан и другой экспериментально обнаруженный и чрезвычайно интересный факт — понижение температуры замерзания связанной воды по сравнению со свободной. Известно, что фазовый переход вода—лед в свободной воде происходит при 0°С (273°К). Однако в пленках связанной структурированной воды он осуществляется при более низких отрицательных температурах, и чем тоньше пленка воды, тем при более низкой температуре она замерзает. Это

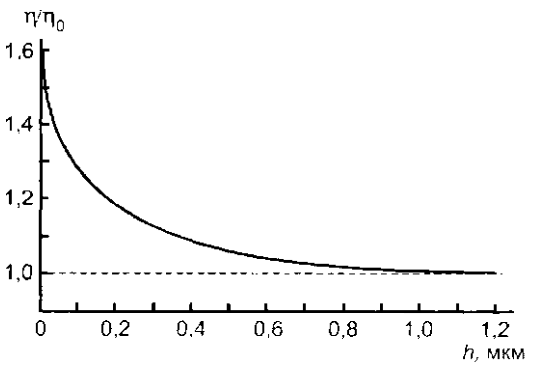


Рис. 4.5. Зависимость относительной вязкости связанной воды (η/η_0) от толщины (h) водной пленки: η — вязкость связанной воды, η_0 — вязкость свободной воды (*по Б.В.Дерягину и др., 1974*)

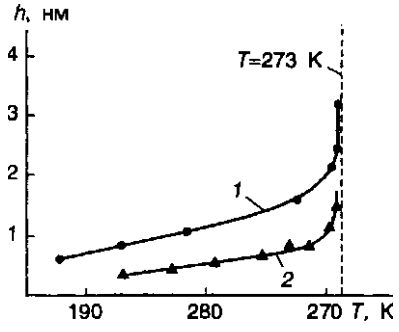
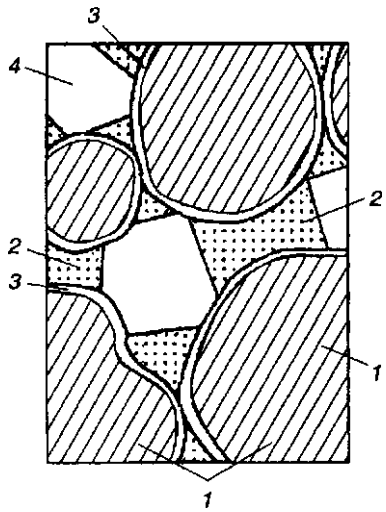


Рис. 4.6. Толщина пленки (h) незамерзшей воды в глинах в зависимости от температуры T, °К:
1 — каолинитовая глина, *2* — монтмориллонитовая глина

явление имеет огромное значение и следствием его является то, что, например, в мерзлых грунтах, находящихся при температуре намного ниже 0°С, может существовать вода в жидком состоянии. На рис. 4.6 показана температурная зависимость толщины пленки незамерзшей связанной воды на поверхности таких широко распространенных глинистых минералов, как каолинит и монтмориллонит.

Основная причина понижения температуры замерзания связанной воды — взаимодействие ее с твердой минеральной поверхностью, точнее — с ее активными центрами. Энергия взаимодействия молекул воды с активными центрами поверхности минералов, а также с находящимися в поровом растворе ионами больше, чем энергия взаимодействия молекул воды между собой. Это и приводит к тому, что активный центр нарушает сетку водородных связей в воде, а фазовый переход осуществляется лишь при более низкой температуре. В итоге в дисперсной породе на границе между частицей и льдом может существовать прослойка незамерзшей воды (рис. 4.7), а общее ее содержание зависит от температуры (рис. 4.8).

Не менее интересным свойством связанной воды в грунтах является ее пониженная по сравнению со свободной водой растворяющая способность; первая способна растворять меньше солей, чем обычная (свободная) вода. Это также следствие измененной структуры связанной воды. Теория нерастворяющего объема, объясняющая это аномальное свойство связанной воды, была разработана Б.В.Дерягиным, а само явление нашло много практических приложений. В том числе на нем основан один из прямых способов определения количества связанной воды в грунтах. Наличие нерастворяющего объема связанной воды играет большую роль в процессах геохимической миграции веществ в земной коре и имеет большое экологическое значение.



Другое аномальное свойство связанной воды — понижение в несколько раз по сравнению со свободной водой ее диэлектрической проницаемости. Если для обычной воды диэлектрическая проницаемость равна 81, то для связанной она уменьшается в зависимости от толщины водной пленки до 3—40.

По последним данным, прослойки связанной воды толщиной 0,5—0,6 нм имеют диэлектрическую проницаемость, равную всего 3—4. Структурные изменения связанной воды обусловливают и изменение ее температуропроводности. Снижение температуропроводности свя-

Рис. 4.7. Состояние незамерзшей воды в грунтах:
1 — минеральная частица, *2* — лед, *3* — пленка незамерзшей воды, *4* — воздух

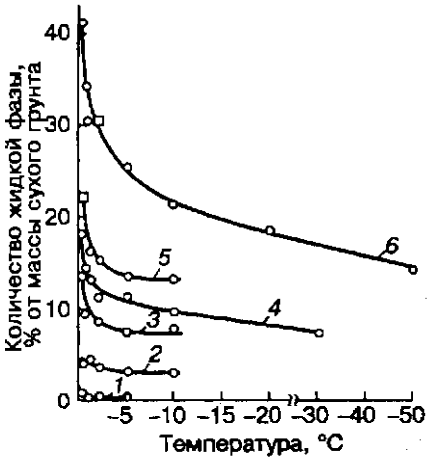


Рис. 4.8. Зависимость количества незамерзшей воды от температуры в мерзлых грунтах (*по Б.А.Савельеву, 1989*):

1 — песок среднезернистый; *2* — песок пылеватый; *3* — супесь тяжелая; *4* — суглинок тяжелый; *5* — глина легкая; *6* — глина средняя

занной воды по сравнению со свободной водой начинает проявляться в водных пленках и прослойках толщиной менее 1 мкм. Чем тоньше слой связанной воды, тем в большей мере понижена ее температуропроводность. В прослойках толщиной всего 0,03 мкм температуропроводность понижена примерно на 30% по сравнению со свободной.

Вода ***переходного типа*** (от связанной к свободной) в меньшей степени подвергается действию поверхностных сил, она удерживается вблизи поверхности минералов за счет более слабых связей. Поэтому ее структура менее искажена, а отличия в физических свойствах по сравнению со свободной водой менее значительны или почти не существенны. В пределах этого типа выделяется два вида воды (см. табл. 4.3): осмотически поглощенная и капиллярная.

Первый вид — осмотически поглощенная вода — образуется в грунтах за счет процессов избирательной диффузии молекул воды в направлении к минеральной поверхности, обусловленной наличием у последней «ионной атмосферы», так называемого двойного электрического слоя, состоящего обычно из катионов порового раствора, «компенсирующих» отрицательный заряд минеральных частиц (рис. 4.9).

Двойной электрический слой имеет две части (см. рис.4.9 и гл.7): внутреннюю, называемую адсорбционным слоем (*c*), и внешнюю — диффузный слой (*d*). Концентрация катионов экспоненциально увеличивается по нормали к минеральной поверхности, и это обусловливает наличие градиента концентрации, вызывающего «осмотическое» передвижение молекул воды из объема свободного порового раствора (*e*) в пределы двойного электрического слоя (*d*). Образующаяся таким образом осмотическая вода занимает внешнюю часть двойного электрического слоя — диффузный слой (*d*). Эту воду назвали «осмотической» потому, что ее образование связано с явлением микроскопического поверхностного осмоса, напоминающего обычный макроскопический осмос — движение воды через полупроницаемую мембрану (т.е. пропускающую относительно малые по размеру молекулы воды, но не пропускающую более крупные катионы) под действием градиента

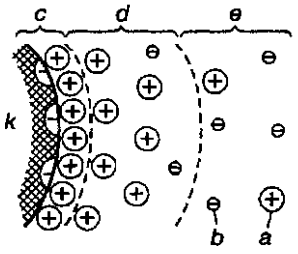


Рис. 4.9. Образование осмотически-поглощенной воды вблизи отрицательно заряженной минеральной частицы:

a — катионы; *b* — анионы; *c* — область адсорбционного слоя, занятая связанной водой; *d* — диффузная часть двойного электрического слоя, занятая осмотически-поглощенной водой; *e* — область за пределами двойного электрического слоя, занятая свободной водой; *k* — частица с отрицательными зарядами

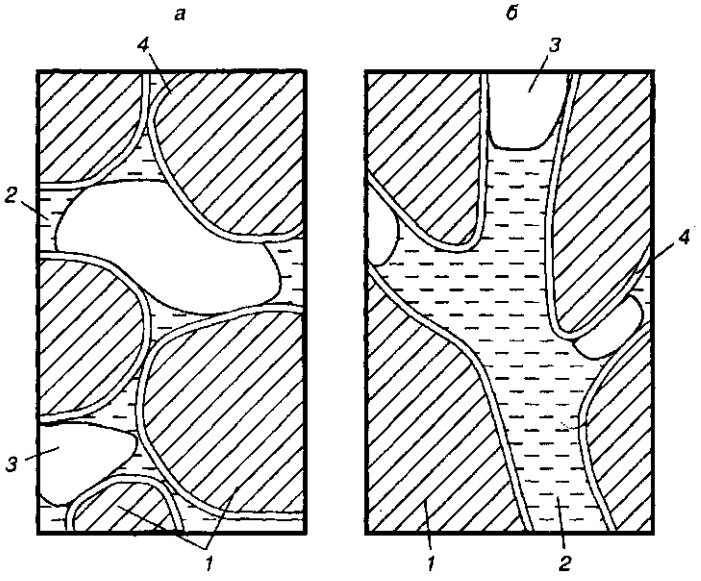


Рис. 4.10. Состояние капиллярной воды в грунтах:

а — капиллярно-конденсированная вода; *б* – собственно капиллярная вода; *1* — минерал, *2* – капиллярная вода, *3* — воздух, *4* — адсорбционная вода

концентрации (хорошо известна роль подобных «мембран» в клетках многих животных организмов, тоже содержащих «осмотическую воду»). В грунтах роль этой «полупроницаемой мембраны» выполняет внешняя граница двойного электрического слоя (см. рис. 4.9).

Второй вид воды переходного состояния (см. табл. 4.3) — капиллярная вода. Она образуется в порах капиллярного размера (диаметром от 10^{-3} до 10^{3} мкм) за счет капиллярного давления и удерживается в горной породе капиллярными силами водных менисков (силами поверхностного натяжения), образующихся на границе фаз вода—воздух—твердая поверхность. Капиллярные силы практически не меняют структуры воды и поэтому капиллярная вода по основным физическим свойствам практически не отличается от свободной.

Она может формироваться в грунтах двояко: 1) за счет так называемого явления капиллярной конденсации[7], когда молекулы воды постепенно конденсируются на поверхности пленки адсорбированной влаги, обволакивающей частицы породы, и, сливаясь в местах контакта (на стыке частиц), образуют водные мениски (рис. 4.10, *а*); 2) за счет капиллярного впитывания воды под действием сил поверхностного натяжения по сообщающимся порам, трещинам и каналам при контакте породы со свободной водой (рис. 4.10, *б*). Непременным условием формирования капиллярной воды в грунтах является наличие межфазной поверхности «вода—воздух» или «вода—иная жидкость». Поэтому капиллярная вода особенно широко распространена в грунтах зоны аэрации. При полном водонасыщении грунта капиллярные эффекты исчезают.

Воду капиллярного впитывания иногда подразделяют по ее положению в грунтовом массиве на две категории: 1) собственно капиллярную (поднимающуюся вверх от зеркала грунтовых вод и формирующую так называемую капиллярную кайму) и 2) капиллярно-подвешенную, которая образуется, например, при инфильтрации осадков, не имеет контакта с поверхностью грунтовых вод и распространяется во все стороны от источника увлажнения.

[7] В основе явления капиллярной конденсации лежит эффект Томсона (Кельвина). **Томсон Уильям** (в 1892 г. за научные заслуги получил титул барона Кельвина) (*1824–1907*), английский физик, член (1851) и президент (1890–1895) Лондонского королевского общества, иностранный член-корреспондент (1877) и иностранный почетный член Петербургской АН (1896).

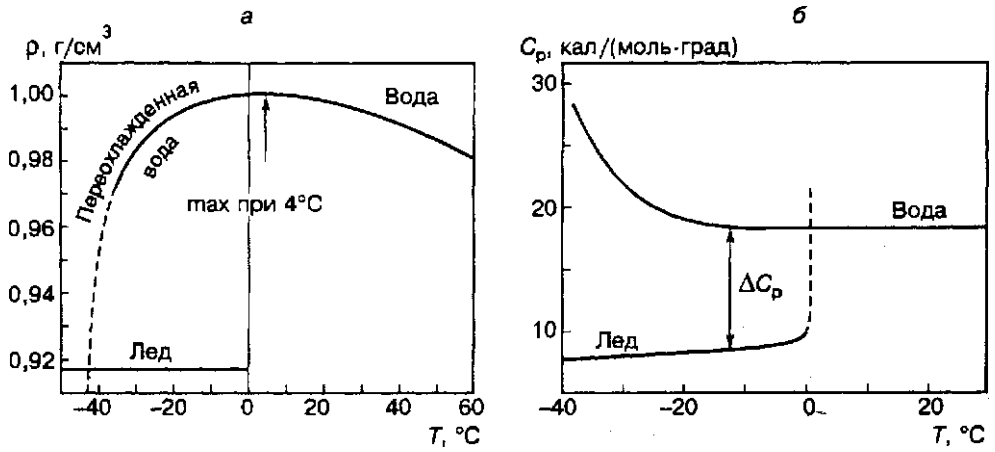


Рис. 4.11. Зависимость плотности и теплоемкости свободной воды от температуры (*по Ю.И.Наберухину, 1996*)

К третьему виду относится собственно ***свободная вода*** (см. табл. 4.3), обладающая физическими свойствами обычной воды. В грунтах она делится на два вида: 1) вода замкнутая (иммобилизованная) в крупных порах породы и поэтому не участвующая в процессах фильтрации и движения подземных вод, 2) текучая свободная вода (вода грунтового потока), которая двигается под действием силы тяжести или напора.

Свободная вода может перемещаться в грунтах по крупным порам, трещинам путем фильтрации под действием силы тяжести или напора, она образует горизонты подземных вод и обладает обычными для воды физическими свойствами и неискаженной структурой. В то же время свободная вода имеет аномальные свойства по сравнению с иными жидкостями и родственными с водой гидридами VI группы Периодической системы элементов Д.И.Менделеева.

Так, вода обладает аномальной плотностью, проходя через максимум при 4°С (рис. 4.11, *а*), тогда как у других жидкостей плотность всегда снижается с температурой. Кроме того, она обладает аномалией изотермической сжимаемости, минимум которой (около $44{,}2 \cdot 10^6$ бар$^{-1}$) фиксируется при 45°С. Сжимаемость иных жидкостей растет с температурой. Теплоемкость большинства жидкостей после плавления вещества увеличивается незначительно. При плавлении льда теплоемкость воды возрастает в два раза (рис. 4.11, *б*). Значительной аномалией отличается теплоемкость переохлажденной воды. Есть и другие аномалии в свойствах свободной воды, которые объясняются специфическим электронным устройством ее молекул (см. выше), особой структурой воды и ролью в перестройке ее водородных связей.

4.4. Показатели энергетического состояния и содержания различных категорий воды в грунтах

Как следует из рассмотренного выше материала, различные категории воды в грунтах энергетически неоднородны: слои разных видов и разновидностей воды удерживаются вблизи твердой минеральной поверхности с различной силой.

За многолетнюю историю исследования природы связанной воды в грунтах с помощью различных, в том числе весьма тонких, методов[8] таких показателей предложено много, однако с практической точки зрения наиболее важны те из них, которые могут достаточно легко определяться простыми методами, не требующими сложной аппаратуры. Поэтому в грунтоведении наиболее широкое распространение получили влажностные характеристики содержания различных категорий воды в грунтах, а также термодинамические характеристики, позволяющие оценивать энергетическое состояние разных категорий воды.

ВЛАЖНОСТНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ

Влажностные характеристики содержания различных категорий воды в грунтах определяются наиболее просто с помощью адсорбционных способов и несложных лабораторных анализов. Благодаря этому они широко внедрились в практику инженерно-геологических исследований. К таким характеристикам относятся влажность островной или монослойной адсорбции (w_a), максимальная гигроскопическая влажность (w_{mg}), влажность максимально-адсорбированная и капиллярно-конденсированная (w_{mmk}), влажность максимальной «молекулярной влагоемкости» по А.Ф.Лебедеву[9] (w_{mmw}), влажность нижнего (w_p) и верхнего (w_L) пределов пластичности, влажность капиллярной влагоемкости (w_c), влажность свободного набухания (w_{sw}), полная влагоемкость (w_{sat}) и др.

Содержание в грунте разных видов связанной воды характеризуется по изотерме адсорбции, поскольку эта категория воды имеет адсорбционную природу (рис. 4.12). Изотерма адсорбции у грунтов имеет S-образную форму и характеризует зависимость количества влаги, адсорбированной грунтом (w), от относительного давления паров воды p/p_s (относительной влажности воздуха), находящихся в равновесии с данным грунтом. По характерным точкам (перегибам) на изотерме находят характеристические (т.е. постоянные для данного грунта) влажности, которые и позволяют оценить содержание тех или иных категорий связанной воды.

Так, по концу начального нелинейного участка I на изотерме (рис. 4.12, *а* точка *А*), характеризующего формирование первых порций («островов») адсорбированных молекул воды вплоть до образования «монослоя», находят влажность островной, или монослойной, адсорбции (w_a). Формирование «монослоя» в грунтах завершается при p/p_s=0,2—0,3. Эта влага наиболее прочно удерживается минеральной поверхностью грунта, точнее центрами адсорбции. К таким центрам в грунтах относятся: 1) обменные катионы, 2) поверхностные ионы кристаллической решетки минералов (гидроксилы), 3) разорванные валентные связи в местах сколов частиц.

---

[8] К ним относятся методы ядерно-магнитного резонанса (ЯМР), электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), инфракрасной спектроскопии (ИКС), ультрафиолетовой спектроскопии (УФС), метод малоуглового рассеяния рентгеновских лучей, метод молекулярной динамики, адсорбционные и электрокинетические методы, описанные в работах Б.В.Дерягина, Р.И.Злочевской, В.И.Кливидзе, А.И.Русанова, Ю.И.Тарасевича, Н.В.Чураева и др.

[9] **Лебедев Александр Федорович** (*1882—1936*), русский почвовед и гидрогеолог, профессор, заведующий сектором физики почв Почвенного института им. В.В.Докучаева, автор работ по физике почв и формированию грунтовых вод.

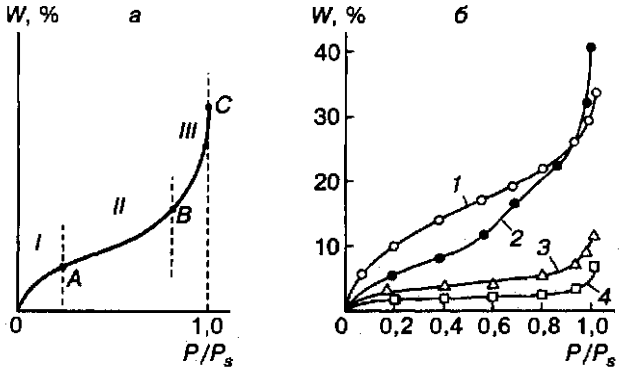


Рис. 4.12. Обобщенная (*а*) и экспериментальные (*б*) изотермы адсорбции воды грунтом:

1 — Са-монтмориллонит; *2* — Na-монтмориллонит; *3* — гидрослюдистая (кембрийская) глина; *4* — каолинитовая глина (каолин глуховецкий)

Поскольку энергия гидратации у многовалентных обменных катионов выше, чем у одновалентных, то количество образующейся в грунте воды монослойной адсорбции выше в случае Ca-, Mg-, Al- или Fe-форм грунтов, чем при наличии в них одновалентных обменных катионов Na^+, K^+, Li^+ и др. Так, при $p/p_s = 0{,}3$ в Na-монтмориллоните на один обменный катион приходится в среднем четыре молекулы воды, а в Ca-монтмориллоните около 20 (рис. 4.13 и 4.14). Поэтому изотерма адсорбции воды в Ca-монтмориллоните в начальной области лежит выше, чем в Na-монтмориллоните (см. рис. 4.12, *б*).

После формирования воды островной или монослойной адсорбции в грунте при дальнейшем увеличении p/p_s в интервале 0,3—0,9 начинают образовываться последующие слои воды — полимолекулярной (полислойной) адсорбции. Конец линейного участка II (см. рис. 4.12, *а*) в точке *B* позволяет найти общее количество воды полимолекулярной адсорбции, которое характеризует максимальная гигроскопическая влажность (w_{mg}). Ее величина определяется двумя методами: по методу Митчерлиха[10] (при $p/p_s = 0{,}92$), который является более обоснованным, и по методу Николаева (при $p/p_s = 0{,}98$).

По значениям w_{mg} можно оценивать общее количество связанной воды в разных грунтах, которое зависит от их адсорбционной способности. Последняя обусловливается в основном минеральным составом грунта и связанной с ней дисперсностью. В зависимости от этих факторов в грунтах меняется количество потенциальных центров адсорбции на единицу массы. Наибольшие величины w_{mg} характерны для грунтов с высокодисперсными глинистыми минералами — смектитами, иллитовые глины занимают промежуточное положение, а каолинитовые и хлоритовые глины — наименьшие значения w_{mg} (см. рис. 4.12, *б*). Так называемая гигроскопическая влажность w_g, или влажность воздушно-сухого образца грунта, не является константой для грунта, поскольку ее величина зависит от относительного давления пара в воздухе, находящегося в равновесии с данным грунтом (см. рис.4.12). Поэтому при изменении внешних условий гигроскопическая влажность грунтов может меняться в широких пределах, определяемых по изотерме диапазоном вариации соответствующих p/p_s.

Участок III на изотерме адсорбции (см. рис. 4.12, *а*) обусловлен явлением капиллярной конденсации и характеризует уже формирование воды переходного состояния — капиллярно-конденсированной влаги. Ее общее количество

[10] **Митчерлих (Мичерлих) Эйльхард Альфред** (*1874—1956*), немецкий агрохимик и физиолог растений, автор трудов по почвоведению, физиологии и повышению урожайности растений и др.

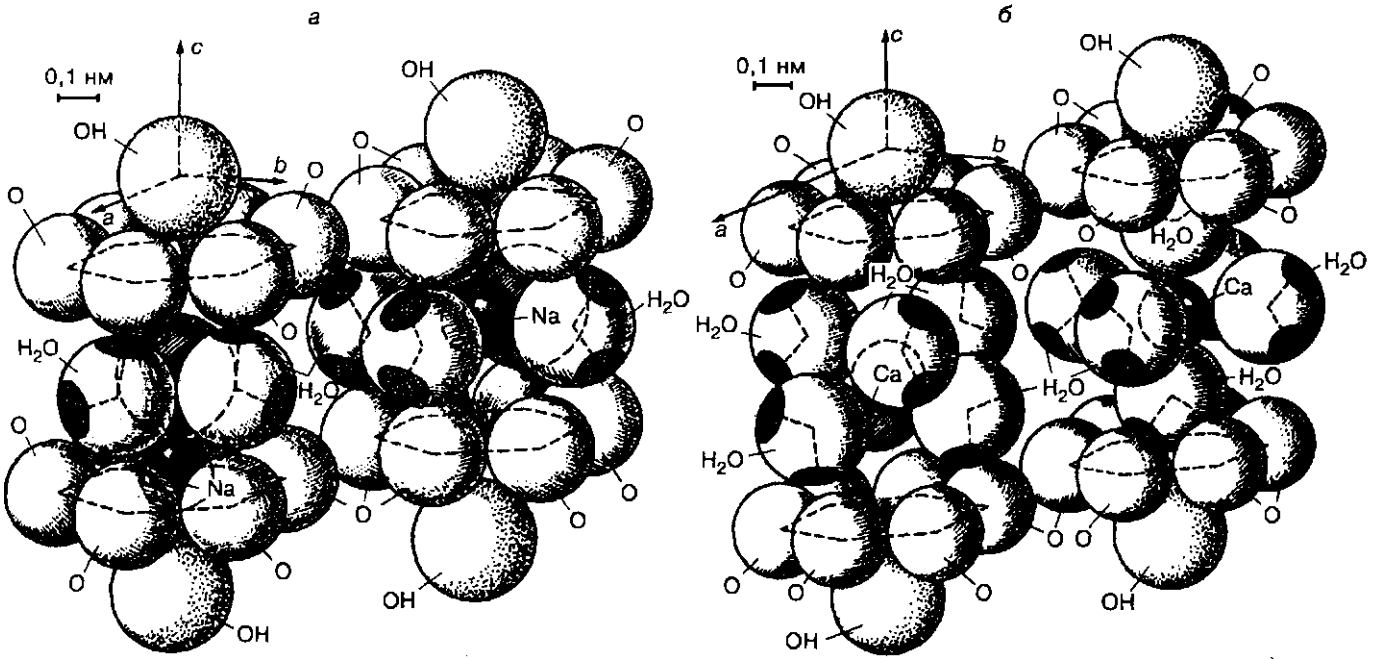


Рис. 4.13. Схемы расположения молекул воды между базальными поверхностями в Na-монтмориллоните (*а*) и Са-монтмориллоните (*б*) (*по В.И.Кевлидзе, 1988*)

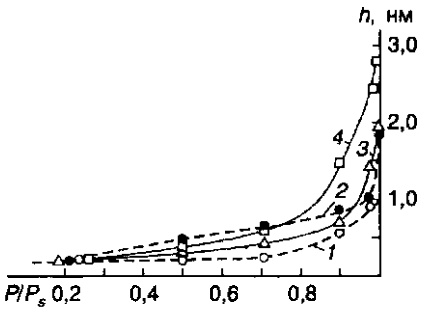


Рис. 4.14. Зависимость толщины пленки связанной воды (h) от равновесного давления пара (p/p_s) для внешней поверхности частиц Na-монтмориллонита (*1*), Са-монтмориллонита (*2*), каолинита (*3*) и гидрослюды (*4*) (*по В.А.Королеву, 1989*)

со связанной водой характеризует конечная точка изотермы (на рис. 4.12, *а* точка *С*), а соответствующая ей влажность называется влажностью максимально-адсорбированной и капиллярно-конденсированной (w_{mmk}). В соответствии с этим толщина пленки связанной воды (h) на поверхности минеральных частиц по мере увеличения p/p_s закономерно и нелинейно увеличивается (см. рис. 4.12).

Дальнейшее увлажнение грунта (сверх влажности w_{mmk}) может происходить уже не путем адсорбции, а по иному механизму — капиллярному или (и) осмотическому, которые по-разному выражены в песчаных и глинистых грунтах. Так, в песчаных грунтах (а также в засоленных пылеватых и глинистых) осмотическая вода отсутствует. Поэтому в таких грунтах вслед за капиллярно-конденсированной влагой образуется собственно капиллярная вода, которая формируется сначала в виде не сообщающихся друг с другом менисков в самых тонких капиллярах, а затем и в более широких.

Заполнение капиллярных пор водой происходит вплоть до влажности капиллярной влагоемкости (w_c). При этой влажности в песках завершается образование воды переходного состояния — дальнейшее их увлажнение приводит уже к появлению свободной воды до полной влагоемкости грунта (w_o). При этой влажности в песчаном грунте содержится связанная вода (всех видов), вода переходного состояния (капиллярная) и свободная вода при полном заполнении всех пор водой. В глинистых и пылеватых не засоленных грунтах обычно одновременно реализуются оба механизма формирования влаги — капиллярный и осмотический. В глинистых грунтах капиллярная вода не может образовываться лишь в самых тонких ультракапиллярных порах, полностью занятых связанной водой.

Максимальное количество капиллярных менисков в грунте образуется при влажности максимальной «молекулярной влагоемкости»[11] по А.Ф.Лебедеву (w_{mmw}). Эта влажность в пылевато-глинистых грунтах обычно лежит в интервале между w_{mmk} и нижним пределом пластичности (w_p).

Примерно при этой влажности в глинистых грунтах начинает формироваться осмотическая вода. Ее образование особенно интенсивно происходит в интервале от влажности нижнего предела пластичности (w_p) до влажности верхнего предела пластичности (w_L), а точнее до влажности свободного набухания грунта (w_{sw}), которая обычно близка к w_L. При этой влажности в грунте завершается формирование воды переходного состояния — дальнейшее его увлажнение до полной влагоемкости (w_{sat}) приводит к появлению свободной воды. Следует иметь в виду, что капиллярная и осмотическая вода в глинах в интервале от w_{mmc} до w_{sw} образуется одновременно и уверенно количественно разделить эти категории не удается. Можно лишь

[11] Не очень удачное название «максимальная молекулярная влагоемкость» было дано А.Ф.Лебедевым исходя из представления об удержании воды при этой влажности молекулярными силами.

отметить, что в высокодисперсных глинах (смектитового и отчасти гидрослюдистого состава), в которых доля ультракапиллярных пор велика, преобладает осмотическая вода. В менее дисперсных глинах (каолинитового состава) и пылеватых грунтах, где доля ультракапиллярных пор незначительна, преобладает капиллярная, а не осмотическая вода.

Разность между различными характеристическими влажностями позволяет оценить абсолютное количество содержания соответствующих категорий влаги в данном грунте.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ

Наряду с влажностными характеристиками категорий влаги в грунтах могут использоваться энергетические — термодинамические показатели, характеризующие энергию связи воды с поверхностью, а следовательно, позволяющие оценить ее состояние и подвижность в грунте. Среди этих показателей выделяется дифференциальная теплота адсорбции (смачивания) воды грунтом Q_w, определяемая выражением:

$$Q_w = RT^2 (m\ln p/mT),$$

где R — газовая постоянная; T — абсолютная температура, °К; p — давление равновесного с грунтом водяного пара. Величина Q_w (измеряется в кДж/моль) уменьшается по мере адсорбции воды (рис. 4.15) и становится равной удельной теплоте испарения воды при максимальной гигроскопической влажности ($w_{гиг}$). Это позволяет характеризовать общее количество связанной воды интегральной теплотой адсорбции (смачивания), как это предлагал А.В.Думанский.

Кроме этого используются и другие термодинамические показатели, такие, как давление влаги ($P_в$), потенциал влаги ($\psi_в$) и расклинивающее давление влаги $\Pi(h)$. Давление влаги[12] ($P_в$) характеризует то «прижимающее» давление, которое испытывает вода, находящаяся в поле поверхностных сил минеральной части грунта. Оно численно равно (с обратным знаком) той работе (A), которую необходимо совершить для «отрыва» элементарного объема (V) слоя воды от твердой минеральной поверхности и удаления его на бесконечно большое расстояние:

$$-P_в = dA/dV.$$

Близкий физический смысл имеют и два других термодинамических показателя: потенциал влаги ($\psi_в$) и расклинивающее давление[13] $\Pi(h)$ слоя влаги, введенное Б.В.Дерягиным, определяемые соотношениями:

$$\psi_в = \mathrm{d}A/\mathrm{d}m;\ \Pi(h) = dA/dh,$$

где m — масса слоя воды; h — толщина слоя воды. Все эти термодинамические показатели взаимосвязаны друг с другом соотношением

---

[12] В почвоведении эта величина нередко называется всасывающим давлением, а зависимость $P_в$ от влажности — кривой водоудерживающей способности.

[13] По Б.В.Дерягину (1986), расклинивающее давление $\Pi(h)$ равно разности между давлением на обе поверхности тонкого слоя толщиной h и давлением в объемной фазе, частью которой он является и с которой находится в состоянии термодинамического равновесия.

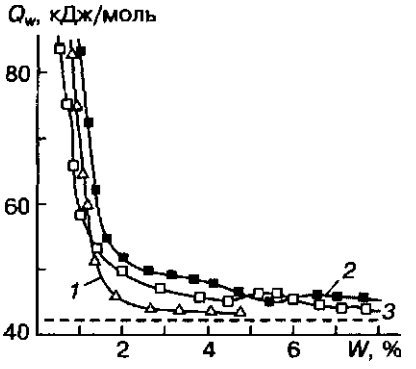


Рис. 4.15. Зависимость дифференциальной теплоты адсорбции глин от влажности *w*:

1 — каолин глуховецкий; *2* — гидрослюдистая (кембрийская) глина; *3* — полиминеральная (сарматская) глина (*по В.А.Королеву, 1989*)

$$\psi_в = P_в \rho_в = \Pi(h)/\rho_в,$$

где $\rho_в$ — плотность воды, что позволяет легко переходить от одного параметра к другому.

Для данного грунта величины давления $P_в$, потенциала влаги $\psi_в$ или расклинивающего давления $\Pi(h)$ связаны с его влажностью w, что позволяет использовать зависимость, например $P_в = f(w)$, для характеристики энергетического состояния воды в данном грунте. Форма этих зависимостей отражает структурно-минеральные особенности данного грунта и является специфической для каждого литологического типа дисперсных грунтов (рис. 4.16). Зависимость $P_в = f(w)$ для каждого типа является как бы своеобразным влажностным «паспортом» грунта. Кроме того, характеристические влажности грунта соответствуют определенным значениям его давле-

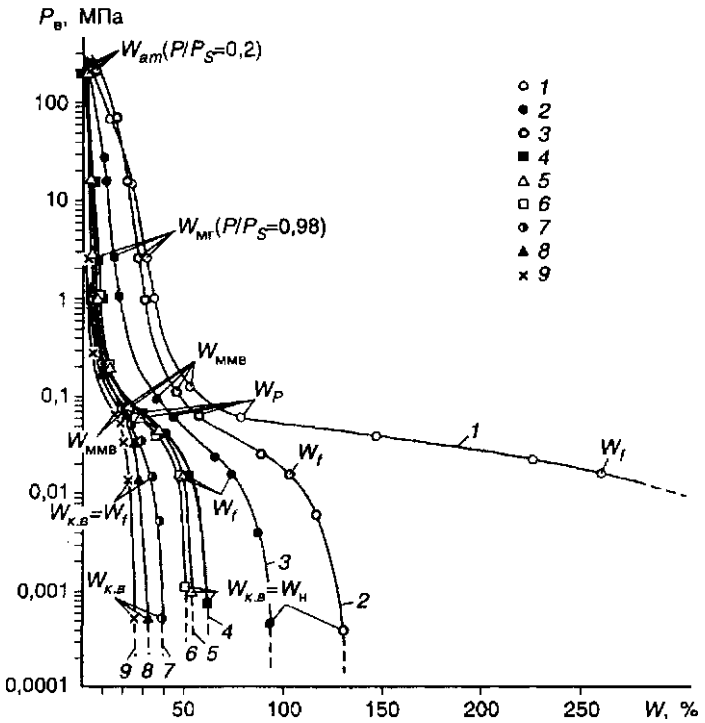


Рис. 4.16. Зависимость давления влаги ($P_в$) от влажности (w) глинистых грунтов (*по В.А.Королеву, 1989*):

1—3 — тяжелые глины (*1* — Na-аскангель; *2* — Ca-аскангель; *3* — крымский кил); *4—6* — глины тяжелые пылеватые (*4* — гидрослюдистая аптская глина; *5* — каолин глуховецкий; *6* — гидрослюдистая (кембрийская) глина); *7* — суглинок тяжелый полиминеральный; *8* — суглинок средний; *9* — суглинок легкий

ния влаги $P_в$, а следовательно, по этим значениям можно характеризовать энергию связи той или иной категории влаги в данном грунте.

Результаты изучения зависимостей $P_в=f(w)$ и $\psi_в=f(w)$ при дегидратации для различных дисперсных грунтов, построенные в широком диапазоне влажности в полулогарифмическом масштабе, имеют *S*-образный вид (см. рис. 4.16). Определяющим фактором при формировании зависимости $P_в=f(w)$ является минеральный состав грунтов и связанная с ним дисперсность или удельная поверхность, обусловливающие ту или иную поверхностную энергию грунта. При одинаковой весовой влажности большим по абсолютной величине отрицательным давлением влаги обладают более дисперсные грунты: величина $P_в$ (или $\psi_в$) возрастает при переходе от крупнозернистых песков к средне- и мелкозернистым, далее к супесям, лёссам и лёссовидным суглинкам, и наибольшее давление влаги $P_в$ характерно для тяжелых глинистых грунтов.

Среди глин отчетливо проявляется влияние минерального состава на величину потенциала или давления влаги: значения $P_в$ при одинаковой весовой влажности глин возрастают при переходе от каолинитовых к гидрослюдистым глинам, а наибольшие значения $P_в$ отмечаются у глин смектитового состава, обладающих высокой поверхностной энергией (см. рис. 4.16). Аналогичная закономерность изменения $P_в = f(w)$ или $\psi_в = f(w)$ была установлена ранее многими авторами и для почв различной дисперсности. Таким образом, при уменьшении дисперсности грунтов кривые их водоудерживающей способности $P_в$ закономерно смещаются влево.

Для глинистых грунтов, особенно высокодисперсных глин смектитового состава, выявляется зависимость водоудерживающей способности от состава обменных катионов. При этом величина $P_в = f(w)$ или $\psi_в = f(w)$ в зависимости от заряда обменных катионов меняется аналогично известному изменению содержания адсорбционной воды и переходного состояния в глинах: для области развития связанной воды в глинах абсолютная величина $P_в$ возрастает с увеличением заряда обменных катионов, а для области развития воды переходного состояния — уменьшается, что обусловливается энергетическими способностями механизма гидратации глин и ролью обменных катионов в пределах двойного электрического слоя в этом процессе. В грунтах с невысокой физико-химической обменной способностью влияние заряда обменных катионов на величины $P_в$ и $\psi_в$ практически не проявляется.

Как следует из рис.4.16, наиболее значительно величины $P_в$ и $\psi_в$ в дисперсных грунтах зависят от весовой влажности: по мере ее уменьшения давление влаги резко возрастает, достигая огромных величин в области связанной воды.

4.5. Влияние воды жидкой компоненты на консистенцию грунтов

Наличие в грунтах воды различных категорий приводит к изменению их физико-химического состояния и консистенции. Консистенцией грунта называется его состояние, характеризующее способность сохранять свою форму без или при наличии внешнего механического воздействия. Различают ряд консистенций при переходе от жидких к твердым и сыпучим телам. Выделяют текучую, текучепластичную, мягкопластичную, тугопластичную, пластичную, твердую и сыпучую консистенции грунтов.

Влияние связанной воды на консистенцию наиболее сильно проявляется у дисперсных, состоящих из отдельных частиц, грунтов, особенно таких, как

глинистые и лёссовые (табл. 4.4). Это объясняется тем, что дисперсные грунты обладают большой величиной удельной поверхности. А поскольку количество связанной воды в грунте в первом приближении пропорционально ее удельной поверхности, то становится понятным, почему именно в глинах содержится больше всего связанной воды.

Глинистые грунты предрасположены к воде и всегда содержат связанную воду. Если в них присутствует только адсорбционная вода, то они представляют собой довольно прочные грунты твердой консистенции. При наличии в них осмотической и капиллярной воды они приобретают свойство *пластичности*, податливости, липкости, капиллярной связности, легко деформируются и резко теряют свою прочность за счет увлажнения. При наличии в глинах свободной воды они приобретают свойство *текучести* и ведут себя как жидкообразные тела.

Под пластичностью грунта понимается его способность деформироваться без разрыва сплошности под воздействием внешних механических усилий и сохранять полученную форму после их снятия. В настоящее время в грунтоведении сложился двоякий подход к изучению пластичности. С одной стороны, она характеризуется способностью грунта к необратимым (пластическим) деформациям под действием определенного внешнего механического усилия, а с другой — способностью грунта переходить в пластичную консистенцию в определенных интервалах его влажности при неопределенной величине внешнего усилия. Первый параметр является прямой характеристикой пластичности грунта, второй — косвенной. Однако, несмотря на очевидность преимущества прямых показателей пластичности грунта, в практику инженерно-геологических исследований прочно вошли косвенные показатели из-за простоты определения и тесной их корреляции с показателями других свойств грунтов. Вследствие этого устоявшееся к настоящему времени в грунтоведении понятие пластичности грунтов рассматривается главным образом с точки зрения их консистенции.

Пластичность грунта зависит от наличия в нем некоторого количества связанной воды. Параметрами пластичности грунтов, широко используемыми в инженерно-геологической практике, являются: 1) нижний (w_p) и верхний (w_l) пределы пластичности, представляющие собой косвенные показатели, определяющие весовую влажность грунта, при превышении которой он переходит в первом случае из полутвердой консистенции в пластичную, а во втором — из пластичной в текучую; 2) число пластичности (I_p) — разность между верхним и нижним пределами пластичности.

Для количественной характеристики консистенции грунтов определяют показатель консистенции (I_L), рассчитываемый по формуле

$$I_L = (w_e - w_p)/(w_l - w_p) = (w_e - w_p)/I_p,$$

где w_e — естественная влажность грунта.

При $I_L < 0$ у грунта твердая консистенция, при $0 < I_L \leq 1$ — пластичная, а при $I_L > 1$ — текучая. Более детальное подразделение связных грунтов по величине показателя консистенции показано в табл. 4.5

В настоящее время существует несколько гипотез, объясняющих природу пластичности грунтов. Наиболее широко распространены коллоидная, предложенная П.А.Земятченским, и гидратная гипотеза П.А.Ребиндера. Коллоидная основана на том, что коллоиды, присутствующие в глинах, являются

Таблица 4.4

Взаимосвязь категорий влаги и состояния дисперсных грунтов

(*составил В.А.Королев, 1989*)

Категории влаги			Толщина водной пленки h, нм	Давление влаги, $-P_в$, МПа	Пески, супеси		Суглинки, глины		Тяжелые глины	
Тип	Вид	Разновидность			Состояние грунта	Характерная влажность	Состояние грунта	Характерная влажность	Состояние грунта	Характерная влажность
Связанная вода	Адсорбционная вода	Монослойная	<0,3	>200	Сыпучее (пески) и твердое (супеси) состояние	w_a	Твердое состояние, высокая прочность	w_a	Твердое состояние, высокая прочность	w_a
		Полислойная	0,3 – 2,0	200 – 10	То же, прочность понижена	w_{mg}	То же, прочность понижена	w_{mg}	То же, прочность понижена	w_{mg}
Вода переходного состояния	Осмотическая и капиллярная вода	Осмотически поглощенная вода	2,0—10	0,1—0,08	Осмотической воды нет		Малое содержание осмотической воды, полутвердое состояние	$\leftarrow w_{mmk}$ w_{mmw}	Полутвердое и тугопластичное состояние	$\leftarrow w_{mmk}$ $\leftarrow w_{mmw}$ w_p
		Осмотическая и (или) капиллярно-разобщенная вода	2,0–100	10—0,06	Влажная агрегация частиц, полусыпучее (пески) или полутвердое (супеси) состояние	$\leftarrow w_{mmk}$ w_{mmw}	Полутвердое или тугопластичное состояние, появление усадки	w_p	Пластичное состояние, появление усадки, тиксотропии, набухание,	w_L
		Капиллярная вода	100 – 10^6	0,06 – 0,015	Капиллярно-связное состояние, наличие капиллярного поднятия	w_c	Пластичное состояние, усадка, тиксотропия, набухание, липкость	$w_L \approx w_{sw}$	Малое содержание капиллярной воды, скрытотекучее состояние, тиксотропия	$\leftarrow w_{sw}$
		Капиллярная и иммобилизованная вода	100 – 10^6	0,015 — 0,001	Скрытотекучее или плывунное состояние, низкая прочность	w_{sat}	Скрытотекучее состояние, тиксотропия, низкая прочность	w_{sat}	То же, низкая прочность	w_{sat}
Свободная («гравитационная») вода			$>10^6$	~0	Текучее		Текучее		Текучее	

Примечание: влажность: w_a — монослоя; w_{mg} — максимальная гигроскопическая; w_{mk} — максимально-адсорбированная и капиллярно-конденсированная; w_{mmw} — максимальной «молекулярной влагоемкости»; w_c — капиллярной влагоемкости; w_p — нижнего предела пластичности; w_L — верхнего предела пластичности; w_{sw} — свободного набухания; w_{sat} — полная влагоемкость.

«смазкой» между частицами при их относительном перемещении. Гидратная гипотеза предполагает наличие тонкой прослойки жидкой дисперсионной среды, толщина которой соответствует минимуму свободной энергии системы. Наличие этой прослойки жидкости в участках коагуляционного сцепления препятствует дальнейшему сближению частиц, поэтому коагуляционные системы пластичны.

Таблица 4.5

Наименование связных грунтов по величине показателя консистенции

(по СНиП 2.02.01-83)

Наименование грунта		Величина показателя консистенции
Супеси	твердые	$I_L < 0$
	пластичные	$0 < I_L \le 1$
	текучие	$I_L > 1$
Суглинки и глины	твердые	$I_L < 0$
	полутвердые	$0 < I_L \le 0{,}25$
	тугопластичные	$0{,}25 < I_L \le 0{,}50$
	мягкопластичные	$0{,}50 < I_L \le 0{,}75$
	текучепластичные	$0{,}75 < I_L \le 1$
	текучие	$I_L > 1$

Наиболее ярко выраженными пластическими свойствами обладают глинистые грунты. Их пластичность определяется составом и свойствами, как твердой фазы грунта, так и взаимодействующей с ней жидкости. К факторам первой группы относятся: минеральный состав, степень дисперсности, форма частиц, состав обменных катионов. Влияние жидкого компонента на пластичность определяется составом и концентрацией в ней солей. Диапазон влажности, в котором проявляются пластические свойства грунтов, в значительной мере определяется их минеральным составом. Так, у грунтов, состоящих из минералов группы монтмориллонита, этот диапазон, как правило, в несколько раз больше, чем у грунтов, в составе которых преобладают минералы группы каолинита. Увеличение пластичности в случае присутствия в грунте минералов группы монтмориллонита связано, с одной стороны, со значительным возрастанием дисперсности грунта, а с другой — с кристаллохимическими особенностями и прежде всего значительной гидрофильностью минералов этой группы.

Влияние дисперсности на пластичность грунтов определяется величиной активной адсорбционной поверхности, контролирующей гидратационную способность грунтов. Наиболее тесная корреляционная связь наблюдается между гранулометрическим составом и верхним пределом пластичности. Согласно исследованиям П.Ф.Мельникова, эта зависимость носит линейный характер. Менее четко выражена, но все же существует связь между степенью дисперсности и нижним пределом пластичности. Исходя из этого число пластичности, по мнению некоторых исследователей, может характеризовать с определенной достоверностью литологические разности глинистых грунтов. Это положение легло в основу классификации глинистых грунтов по числу пластичности, принятой в СНиПе и ряде региональных классификаций. В частности, к супесям относят глинистые грунты с числом пластичности от 1 до 7 включительно, к суглинкам — от более 7 до 17 и к глинам — более 17.

Ясно, что определение принадлежности грунта к той или иной литологической разности только на основе числа пластичности во всеобщем плане неправомерно, поскольку последнее зависит наряду с дисперсностью и от вида обменных катионов, минерального состава, вида и концентрации порового раствора и т. д. Такие классификации могут быть обоснованными при их составлении только для территорий с одинаковыми химико-минеральными

особенностями грунтов. И численные значения граничных величин числа пластичности, по которым обособляются супеси, суглинки и глины, в разных регионах с неодинаковыми химико-минеральными особенностями будут различными.

Немаловажную роль в проявлении пластичности грунтов играют кристаллохимические особенности слагающих их минералов, определяющие наряду с другими признаками форму первичных частиц и микроагрегатов. Большинство глинистых минералов, склонных к проявлению пластичности, обладает пластинчатым, листоватым, или удлиненным габитусом. В то же время фракция кварца менее 0,25 мкм, состоящая из практически изометричных частиц, лишена пластичности и при увлажнении переходит из полутвердого состояния в текучее. В связи с этим аномальной является пластичность увлажненного мела, состоящего на 90% из пылеватых частиц практически изометричной формы. Пластичность мела, вероятно, можно объяснить наличием в нем глинистых минералов (палыгорскита) и карбонатным составом пылеватой фракции.

Влияние кристаллохимических особенностей на пластичность глинистых грунтов становится еще более существенным в зависимости от того, присутствуют ли в обменном комплексе одно-, двух- или трехвалентные катионы. Чем выше валентность обменных ионов, тем меньше в грунте содержится осмотической влаги и меньше его пластичность.

Определенную роль в проявлении пластичности грунтов играет концентрация порового раствора. Согласно исследованиям И.В.Попова, Р.И.Злочевской, В.И.Дивисиловой и других, при возрастании концентрации порового раствора более 0,01—0,1 н. пластичность глин заметно уменьшается. Причем эта закономерность наблюдается независимо от валентности иона. Она объясняется уменьшением толщины диффузных слоев гидратированных частиц грунта, приводящим к падению интервала влажности, на котором проявляются пластичные свойства.

Необходимо отметить, что пластичность глинистых грунтов наблюдается лишь в том случае, когда они замачиваются *неорганической полярной жидкостью* (водой). Применение с этой целью аполярных органических жидкостей (толуола, керосина, четыреххлористого углерода) приводит к полной потере глинистыми грунтами пластичности.

Поскольку пределы пластичности глинистых грунтов характеризуют определенное влажностное состояние, то сопоставление их с естественной влажностью грунтов может дать ориентировочное представление о консистенции грунтов в естественном состоянии. Однако это возможно установить лишь в первом приближении, поскольку разрушение структурных связей при перемятии образцов в процессе определения пределов пластичности приводит к потере структурной прочности и переходу первоначально твердых и полутвердых структурированных грунтов (без изменения их влажности) в пластичное и даже текучее состояние. Последнее свидетельствует о значительной условности косвенных методов определения пластичности грунтов и необходимости разработки и внедрения в практику инженерно-геологических исследований прямых методов.

Вода оказывает влияние на состояние песчаных грунтов и супесей (см. табл. 4.4). При наличии в них только связанной воды пески обладают сыпучестью (находятся в *сыпучем состоянии*). При появлении в них капиллярной воды

в песках постепенно проявляется *капиллярная связность*, наиболее проявляющаяся при капиллярной влагоемкости песка (w_c). При дальнейшем увеличении содержания воды они постепенно теряют капиллярную связность и при $w > w_{sat}$ растекаются, переходя в *плывунное*, или текучее, состояние.

4.6. Влияние водных растворов на свойства грунтов

Различные категории воды, находящейся в грунтах, определяя консистенцию грунтов, существенно влияют на многие их свойства. Исследования показывают, что практически все свойства грунтов меняются в той или иной степени в зависимости от наличия в них связанной воды определенного вида.

Связанная вода оказывает большое влияние на процессы тепломассопереноса в грунтах. Поскольку она прочно удерживается в тонких порах и микротрещинах и к тому же обладает повышенной вязкостью, «сдвинуть» эту воду чрезвычайно трудно, она не подчиняется обычным законам фильтрации, осуществляемой под действием гидродинамического напора. Для того чтобы «сдвинуть» воду и вовлечь в фильтрационный поток, необходимо преодолеть ее «сопротивление», при этом фильтрация начинается лишь после превышения напором так называемого «начального градиента фильтрации». Поэтому глины обычно и являются водоупором, не пропускающим грунтовые воды или фильтрующим их очень медленно. Роль связанной воды в подобных глинистых экранах еще не полностью изучена, остаются нерешенные проблемы, в частности раскрывающие ее экологическое значение в земной коре.

Аномальные теплофизические свойства связанной воды влияют и на процессы теплопереноса в грунтах. Кроме того, наличие определенного количества незамерзшей связанной воды в мерзлых грунтах обусловливает возможность ее участия в массопереносе при отрицательных температурах, а также сильно влияет на фазовые превращения вода—лед. Важной чертой при этом является наличие фазовой поверхности раздела между льдом и жидкой незамерзающей прослойкой, с противоположной стороны контактирующей с твердой минеральной поверхностью поровы (см. рис. 4.7). Передвижение незамерзшей воды в такой породе сопровождается сложными процессами перекристаллизации, которые могут приводить к возникновению и росту давления в незамерзших пленках воды, являющегося одной из причин морозного пучения грунтов. Особенно сложны эти процессы в засоленных грунтах, где они пока полностью не изучены.

Связанная вода очень сильно влияет на прочность и деформируемость практически любых грунтов. Она оказывает «расслабляющее и размягчающее» действие на многие грунты, приводит к понижению их прочности и увеличению деформируемости.

Характерным примером ее влияния в этом отношении являются лёссовые породы. В отличие от глинистых они не предрасположены к воде. В них содержится в основном только адсорбционная связанная вода и частично капиллярная, заполняющая лишь самые тонкие микропоры и микрокапилляры в породе. При этом лёссы обладают достаточной прочностью, так что способны «держать» крутые, почти вертикальные стенки естественных обнажений высотой в десятки метров. Но стоит в лёссы проникнуть достаточному количеству капиллярной и свободной воды, например при подтоплении массива или в результате утечек воды, лёссовая порода чрезвычайно быстро перехо-

дит в пластичное состояние, резко теряет прочность и проседает в результате доуплотнения даже под собственным весом.

Однако было бы неверно думать, что связанная вода влияет лишь на прочность осадочных дисперсных грунтов. Не в меньшей мере ее влияние сказывается на деформировании и прочности магматических, метаморфических и сцементированных осадочных грунтов. Наличие связанной воды в кристаллической решетке минерала снижает его упругость. Но в еще большей степени на деформируемость и прочность таких пород влияет наличие в микротрещинах, на контактах зерен или кристаллов адсорбционных пленок связанной воды. Они понижают поверхностную энергию минералов горной породы и тем самым облегчают развитие в породе различных механических микронарушений, дислокаций, микротрещин и др., особенно в том случае, если порода находится под напряжением. Вследствие этого порода начинает «ползти», она деформируется с той или иной скоростью при постоянном напряжении. Это одна из форм проявления так называемого эффекта Ребиндера — эффекта облегчения пластической деформации тел различной природы и снижения их прочности за счет явления адсорбции (см. гл. 11). Ускорение ползучести грунтов в условиях действия адсорбционных сред отмечалось неоднократно. Этот процесс широко развит в природе и целенаправленно используется человеком.

Наиболее характерно он проявляется в условиях так называемой «наведенной сейсмичности» — активизации сейсмической активности территории в зоне влияния водохранилища после начала его затопления и возникновения искусственных землетрясений силой до 5—7 баллов. Происходящее после заполнения водохранилища просачивание по тонким порам и трещинам связанной воды в прилегающие массивы грунтов вызывает понижение поверхностной энергии слагающих их минералов. При этом в напряженных грунтах интенсивно начинают развиваться дислокации и растут микротрещины. За счет этого происходит релаксация напряжений в массиве, их ослабление, что выражается макроскопически в виде сейсмических колебаний массива в целом и сброса напряжений. Этот процесс носит кинетический характер, связанная вода очень медленно проникает в глубь массива, и к тому же разные минералы в грунтах избирательно проявляют эффект Ребиндера. По этим причинам наведенная сейсмичность затухает обычно долго — в течение 3—5 лет. Это не единственный пример. Практически все грунты (в том числе магматические и метаморфические) можно рассматривать как дисперсные системы, т.е. имеющие большую удельную поверхность, образованную внутренними границами раздела между минеральными фазами одинакового или разного состава (см. гл.7). В последнее время учеными установлено, что связанная вода может внедряться в поликристаллические скальные породы по этим сплошным межзеренным и межфазным границам и оставаться там неопределенно долгое время. Такая «межзеренная пропитка» наиболее вероятна в грунтах, для которых наблюдается полное смачивание свободной поверхности водой, а также происходит снижение прочности породы не менее чем вдвое. С ростом температуры и напряжений круг пород, в которых проявляется данный эффект, еще больше расширяется.

Водные растворы грунтов в зависимости от состава и концентрации растворенных компонентов проявляют различные виды *химической агрессивности* по отношению к строительным материалам, прежде всего — к бетону (см. гл.10). Бетон состоит из цемента (вяжущее), песка, гравия или щебня. Водные растворы определенного химического состава, проникая в поры бетона, мо-

гут разрушать его основу – цемент. К основным видам агрессивности водных растворов относятся: 1) выщелачивающая агрессивность — возникающая за счет ионов HCO_3^- и проявляющаяся в растворении $CaCO_3$ и выносе из бетона гидроксида кальция $Ca(OH)_2$; 2) магнезиальная — возникающая за счет ионов Mg^{2+} и также проявляющаяся в разрушении бетона; 3) общекислотная — возникающая при pH<6 и повышающая растворимость кальцита; 4) сульфатная – возникающая за счет ионов SO_4^{2-} и проявляющаяся в формировании кристаллогидратов сульфата кальция $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, приводящих к вспучиванию и разрушению бетона; 5) углекислотная – возникающая за счет формирования углекислоты H_2CO_3, которая также провоцирует процесс разрушения бетона.

Приведенный материал показывает, какую большую роль играет связанная вода и водные растворы в формировании свойств различных грунтов, а следовательно, и в развитии многих геологических и инженерно-геологических процессов.

Литература

Вода в дисперсных системах/Под ред. Б.В.Дерягина и др. М.: Химия, 1989. 288 с.

Дерягин Б.В., Чураев Н.В. Смачивающие пленки. М.: Наука, 1984. 157 с.

Глебов А.Н., Буданов А.Р. Структурно-динамические свойства водных растворов электролитов//Соросовский образовательный журнал. 1996. № 9. С. 72—78.

Зацепина Г.Н. Физические свойства и структура воды. М.: Изд-во МГУ, 1998. 184 с.

Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах. М.: Изд-во МГУ, 1988. 177 с.

Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Недра, 1971. 220 с.

Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах/Под ред. Е.Д.Щукина. М.: Изд-во МГУ, 1988. 279 с.

Савельев Б.А. Физико-химическая механика мерзлых пород. М.: Недра, 1989. 211 с.

Самарина В.С. Гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 360 с.

Связанная вода в дисперсных системах. М.: Изд-во МГУ. Вып. 1, 1970; вып. 2, 1972; вып. 3, 1974; вып. 4, 1977; вып. 5, 1980.

Эйзенберг Д., Кауцман В. Структура и свойства воды. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 280 с.

ГЛАВА 5

Газовая компонента грунта

5.1. Происхождение и состав газов в грунтах

Газы в грунтах по условиям и особенностям генезиса могут быть природного и антропогенного (техногенного) происхождения. Состав природных и антропогенных газов существенно различен.

ГАЗЫ ПРИРОДНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Среди них выделяется три генетические типа газов — *геологического*, *атмосферного* и *биологического* происхождения. Газы первой группы образуются за счет собственно геологических процессов (экзогенных и эндогенных); вто-

рой — в основном за счет газообмена с атмосферой; третьей — за счет жизнедеятельности организмов в грунтах. Кроме того, природные газы могут быть *сингенетическими* (т.е. образованными одновременно с формированием породы) и *эпигенетическими* (т.е. поступившими в грунт в результате газообмена с соседними толщами или с атмосферой). Газы грунтов зоны аэрации чаще всего являются эпигенетическими, так как содержат примеси, поступающие из атмосферы.

Газы геологического происхождения (эплогенного и экзогенного) формируются в ходе магматических (вулканических), метаморфических и радиогенных процессов, а также в результате осадочного процесса. Они являются продуктом различных химических реакций, происходящих при формировании минералов и пород на разных этапах литогенеза. Подземная атмосфера имеет условную нижнюю границу на глубинах 60—100 км, где давление достигает таких больших величин, при которых невозможно существование газообразных веществ. Общее количество газа лишь в осадочной толще В.А.Соколовым оценивается в $2{,}14 \cdot 10^{14}$ т, в том числе $0{,}97 \cdot 10^{14}$ т CH_4, $0{,}60 \cdot 10^{14}$ т CO_2 и $0{,}56 \cdot 10^{14}$ т N_2. На прочие газы приходится около $0{,}01 \cdot 10^{14}$ т. Состав и особенности газов подземной атмосферы в разных частях земной коры неодинаковы. Среди природных газов геологического происхождения выделяются четыре генетические группы.

Вулканические газы, поступающие вместе с магмой из глубоких недр Земли, связанные с дегазацией мантии и выделяющиеся в атмосферу. Главными в составе вулканических газов являются пары воды (до 90—95%). Затем следуют CO_2, H_2, SO_2, H_2S, HCl, HF, в виде примесей в них содержатся CO, N_2, NH_3, Ar, He, а также органические соединения. Так, в пробах газов вулканов о. Кунашир и Камчатки идентифицировано около 100 органических соединений с цепью длиной до 12 углеродных атомов. Источником богатых углеводородами газов являются грязевые вулканы, чаще всего встречающиеся в нефтеносных областях. Состав вулканических газов зависит от температуры и неодинаков в различных вулканических областях. Вулканические газы насыщают толщи вулканических отложений вблизи вулканов, проникают в пепловые отложения, туфы и в итоге выделяются в атмосферу.

Изучение спонтанных газов гидротермальных источников в районах сейсмической активности позволило идентифицировать в их составе более 60 неорганических и органических соединений. Последние представлены углеводородами, легколетучими карбонильными соединениями и спиртами, галогенуглеводородами. Впервые полученные в последнее время данные о присутствии в вулканических газах летучих галогенуглеводородов представляют наибольший интерес. Они показывают, что концентрации $CFCl_3$ и CF_2Cl_2 в вулканических газах в 2,5—15 раз больше их содержания в морском воздухе, а хлороформа и CCl_4 — до 1,5—2,0 (Уткин, 1997). Исследования также показали, что в газах вулканов Никарагуа содержатся значительные количества HF. Анализ проб воздуха, отобранных из кратера вулкана Масайя, также показал наличие в них фреонов наряду с другими органическими соединениями. Присутствуют галогенуглеводороды и в газах гидротермальных источников. Эти данные потребовали доказательств того, что обнаруженные фторуглеводороды не имеют антропогенного происхождения. И такие доказательства были получены: фреоны были обнаружены в пузырьках воздуха антарктического льда возрастом 52 тыс. лет. К сожалению, пока еще отсутствуют надежные данные об общих масштабах геологической эмиссии галогеноуглеродов, равно как и других летучих органических соединений.

Газы катагенетические возникают в зоне катагенеза горных пород в результате катагенетического преобразования органического вещества. При погружении осадочных пород на глубину и одновременном увеличении давления от 10 до 200—250 МПа и температуры от 25—30°С до 250—300°С содержащееся в них органическое вещество преобразуется в уголь. Это сопровождается выделением газа, в основном метана и других горючих углеводородов. Газовыделение метана в горные выработки сопровождает добычу угля. Оно может происходить медленно и равномерно по всей вскрываемой толще из пор породы, либо может быть локальным и происходить только в одном месте толщи из трещин или в виде газового фонтана и струй (суфляров), а может быть внезапным в виде интенсивного прорыва и резкого выброса значительного количества газа.

В осадочной толще катагенетические газы или образуют скопления (в районах нефтяных, газовых и каменноугольных месторождений), или рассеяны в породах. Для нефтяных месторождений характерны CH_4, тяжелые углеводородные газы (ТУ), N, и CO_2, а в качестве примесей — H_2S, H_2 и благородные газы, в газовых месторождениях набор такой же, но ТУ обычно присутствуют как примеси. Тот же видовой газовый состав типичен и для районов месторождений каменного угля, но среди основных газов следует назвать только катагенетический метан, все прочие образуют примеси.

Метаморфические газы образуются на последующих (вслед за катагенезом) стадиях метаморфизма горных пород вплоть до их расплавления, при котором выделяются так называемые газы возрождения. О них судят по газовыделениям на земную поверхность или по включениям в закрытых порах и кристаллических решетках минералов (окклюдированные газы). Дегазация недр планеты происходит по всей ее поверхности, но наиболее интенсивно по бесчисленным разломам коры.

Наибольшие газовыделения на поверхность Земли обычно связаны с зонами тектонических нарушений. В составе таких газов присутствуют пары воды (H_2O), а также CO_2, N_2, H_2S и H_2; основным компонентом является CO_2, за ним по величине средней концентрации и частоте встречаемости следует N_2.

Радиогенные газы представлены благородными газами (гелий, ксенон, аргон, радон и др.). Они являются продуктами распада естественных радиоактивных элементов (урана, тория, калия) и несут важнейшую информацию о недрах планеты, состоянии массивов в верхней части земной коры, геоэкологической обстановке и, по выражению В.И.Вернадского, определяют «газовое дыхание Земли». Гелий, радон и аргон-40 составляют основную долю радиогенных газов в грунтах.

Уран и торий в процессе радиоактивного распада генерируют альфа-частицы, которые есть не что иное, как ядра элемента *гелия*. Ежегодно во всех геосферах Земли в результате радиоактивного распада, по различным оценкам, образуется от 2000 до 5000 т гелия, который поднимается с больших глубин к поверхности Земли. Его движение снизу вверх облегчается при наличии тектонических разломов. Там, где есть тектонические разломы, концентрация гелия больше. Эта закономерность используется для поиска тектонических разломов, не прослеживающихся с поверхности. Для этого проводится так называемая гелиевая съемка, по результатам которой часто удается обнаружить тектонические разломы. В итоге практически весь гелий, имеющийся в атмосфере Земли, накопился в результате радиоактивного распада урана и тория за 4,5 млрд лет существования Земли. Среднее время жизни гелия в

атмосфере планеты до того, как он диссипирует в космическое пространство, составляет 107 лет. Поэтому количество его в атмосфере определяется балансом поступления из недр и диссипацией в космос.

Промежуточным продуктом распада урана является радиоактивный газ *радон*, который, в свою очередь, также генерируют в процессе распада ядра гелия (альфа-частицы). Радон из-за специфических особенностей является оптимальным индикатором при различных геологических и эколого-геологических исследованиях. Во-первых, он является радиогенным газом и как продукт распада уран-радиевого ряда непрерывно генерируется в горных породах в процессе радиоактивного распада. Он всегда присутствует в любом горном массиве, и уменьшение его концентрации, например, за счет диффузии из массива в воздух постоянно компенсируется новой генерацией радона. Во-вторых, диффузия радона в горном массиве и его выделение с поверхности почвы определяются эффективным коэффициентом диффузии, который зависит от многих факторов. Наиболее важными из них являются пористость, проницаемость и трещиноватость. Эти свойства породы существенно зависят от напряженно-деформированного состояния массива. Очевидно, что при сжатии массива проницаемость его снижается, а при разгрузке увеличивается. Соответственно изменяется эффективный коэффициент диффузии. Следовательно, динамические изменения концентрации радона в приповерхностном слое грунтов будут отражать динамические изменения напряженно-деформированного состояния горного массива в значительном объеме. Радон представляет собой опасность для людей, он проникает в помещения, как и гелий, по проницаемым зонам земной коры.

Большая доля в естественной радиоактивности принадлежит также одному из изотопов калия (калий-40). Его содержание в естественной смеси невелико (0,012%), однако его излучение в естественном фоне может достигать 30%. Калий-40 генерируют в процессе распада атомы газа *аргона*, а точнее — его изотоп аргон-40, который, поднимаясь из недр Земли, составляет основную часть аргона в атмосфере (0,93%).

Газы атмосферного происхождения. К ним относятся газы почв и пород зоны аэрации (включая газы болот и торфяников), которые формируются в основном под действием атмосферного воздуха. Эти газы располагаются в приповерхностных условиях и наиболее активно участвуют в газообмене. Поэтому их состав близок к атмосферному воздуху (табл. 5.1).

Несмотря на близость по составу к атмосферному воздуху, состав поровых газов приповерхностных грунтовых толщ все же отличается от атмосферного. Основные компоненты в почвах и породах зоны аэрации представлены CO_2, N_2, O_2, наиболее важные примеси — Ar (и другие благородные газы), CH_4, H_2. Преимущественно воздушными по происхождению (т.е. проникающими из воздуха) являются азот, кислород и отчасти благородные газы. Существующий газообмен между атмосферой и толщей грунтов направлен на выравнивание состава атмосферного воздуха и газообразной составляющей грунтов. Различие в составе атмосферного воздуха и газов в грунтах прежде всего заключается в содержании CO_2, O_2 и N_2. Если в атмосферном воздухе углекислота составляет лишь сотые доли процента (0,033% по объему), то содержание ее в почвах и горных породах достигает десятых и даже целых процентов, а в почвенном воздухе почти 10%. Кислород и азот в толще грунтов, содержатся в различных количествах. В почвенной части грунтовой толщи их, как прави-

Таблица 5.1

Химический состав сухого атмосферного воздуха в приземной части

Газ	Содержание, %		Газ	Содержание, %	
	по массе	по объему		по массе	по объему
Азот, N_2	75,52	78,09	Оксид азота, NO	0,0025	0,00025
Кислород, O_2	23,15	20,94	Криптон, Kr	$3{,}3\cdot10^{-4}$	0,0001
Аргон, Ar	1,28	0,93	Метан, CH_4	$0{,}8\cdot10^{-4}$	0,00015
Двуокись углерода, CO_2	0,046	0,033	Гелий, He	$7{,}2\cdot10^{-5}$	0,00052
Неон, Ne	0,0012	0,0018	Ксенон, Xe	$3{,}9\cdot10^{-5}$	$8\cdot10^{-6}$
			Водород, H_2	$3{,}5\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$

ло, меньше, чем в атмосфере. Это объясняется тем, что в почве происходят процессы поглощения кислорода и азота, выделение углекислоты.

Важной составляющей газовой компоненты атмосферного происхождения является водяной пар. Количество водяного пара в приземном слое воздуха изменчиво и обычно колеблется от десятых долей до нескольких процентов. Содержание водяного пара в грунтовой атмосфере несколько выше. Однако общее количество водяного пара в грунте не превышает 0,001% от всего веса грунта. Несмотря на это, вода в форме пара играет большую роль в процессах, протекающих в грунтах, так как она, во-первых, является единственной формой воды, которая способна передвигаться в грунте при его незначительной влажности, и, во-вторых, потому, что путем конденсации пара на поверхности грунтовых частиц образуются другие виды воды.

Насыщенность водяного пара в поровом воздухе характеризуется его влажностью φ, измеряемой в процентах, а также в долях единицы, или относительным давлением паров p/p_s, где p — парциальное давление водяного пара; p_s — давление насыщенного пара при той же температуре (см. гл. 4). Величина φ зависит только от температуры грунта и изменяется в пределах от нуля для абсолютно сухого воздуха до 100% для насыщенного водяного пара. Соответственно, величина p/p_s меняется от 0 до 1. Парциальное давление (p) водяного пара в грунте подчиняется закону Клапейрона—Менделеева

$$p = \rho_a RT/M_a,$$

где ρ_a — плотность водяного пара; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура; M_a — молекулярный вес пара, равный 18. Аналогично для давления насыщенного водяного пара (p_s) в порах грунта

$$p_s = \rho_{na} RT/M_a,$$

где ρ_{na} — плотность насыщенного пара. Тогда относительная влажность воздуха в порах грунта равна

$$\varphi = p/p_s = \rho_a/\rho_{na}.$$

Биогенные газы формируются в грунтах за счет жизнедеятельности в них различных организмов от одноклеточных бактерий до высших растений и животных. Биогенные газы в грунтах представляют главным образом органические соединения. Выделение этих веществ в грунты происходит в процессах дыхания, выброса отходов метаболизма и в результате деятельности органов

внешней секреции. В настоящее время считается, что природная биоэмиссия органических газов в грунтах значительно превосходит антропогенную (Зеленин, 1998). Кроме того, состав этих компонентов чрезвычайно разнообразен и насчитывает тысячи наименований.

На первом месте по объему биогазов в грунтах стоит *метан* (CH_4) и его гомологи. Скопление природных горючих газов в нижних толщах земной коры может достигать колоссальных размеров, что имеет большое практическое значение. Иногда метан в качестве примеси содержится в метаморфических породах, в отдельных случаях его выделяется сравнительно много. Природные горючие газы состоят из метана (до 98%), а также из смеси этана, пропана, бутана, изобутана и пентана. Шахтный метан возникает в процессе трансформации органических остатков в уголь под влиянием высоких давлений и температур.

Интенсивное образование метана может происходить и в приповерхностных грунтовых толщах. Обычно это связано с деятельностью анаэробных микроорганизмов, являющихся конечным звеном трофической пищевой цепи и разлагающих органические компоненты грунтов. Поэтому биоэмиссия метана наиболее интенсивно происходит в грунтах, богатых органикой. Например, метан образуется на болотах при разложении торфа, в донных отложениях озер, рек и на морском шельфе, в переувлажненных почвах и др. Ограниченный доступ воздуха в болотах создает восстановительную обстановку, а микробиологическая деятельность вызывает формирование главным образом метана. Однако наряду с метаном присутствуют CO_2 и N_2; последний представляет собой остаток воздуха, кислород которого израсходован на окислительные процессы. Среди газов-примесей отмечены аммиак и сероводород биохимического происхождения, а также благородные газы, проникающие преимущественно из воздуха. Глобальная биоэмиссия метана на Земле составляет около $0{,}6 \cdot 10^9$ т/год, однако значительная доля этого количества улетучивается в атмосферу и лишь часть при определенных условиях захоранивается и накапливается в грунтовых толщах.

Интенсивность выделения метана из болот меняется в широких пределах. Так, эмиссия метана от западносибирских болот, которые являются достаточно типичным представителем северных болот, определенная с применением методов газовой хроматографии, составляет примерно 9 мг метана в 1 ч/м^2. В среднем эмиссия метана из сибирских болот может достигать 20 Тг/год[1], что довольно много в сопоставлении с общим потоком метана от болот (50—70 Тг). Нужно сказать, что точность определения эмиссии метана от болот затруднена большим разбросом величин эмиссии при измерении даже на близко расположенных участках. Например, величина эмиссии метана в западносибирских болотах колеблется, по данным Н.М.Бажина (2000), в интервале от 0,1 до 40 мг/(м^2·ч).

Метан биогенного происхождения широко распространен и в песчаных грунтах криолитозоны. Особенности криогенного строения мерзлых толщ часто способствуют консервации метана. Чаще всего газы в мерзлых грунтах содержатся в породах с массивной криогенной текстурой. Так, на Ямале биогенный метан приурочен в основном к прослоям заторфованных песков ($mQ_{I\,II}$) с

[1] Приставка Т — тера = 10^{12}.

пониженным засолением в верхней части разреза до глубин 130 м (Перлова, 2001).

Естественным источником генерации биогенного метана являются и обитающие в грунтах насекомые, особенно термиты[2]. Глобальное выделение ими метана сопоставимо по масштабу с выделением метана всеми озерными отложениями (Бажин, 2000).

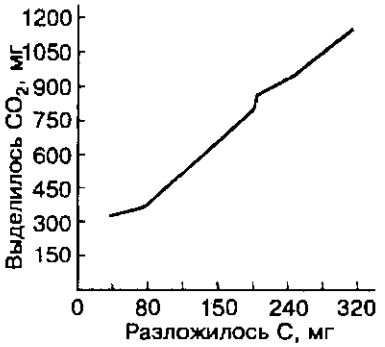


Рис. 5.1. Зависимость продуцируемого углекислого газа (CO_2) от количества разложившегося органического вещества (*по Б.П.Макарову, 1988*)

Кроме метана биохимическим путем (в основном при бактериальном разложении органических веществ и реже при восстановлении минеральных солей) образуются углекислый газ (CO_2), а также сероводород (H_2S) и водород (H_2). При этом наибольшее значение среди биохимических газов имеет CO_2. Так, количество его в почвенном воздухе составляет от 0,2 до 2% (по объему). Он возникает в результате сложных процессов бактериального окисления и разложения органического вещества почв. Исследования показали, что между количеством разложившегося органического вещества и объемом выделяемого CO_2 существует прямая связь (рис. 5.1).

Содержание биогенных газов в грунтах зависит от многих факторов, главными из которых являются количество органического вещества в грунте и скорость его разложения, температура и физико-химические условия среды. Кроме того, биогенные газы в зоне аэрации взаимодействуют с атмосферным воздухом, особенно в верхних горизонтах почв и горных пород. При этом часть продуцируемых биогазов может улетучиваться в атмосферу. Интенсивность этого процесса определяется газопроницаемостью данного грунта, определяющей скорость газообмена.

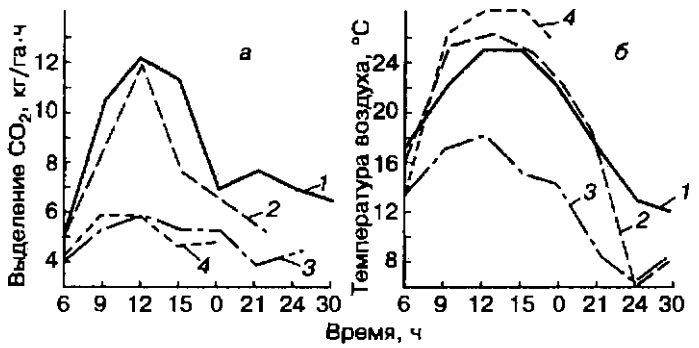


Рис.5.2. Взаимосвязь суточного хода газовыделения (*а*) и температуры (*б*) в торфяных (*1—3*) и дерново-подзолистой (*4*) почвах (*по Б.Н.Макарову, 1988*)

Количество CO_2 в порах почв и пород зоны аэрации не постоянно даже в течение суток (рис. 5.2). Это обусловлено изменением суточной активности микроорганизмов, продуцирующих газы, которая в свою очередь зависит от

[2] Термиты - отряд общественных насекомых с неполным превращением, близких к таракановым, насчитывающий около 2600 видов и распространенных преимущественно в тропических районах. В их кишечнике развиваются симбиотические простейшие, благодаря ферментам которых термиты усваивают древесную клетчатку, выделяя метан. Размеры некоторых термитников (подземных и наземных) достигают 15 м (см. гл.6).

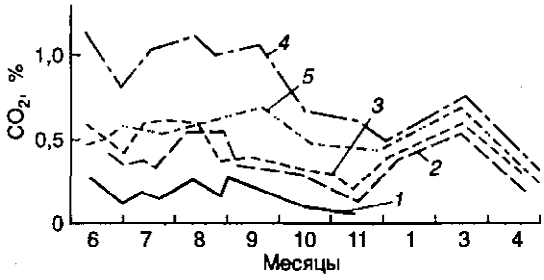


Рис. 5.3. Изменение концентрации CO_2 в порах дерново-подзолистой почвы по сезонам года на глубине (*по Б.Н.Макарову, 1988*) :
1 — 15 см; *2* — 50 см; *3* — 1 м; *4* — 2 м; *5* — 3 м

суточного хода температуры и изменения физико-химических условий среды, влияющих на скорость диффузии продуцируемого CO_2 в атмосферу.

Количество биогенного углекислого газа в почвах и нижезалегающих почвообразующих породах не постоянно по глубине. Исследования, проведенные Б.Н.Макаровым (1988) в почвах разных генетических типов, показали, что с глубиной содержание CO_2 закономерно увеличивается, причем эта тенденция сохраняется в течение всего года (рис. 5.3).

Присутствие CH_4 и H_2 в грунтах свидетельствует о том, что, несмотря на окислительную обстановку, в них идут и восстановительные бактериальные процессы. Однако интенсивность их невелика, в связи с чем содержание CH_4 и H_2 обычно не превышает 10^{-4}—10^{-3}%. В результате газообмена все газообразные вещества, формирующиеся в почве и залегающих ниже грунтах, также попадают в атмосферу; при этом CH_4 и H_2 окисляются.

ГАЗЫ ТЕХНОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Источниками возникновения техногенных газов в грунтах являются различные виды хозяйственной деятельности человека. Наибольшее количество техногенных газов образуется на урбанизированных территориях. Города занимают первое место по количеству видов образующихся газообразных компонентов как неорганических, так и органических, и кроме того, источниками техногенных газов являются промышленное производство, выбросы предприятий химической и нефтехимической промышленности, коммунальное и сельское хозяйство. Большинство этих газов выделяется в атмосферу; однако значительная их часть попадает и в грунты зоны аэрации при наличии газообмена. В таких грунтах на городских территориях содержится широкий спектр органических газов в ряду от метилпропана и бутана до триметилбензола и ундекана. Наиболее опасны долгоживущие газообразные загрязнители грунтов типа диоксинов, являющихся экотоксикантами.

Существенным источником формирования техногенных газов в грунтах являются городские свалки коммунальных отходов. Наибольшее количество газов попадает в грунты в районах захороненных свалок, в которых из-за разложения органических компонентов длительное время продолжается *газогенерация*. В процессе газогенерации состав выделяемых газов в различные периоды изменяется (рис.5.4). Захороненные отходы выделяют в окружающие толщи серосодержащие газообразные соединения (метилмеркаптан, диметилсульфид, диметилдисульфид, сероуглерод и др.), ароматические и непредельные углеводороды, *терпены, спирты* и *карбонильные соединения*, а в наибольших количествах *метан*. Подсчитано, что 1 т захороненных отходов

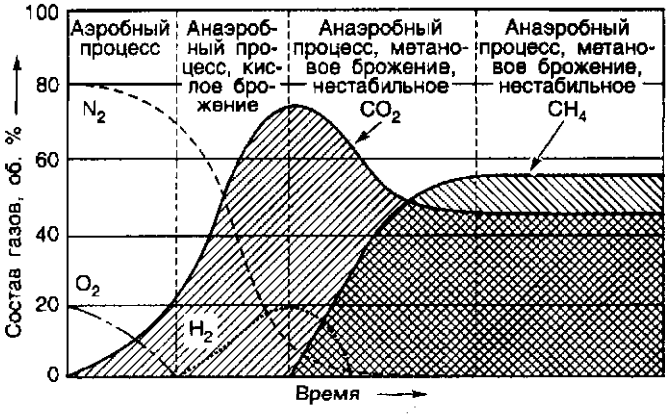


Рис. 5.4. Изменение во времени состава и количества газов в грунтах, выделяемых в ходе газогенерации на свалке (*по О.Табасарану, 1982*)

в течение 25 лет выделяет 25—30 м³ метана, причем 70% этого количества выделяется в первые 10 лет (Зеленин, 1998). В развитых странах на свалки вывозится примерно 1,8 кг мусора в день в расчете на одного человека, в России 0,6 кг. Примерно 10% этой массы может перерабатываться в метан.

Значительное количество метана образуется при сельскохозяйственной деятельности, особенно при выращивании риса. При этом одна его часть аккумулируется в иле, а другая выделяется в атмосферу. Большой поток метана от рисовых полей обусловлен резким ускорением транспорта метана внутри полостей в стеблях риса, так как диффузия метана происходит в воздушной среде, а не в воде. Поток метана с рисовых полей достигает в среднем 2,3 мг/(м²·ч).

Кроме органических газов, радон также имеет техногенное происхождение. Он может генерироваться строительными материалами при больших содержаниях в них урана и тория и проникать в грунты.

По *химическому составу* все газы в грунтах делятся на три основные группы по преобладающему компоненту: 1) углеводородные, 2) азотные, 3) углекислотные. «Чистые» газы в грунтах практически никогда не встречаются: из-за способности газов легко смешиваться друг с другом они чаще всего в грунтах представляют собой газовые смеси сложного состава.

5.2. Показатели содержания газов в грунтах

Содержание газов в грунте оценивается его *газоносностью* и *воздухоемкостью. Газоносностью* называется общее количество свободных и адсорбированных газов, содержащихся в единице массы или объема грунта в природных условиях. Она зависит от многих факторов, пористости и сорбционной способности грунта, а также от вида газа. Например, 1 см³ угля при нормальных условиях может сорбировать 7—8 см³ метана или до 18 см³ углекислого газа. Помимо литолого-петрографических особенностей грунта газоносность зависит от внешнего давления: с повышением давления газоносность пород возрастает. Поэтому с глубиной газоносность увеличивается: например, на угольных месторождениях на глубине 300 м в зоне дегазации горных пород и газового выветривания она невелика, а в зоне распространения каменных углей и антрацита — наибольшая (до 40 м³/т). В соответствии с этим выделяют два показателя: объемную и массовую газоносность.

Объемная газоносность (Γ_v) характеризует общее содержание свободных и адсорбированных газов в единице объема грунта (V) и численно равна объему газа, содержащемуся в 1 см^3 грунта при данных условиях (давлении)[3]:

$$\Gamma_v = V_г/V,$$

где $V_г$ — объем газа, содержащегося в грунте; V — объем грунта. Величина Γ_v измеряется в см^3/см^3 или м^3/м^3.

Массовая газоносность (Γ_m) характеризует общее содержание свободных и адсорбированных газов в единице массы грунта (m) и численно равна объему газа, содержащемуся в 1 г грунта при данных условиях (давлении):

$$\Gamma_m = V_г/m,$$

где $V_г$ — объем газа, содержащегося в грунте; m — масса грунта. Величина Γ_m измеряется в см^3/г или м^3/т.

Газосодержание грунта (Γ) характеризует относительный объем газа, содержащийся в порах грунта. Оно численно равно отношению объема газа занимаемого в порах грунта к объему всего грунта

$$\Gamma = (V_г/V)\cdot 100,$$

где $V_г$ — объем газа, занимаемый в порах грунта; V — объем грунта. Величина Γ измеряется в %, она зависит от влажности и меняется от нуля (при отсутствии газов и полном водонасыщении) до величины, соответствующей пористости данного грунта (при полном заполнении пор воздухом).

Величина максимального газосодержания данного грунта, соответствующая его пористости и определяемая при полном заполнении всех пор газом (отсутствии влаги), называется воздухоемкостью грунта (В) и измеряется, как и пористость, в %. Численно величина воздухоемкости равна пористости грунта.

Подобно тому, как для оценки степени заполнения пор водой служит коэффициент (степень) влажности $S_г$, так и для оценки степени заполнения пор газом используют *коэффициент воздухосодержания* или *аэрации* ($G_г$), который равен отношению объема газа в порах ($V_г$) к общему объему пор ($V_п$) грунта

$$G_г = V_г/V_п.$$

Эта величина измеряется в долях единицы и меняется в пределах от 0 (при отсутствии газа в порах) до 1 (при полном насыщении пор газом). Если в порах кроме воздуха содержится и вода, то коэффициент аэрации рассчитывают через степень влажности грунта по формуле: $G_г = 1 - S_г$.

5.3. Состояние газов в грунтах

Сопоставление количества газов, сосредоточенных в месторождениях нефти, газа, угля и рассеянных в породах, показывает, что основная масса

[3] Газы занимают весь предоставленный им объем и для измерения объема данного количества газа при нормальных условиях (температуре 20°С и давлении 1 атм) необходимо измерить тот объем, который он займет в замкнутом сосуде, чтобы его давление соответствовало 1 атм.

газов присутствует в осадочных породах в рассеянном состоянии (растворена в воде и нефти, сорбирована породами). Газы в порах грунтов могут находиться в свободном, адсорбированном и защемленном состоянии; они могут присутствовать в воде, заполняющей поры, в виде мелких пузырьков или в растворенном состоянии.

Свободные газы содержатся в сообщающихся порах грунта, т.е. их количество зависит от открытой пористости грунта и степени его водонасыщения S_r. Исследования показывают, что свободный воздух может находиться в грунтах лишь при небольшой степени влажности — при $S_r < 0{,}5$—$0{,}6$. При увеличении S_r до 0,8—0,9 свободные газы постепенно защемляются в порах капиллярной водой и переходят в категорию защемленных.

Свободные газы в грунтах зоны аэрации находятся под атмосферным давлением, а в грунтах, отделенных от атмосферы малопроницаемыми породами (например, глинистыми экранами), они могут находится под высоким давлением, вплоть до образования сжиженных газов. Давление в свободном газе определяется законом Клапейрона—Менделеева.

Адсорбированные газы удерживаются на поверхности грунтовых частиц под воздействием молекулярных сил притяжения. Благодаря этим силам в сухом грунте на поверхности частиц образуются полимолекулярные газовые «пленки», нижние слои которых находятся под давлением в несколько десятков или даже сотен мегапаскалей; верхние слои менее прочно связаны с грунтовыми частицами (испытываемое ими давление близко к атмосферному). Количество адсорбированных газов в грунтах зависит от их минерального состава, присутствия гумуса и других органических веществ, от дисперсности и величины пористости грунтов. Значительной адсорбционной способностью обладают окиси железа и органические вещества. Обычно содержание адсорбированных газов в почвах подзолистой полосы колеблется от 2 до 7 $см^3$ на 100 г почвы, а для чернозема в пределах 8—15 $см^3$ на 100 г почвы. С ростом дисперсности грунта количество адсорбированных газов в нем увеличивается. Для кварцевого мелкозернистого песка содержание адсорбированных газов было меньше 1 $см^3$ на 100 г, т. е. в несколько раз меньше его обычного содержания в почвах.

Интенсивность адсорбции элементов, составляющих газовую компоненту, на поверхности минеральных частиц меняется в ряду: $CO_2 > N_2 > O_2 > H_2$. Поэтому адсорбированные газы по составу отличаются от газов, находящихся в свободном состоянии.

При увлажнении грунта происходит вытеснение адсорбированных газов водной пленкой. По данным П.Ф.Мельникова (1960), у лёссовидного суглинка и глинистых грунтов количество адсорбированных газов с увеличением влажности уменьшается. Природные влажные грунты не содержат адсорбированных газов. Наибольшее количество адсорбированных газов содержится в абсолютно сухих грунтах; при влажности свыше максимальной гигроскопичности, т.е. при максимальном содержании в них связанной воды, адсорбированные газы в грунте также отсутствуют.

В том случае, когда увлажнение связано с капиллярным поднятием воды, вытесняемые из открытых пор газы свободно уходят в атмосферу. При одновременном избыточном увлажнении грунта снизу и сверху на отдельных его участках газы могут оказаться в замкнутом состоянии. В этом случае их называют защемленными газами, или защемленным воздухом, если это про-

Таблица 5.2

Коэффициенты Генри (*H*) для некоторых газов при 25°С

Газ	*H*, моль/л·атм	Газ	*H*, моль/л·атм
O_3	$9{,}4\cdot10^{-3}$	H_2S	$9{,}9\cdot10^{-2}$
O_2	$1{,}6\cdot10^{-3}$	SO_2	1,23
NO	$1{,}9\cdot10^{-3}$	H_2O_2	$1\cdot10^{5}$
NO_2	$7\cdot10^{-3}$	HO_2	$1\cdot10^{5}$
HNO_2	48,6	HCl	2,0
HNO_3	$2{,}1\cdot10^{5}$	CH_2O	30
NH_3	57,9		

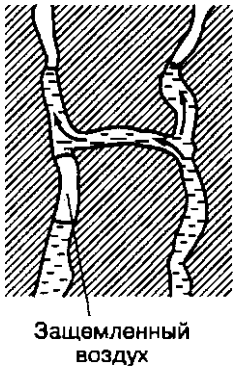


Рис. 5.5. Положение защемленных газов в порах грунта

исходит в поверхностной части земной коры. Защемленные газы могут занимать значительные участки внутри грунта или находиться только в небольших количествах в тончайших микропорах (рис. 5.5).

В отличие от адсорбированных максимальное количество защемленных газов образуется при какой-то оптимальной влажности грунта. В опытах П.Ф. Мельникова (1960) глинистые и лёссовидные грунты, испытавшие одинаковое уплотнение, при небольшой влажности содержали наименьшие объемы защемленных газов. Например, при влажности суглинка в 6—10% количество защемленных газов было 1—1,5% от объема образца. С увеличением влажности до 25—30% объем защемленных газов увеличился до 5—6% от объема образца или до 12—16% от объема пор. С дальнейшим увеличением влажности количество защемленных газов уменьшается. При полном заполнении пор водой и при нулевой влажности защемленных газов в грунте не содержится. Защемленные газы могут занимать в глинистых грунтах до 20—25% от объема пор.

Давление в пузырьках защемленного воздуха зависит от поверхностного натяжения воды на контакте с воздухом в пузырьках. Оно превышает давление в окружающей капиллярной воде на величину капиллярного давления, определяемого уравнением Лапласа: $P_{кап} = 2\sigma/r$, где σ — коэффициент поверхностного натяжения воды; r — радиус пузырька защемленного воздуха. Следовательно, если гидростатическое давление в рассматриваемой точке грунта от столба воды над ней равно $P_г$, то давление в пузырьке защемленного газа ($P_{защ}$) составит

$$P_{защ} = P_г + P_{кап} = P_г + 2\sigma/r.$$

Растворенные газы образуются за счет растворения в поровом растворе. При этом в зависимости от состава газа и растворителя могут формироваться поровые растворы, обусловливающие их различную химическую агрессивность, например углекислотную (при растворении CO_2 в воде), сернокислую и др. (см. гл. 4 и 10).

Согласно закону Генри, отношение мольного объема растворенного газа к объему жидкости при данной температуре и давлении — величина постоянная, называемая коэффициентом растворимости, или коэффициентом Генри. Значения коэффициентов Генри для некоторых газов в воде показаны в табл. 5.2. В то же время следует иметь в виду, что многие газы (например, HNO_2, NH_3, CH_2O, SO_2 и др.) могут обладать повышенной растворимостью за счет образования в растворе других химических форм.

Таблица 5.3

Состояние газов в грунтах криолитозоны

(по Е.М.Чувилину, Е.В.Перловой, 1999)

КЛАСС по форме нахождения	ТИП по среде существования	ВИД по условиям формирования	Характеристика	
			объемы газов	специфика газопроявления
Растворенный	В пленочной воде	Лимитируется растворимостью газа при заданных условиях	До нескольких десятков процентов от объема поровой воды	Газ практически не фиксируется
	В капиллярной воде			
Адсорбированный	На поверхности органо-минерального скелета и льда	Образуется при превышении растворимости газа в заданных условиях	Несколько процентов от объема породы	Газ может фиксироваться при оттаивании образцов в воде
Свободный	В поровом пространстве, не занятом льдом и незамерзшей водой	Существует до промерзания и дополняется при замерзании порового раствора	Определяется объемом свободной пористости и давлением	Газ выделяется при оттаивании образца в воде
	В подземных льдах и ледяных включениях	Выделяется в отдельную фазу при замерзании порового раствора		
	В поровом растворе охлажденных пород	Существует до охлаждения и дополняется при изменении заданных условий		
Газовый гидрат	В поровом пространстве мерзлых пород	Образуется во влажных газосодержащих породах при достижении термобарических условий гидратообразования	Превышает объем пористости на 1—3 порядка	Интенсивные газопроявления наблюдаются при растеплении и оттаивании пород

На образование растворенных газов существенно влияет температура и давление: с увеличением давления растворимость большинства газов возрастает, поэтому их количество в земной коре увеличивается с глубиной. Но по мере нагревания воды количество растворенного воздуха в ней уменьшается.

Состояние газов в грунтах криолитозоны отличается от аналогичных талых или немерзлых грунтов (см. табл. 5.3). Это обусловлено особенностями и характером термодинамического равновесия газов, незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах. Газы способны растворяться во льду, хотя не так интенсивно, как в воде. Так, растворимость метана во льду ниже растворимости в воде на 2—3 порядка. В мерзлых грунтах, как отмечалось в гл.3, возможно образование газовых гидратов, в пределах которых аккумулируется наибольшее количество газа.

5.4. Влияние газов на свойства грунтов

Газы в любом состоянии оказывают влияние на различные свойства грунтов. Поскольку физические характеристики газов резко отличны от аналогичных параметров твердой и жидкой части грунта, то наиболее существенно от

газосодержания зависят физические характеристики грунтов — их плотность, теплофизические параметры (теплоемкость, теплопроводность и др.), проницаемость, а также физико-механические свойства. На изменение физических, физико-химических и физико-механических характеристик грунтов влияет содержание как адсорбированных, так и свободных и защемленных газов. При этом, чем больше газов в грунте, тем более различаются их свойства.

Защемленные газы в порах грунта часто находятся под давлением ($P_г$), создаваемым разными причинами, например движением фронта промерзания, фазовыми переходами в промерзающей породе (кристаллизационным давлением), капиллярной пропиткой толщи, увеличением гидростатического давления, увеличением температуры и др. В состоянии равновесия это давление равно давлению в жидкой фазе $P_в$, контактирующей с газом и обусловливающей так называемое поровое давление ($P_п$): $P_г = P_в = P_п$. Величина порового давления влияет на многие физико-механические свойства грунтов, в частности на их прочность и сжимаемость под нагрузкой. Сжимаясь, пузырьки защемленных газов уменьшают свой объем, и при определенном соотношении диаметра и размера пор они могут перейти из защемленного в свободное состояние. Это может сопровождаться резким прорывом газов из пор грунта и сбросом порового давления. Подобное явление может вызывать разрушение земляных насыпей, дамб, откосов дорог и т.п.

С повышенным давлением газов в горных породах связаны и так называемые *газодинамические явления*, имеющие большое значение для горной промышленности. К ним относятся внезапно и быстро протекающие разрушения газоносных пластов угля, руд и горных пород в призабойных частях подготовительных и очистительных выработок, сопровождающиеся повышенным выделением газа и перемещением или выбросом разрушенных масс горных пород.

Кроме того, сжимаемость порового защемленного газа может придавать грунту своеобразные демпфирующие свойства при действии на грунт внешнего давления. При этом с увеличением давления грунт будет сжиматься и уменьшаться в объеме, а при сбросе давления грунт будет расширяться, восстанавливая свой объем. Сжимаемость защемленных газов в грунтах может обусловливать и длительную осадку сооружений.

Газы, содержащиеся в грунтах, определяют *газообильность горных выработок*, под которой понимается объем поступающего в выработку газа за единицу времени (абсолютная газообильность горной выработки) или объем выделяемого газа, отнесенный к массе или объему разрабатываемых горных пород, угля или руды (относительная газообильность). По газовому режиму горные выработки подразделяют на шесть категорий. Так, угольные шахты по содержанию метана в воздухе подразделяются на категории I, II и III при содержании метана соответственно до 5, 5—10 и 10—15 м^3/т; IV — (сверхкатегорийные) — более 15 м^3/т или с суфлярным выделением газа; V — опасные или угрожаемые по внезапным выбросам угля или газа; VI — шахты с выбросами породы и с выделением метана.

Растворенные в поровом растворе газы в зависимости от состава формируют ту или иную химическую агрессивность (см. гл. 4 и 10). Известно, что развитие процесса карстообразования в карбонатных породах резко усиливается при увеличении содержания в поровой воде растворенного углекислого газа. Растворенный газ диссоциирует с образованием угольной кислоты,

которая в свою очередь вступает в химическую реакцию с кальцитом с образованием легкорастворимого бикарбоната кальция:

$$CO_2 + H_2O \Leftrightarrow H_2CO_3;$$
$$H_2CO_3 + CaCO_3 \Rightarrow Ca(HCO_3)_2.$$

При этом растворимость CO_2 в воде намного выше растворимости других газов, таких, как метан, кислород и азот. Сероводород образует с водой слабую сероводородную кислоту.

При понижении давления в поровой воде в ней начинают выделяться пузырьки растворенных газов. Аналогичное явление часто возникает при подъеме с глубины водонасыщенных образцов пород при бурении скважин: из-за разницы в них пластового и атмосферного давления начинают бурно выделяться пузырьки растворенных газов. Выделение растворенных и защемленных газов сопровождается разупрочнением грунта и расслаблением его структурных связей.

Литература

Виноградов А.П. Газовый режим Земли//Химия земной коры. Т.2. М., 1964. С. 11–18.

Зеленин К.Н. Органические вещества атмосферы//Соросовский образовательный журнал. 1998. № 4. С. 39–44.

Макаров Б.Н. Газовый режим почвы. М.: Агропромиздат, 1988. 104 с.

Перлова Е.В. Особенности газосодержания многолетнемерзлых пород на примере северо-западной части п-ва Ямал: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2001. 26 с.

Соколов В.А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 336 с.

Титов В.К. Радон в почвах и зданиях. Л.: Рудгеофизика, 1991. 164 с.

Уткин В.И. Газовое дыхание Земли//Соросовский образовательный журнал. 1997. № 1. С. 57–64.

ГЛАВА 6

Биотическая составляющая грунтов

К биотической составляющей грунтов относятся различные живые организмы, для которых грунты служат временной или постоянной средой обитания. Область существования живых организмов в пределах литосферы называется *литобиосферой*, которая является частью *биосферы* Земли. Верхняя граница литобиосферы — это дневная поверхность земли, а нижняя определяется глубиной проникновения жизни в горные породы. Следы жизни обнаруживаются в керне пород, поднятом из скважин с глубины около 800 м; по разломам, трещинам, глубоким кавернам и пещерам организмы могут проникать вглубь на многие сотни метров. В подземных водах микроорганизмы обнаружены на глубине в несколько километров. В процессе хозяйственной деятельности человек создает глубокие и сверхглубокие шахты (глубиной 1—4 км), а также бурит скважины, из которых сверхглубокие достигли глубины более 12 км, что позволяет живым организмам распространяться и на эти глубины.

6.1. Видовой состав живых организмов в грунтах

Биотическая составляющая в грунтах, как и в биосфере в целом, весьма многообразна по видовому составу. В грунтоведении биоту условно делят на микроорганизмы (невидимые невооруженным глазом) и макроорганизмы. Их инженерно-геологическая роль в грунтах, количественное и массовое содержание различны. В грунтах обитают представители практически всех основных таксономических рангов системы органического мира — от одноклеточных организмов до млекопитающих.

СОСТАВ МИКРООРГАНИЗМОВ В ГРУНТАХ

Микроорганизмы составляют наиболее примитивные и древнейшие живые существа на Земле. К ним относятся доядерные[1] организмы, объединяемые в надцарство прокариотов (*Procaryota*), а также наиболее простые формы ядерных организмов надцарства эукариотов (*Eucaryota*). Из прокариотов в грунтах присутствуют такие микроорганизмы, как *бактерии* (подцарство *Bacteriobionta*) и *цианеи* или *цианобактерии* (подцарство *Cyanobionta*), включая синезеленые водоросли; из эукариотов — *низшие растения* (подцарство *Thallobionta*), куда входят низшие почвенные водоросли (без синезеленых); *низшие грибы* (подцарство *Myxobionta*) и из царства животных (*Animalia*) — *простейшие* одноклеточные (подцарство *Protozoa*).

Бактерии (*Bacteroibionta*) в грунтах могут иметь гетеротрофное или автотрофное (обычно хемотрофное) питание. К ним относятся истинные бактерии, актиномицеты, миксобактерии, спирохеты, микоплазмы[2] и др. Формы бактерий разнообразны: от шаровидной (кокки), до вытянутой, нитчатой и спиральной (рис. 6.1). Форма бактерий — важнейший признак для выяснения их систематического положения.

Среди бактерий выделяют различные классы и порядки, в частности *эубактерии* (*Eubacteriales*) — одноклеточные кокки, палочки и спирально извитые формы, спирохеты и др.; *трихобактерии* (*Trichobacteriales*) — многоклеточные нитчатой формы бактерии с поперечными перегородками; *железобактерии* (*Ferribacteriales*) — железоокисляющие и железовосстанавливающие, одноклеточные не нитчатые автотрофные бактерии; *тиобактерии*, или *серобактерии* (*Thiobacteriales*) — одноклеточные автотрофные серобактерии, а также сульфатвосстанавливающие, метанотрофные бактерии и др.

К серобактериям относятся микроорганизмы, окисляющие восстановленные соединения серы. Среди них выделяют фотосинтезирующие пурпурные и зеленые бактерии, окисляющие сероводород на свету; *тионовые бактерии* — мелкие псевдомонады рода *Thiobacillus*, а также собственно *серобактерии* — бесцветные микроорганизмы, в клетках которых содержатся включения кристаллической серы (рис. 6.2).

---

[1] Доядерные, т.е. клетки которых лишены настоящего ядра с ядерной мембраной, а генетический материал сосредоточен в так называемом нуклеоиде. У ядерных организмов (эукариот) клетки имеют настоящее ядро, а генетический материал ядра заключен в хромосомах, в которых ДНК связана с белками и РНК.

[2] Систематика бактерий окончательно еще не разработана, а бактерии в грунтах изучены слабо.

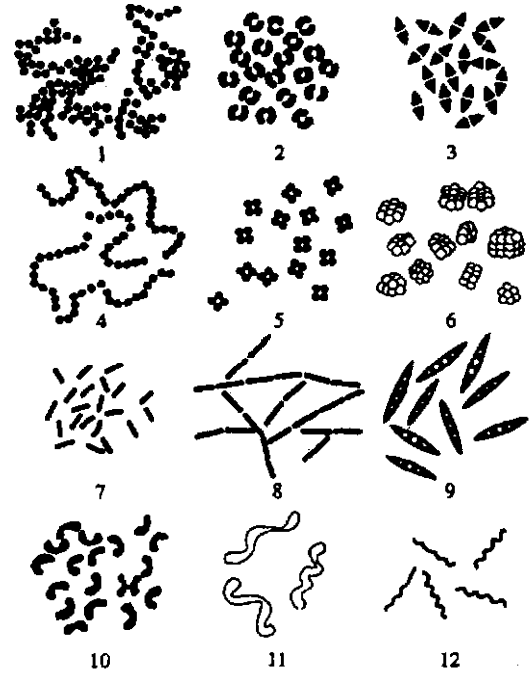


Рис. 6.1. Основные формы различных бактерий:

1—6 — шаровидные: *1* — стафилококки; *2, 3* — диплококки; *4* — стрептококки; *5* — тетракокки; *6* — сарцины; *7—9* различные виды палочек: *10—12* - спиралевидные формы: *10* — вибрионы; *11, 12* — спириллы

Кроме специфической формы многие бактерии окрашены в специфические цвета. Например, хромобактерии (*Chromobacterium violaceum*) фиолетового цвета (рис. 6.3).

Размеры бактерий меняются в широких пределах. Сравнительно большой размер имеет *азотобактер* длиной 3—5 микрон (рис. 6.4, *а*). Эти бактерии широко распространены в почвах, особенно в известковистых, и связывают атмосферный азот. Бактерия *клостридиум* также способна связывать азот, распространена как в кислых, так и известковистых почвах (рис. 6.4, *б*). Однако в отличие от азотобактера она живет в анаэробных условиях, т.е. без доступа атмосферного воздуха.

Общее расчетное число видов бактерий на Земле достигает 40 тыс., но из них пока известно около 12%.

Цианобактерии (***Cyanobionta***) — прокариоты, характеризующиеся автотрофным питанием (фотосинетическим), при фотосинтезе они выделяют молекулярный кислород. К ним относятся широко распространенные в почвах и нижезалегающих породах *синезеленые водоросли* (отдел *Cyanophyta*), среди ко-

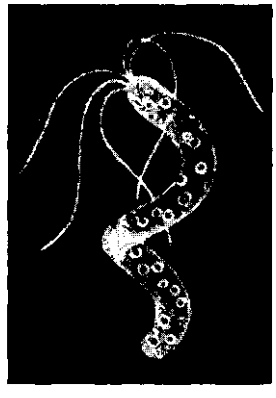


Рис. 6.2. Серобактерия при большом увеличении, в теле которой видны кристаллики серы (*по М.И.Гольдину, 1960*)

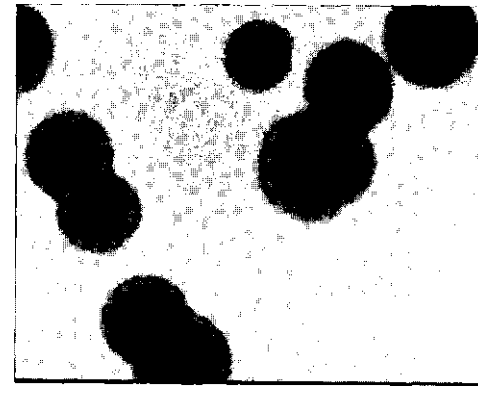


Рис. 6.3. Хромобактерии (*Chromobacterium violaceum*), выделенные из грунта

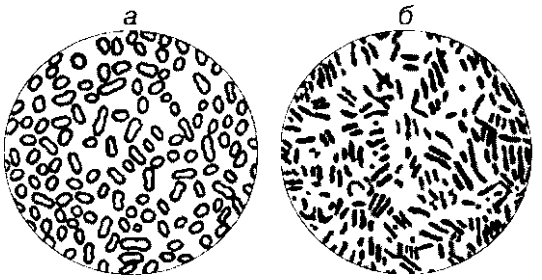


Рис. 6.4. Азотобактер (*а*) и клостридиум (*б*) под микроскопом (*по П.А.Генкель, 1960*)

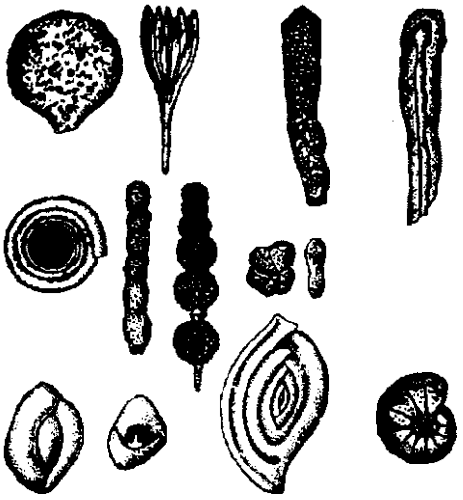


Рис. 6.5. Раковинки некоторых почвенных фораминифер (*по М.С.Гилярову, Д.А.Криволуцкому, 1995*)

торых наиболее развиты виды родов *Anabaena, Cylindrospermum, Oscillatoria, Pseudanabaena* и др.

Кроме синезеленых водорослей в грунтах часто встречаются другие **низшие водоросли**, относящиеся уже к эукариотам. Они представляют совокупность нескольких обособленных низших автотрофных организмов, относящихся к трем отделам: *зеленые* (*Chlorophyta*), *желтозеленые* (*Xanthophyta*) и *диатомовые* (*Bacillariophyta*) водоросли. Диатомовые водоросли (*Bacillariophyta*) размером от 4 до 500 мкм, редко достигают 2000 мкм. В этом типе насчитывается свыше 200 родов и более 8000 видов.

Общее расчетное число видов водорослей на Земле достигает около 60 тыс., но описано пока около 67%.

Низшие грибы (подцарство *Myxobionta*) среди микроорганизмов в грунтах представлены различными споровыми слизистыми формами с абсорбтивным питанием. Чаще всего это формы, прикрепленные к твердой фазе грунта. К низшим грибам относятся *дрожжи,* или *сахаромицеты* (*Sacharomycetales*) — одноклеточные организмы, питающиеся сахаристыми веществами.

Из царства **животных** (*Animalia*) микроорганизмы в грунтах представлены **простейшими** (подцарство *Protozoa*), состоящими из одной клетки или колоний. Расчетное число видов простейших на Земле составляет около 100 тыс., из них пока известно около одной трети, т.е. 31%.

Из простейших в почвах и других грунтах наиболее широко распространены *корненожки, жгутиконосцы* и *инфузории*. Своеобразную группу корненожек образуют *фораминиферы* (рис. 6.5), обитающие в почвах. Некоторые виды фораминифер были обнаружены зоологом А.Л.Бродским в грунтовых соленых водах пустынь Средней Азии. Эти организмы дальние родственника морских фораминифер, приспособились к жизни в глубоких горизонтах засоленных песков.

СОСТАВ МАКРООРГАНИЗМОВ В ГРУНТАХ

К макроорганизмам, существующим в грунтах, относятся различные (главным образом высшие) растения (*Embryobionta*), грибы (*Mycobionta*) и многоклеточные животные (*Metazoa*). Общим для всех макроорганизмов является то, что грунты для них — временная или постоянная среда обитания.

Число видов высших ***растений*** на Земле составляет около 270 тыс., подавляющая их часть ведет прикрепленный образ жизни, и субстратом для них являются почвы или иные грунты. На территории бывшего СССР распространено более 20 тыс. видов растений, из которых менее 2000 видов — деревья и кустарники, а около 18 тыс. видов — травянистые растения.

Среди макробиотических составляющих грунтов (включая почвы) огромная роль принадлежит ***грибам*** (*Mycobionta*) — гетеротрофным эукариотным организмам, питающимся осмотрофно[3] и сочетающим в себе признаки растений и животных. Среди различных экологических групп грибов с инженерно-геологической точки зрения наиболее важны почвенные грибы. Наряду с бактериями, грибы — редуценты, разлагающие сложные органические соединения до более простых.

Грибы характеризуются на Земле наибольшим видовым разнообразием. Число их видов составляет около 1,5 млн, однако описано пока около 5% видов грибов, при этом подавляющая их часть обитает в почвах и других грунтах.

Животные (*Zoa*), обитающие в грунтах, представлены как беспозвоночными, так и позвоночными формами. Современная зоология насчитывает 72 класса животных, объединенных в 23 типа. Из них почвенные формы имеются в 19 классах из 10 типов, т.е. почти в четверти известных форм.

Среди беспозвоночных в почвах и других грунтах широко распространены так называемые *первичноротые* — червеобразные, моллюски и членистоногие, включая насекомых.

Нематоды (*Nematoda*) — низшие ***круглые черви***, свободноживущие формы которых характеризуются мелкими размерами и обитают практически во всех почвах, в илах и других грунтах. Их количество может превышать 1 млн особей на 1 м^2 грунта. Общее число видов нематод составляет около 500 тыс., но лишь 3% из них известно науке. Среди почвенных нематод много фитопаразитов и хищников, питающихся простейшими и более мелкими нематодами. Установлено, что нематоды ежедневно могут поедать такое количество бактерий, которое превосходит их собственную массу в 10 раз. К низшим же червям относятся и *немертины* (*Nemertini*), среди которых насчитывается около 1000 видов. Их свободноживущие формы также обитают в илах и почвах.

Среди других беспозвоночных огромная роль в почвах принадлежит *кольчатым червям* (*Annelides*). В этот тип объединяется класс *щетинконогих червей* (*Chaetopoda*), внутри которого выделено несколько подклассов. К мелким кольчатым червям относятся энхитреиды длиной до 10—25 мм и обитающие в кислых почвах. В подклассе малощетинковых червей (*Oligochaeta*) наиболее известны *дождевые черви*, относящиеся к нескольким родам (*Lumbricus, Allobophora, Eisenia* и др.) (рис. 6.6). Роль дождевых червей в формировании почв огромна. Изучение этого вопроса впервые обстоятельно провел Ч.Дарвин, посвятивший ему монографию.

Многочисленные представители другого подкласса — *многощетинковые черви* (*Polychaeta*) обитают в основном в морских, океанических или пресноводных илах в водной среде. Они играют существенную роль в процессах диагенеза субаквальных отложений.

---

[3] Осмотрофно (от слова «осмос») – осмотическим путем, за счет процесса осмоса.

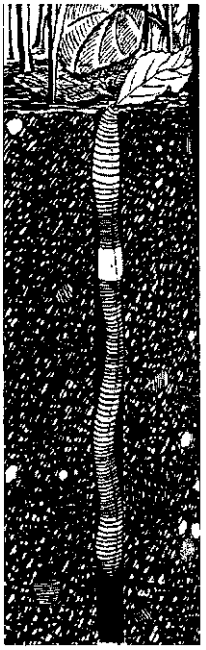


Рис. 6.6. Дождевой червь

Рис. 6.7. Земляной южный паук (*Nemesia meridionalis*) и система его нор в почве или песчаном грунте

Из ***моллюсков*** **(*Mollusca*),** среди которых наситывается около 100 тыс. видов, в грунтах распространены лишь брюхоногие и двустворчатые — типичные обитатели пресноводных и морских илов.

Членистоногие животные широко распространены в различных типах почв, илов и иных грунтов. К таковым относятся *ракообразные* (*Crustacea*), *паукообразные* (*Arachnoidea*), *многоножки* (*Myriopoda*), *кивсяки* (*Juloidea*), *бокодышащие* (*Pleurostigmophora*) и *насекомые* (*Insecta*).

Среди *ракообразных* известно около 20 тыс. видов, многие из них — обитатели донных илов. Известны крабы, играющие заметную роль в почвообразовании на коралловых островах. *Паукообразные* объединяют около 35 тыс. видов, практически все они сухопутные, а значительная их часть связана с почвами и другими грунтами, для которых они служат укрытием или средой обитания. Многие паукообразные, особенно из семейства *атипидов* (*Atypidae*), устраивают глубокие норы, которые они выкапывают в песчаных грунтах или почвах (рис. 6.7). У паука южного землекопа (*Nemesia meridionalis*) глубина нор доходит до 30—40 см; а у землекопа Соважа (*Nemesia sauvagei*) глубина нор достигает до 50—60 см.

К паукообразным относятся и *почвенные клещи*, среди которых известно около 1500 видов, особенно многочисленны в почвах панцирные клещи — орибатиды. В таежной зоне биомасса почвенных панцирных клещей (орибатид) превышает биомассу птиц и млекопитающих (рис.6.8).

Многоножки — один из немногих классов животных, все представители которого обитают только в почвах. Число видов многоножек не очень велико, но количество их особей чрезвычайно большое во всех природно-климатических зонах Земли. У нас они встречаются практически повсеместно (рис. 6.9).

Кивсяки — типичные обитатели почвы, особенно богатой гумусом и гниющими растительными остатками (рис. 6.10).

Среди *насекомых* (*Insecta*), обитающих или развивающихся в грунтах, необходимо отметить мельчайших *ногохвосток* или *коллембол* (*Collembola*), в большом количестве встречающихся в почве, размер которых не превышает 1 мм (рис. 6.11). Они относятся к бескрылым низшим насекомым и встречаются практически повсеместно.

Рис. 6.8. Некоторые представители почвенных панцирных клещей — орибатид (*по М.С.Гиляровy, Д.А.Криволуцкому, 1995*)

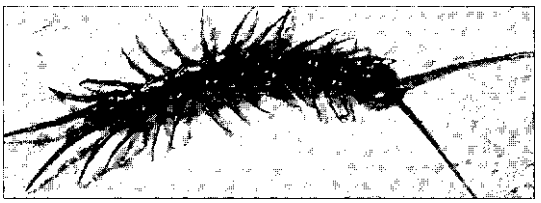


Рис. 6.9. Многоножка костянка (*Lithobius forficatus*) длиной до 3 см, обитающая в почве и других грунтах

Коллемболы широко распространены в почвах и зоне вечной мерзлоты, особенно в сибирской тайге. Среди них описаны виды, обитающие лишь в верхнем слое почвы, и виды, обитающие в глубоких нижних горизонтах. Они питаются низшими споровыми растениями, а в определенные сезоны — пыльцой хвойных. Некоторые коллемболы живут в симбиозе с микроорганизмами.

Из крылатых насекомых в почвах и грунтах обитают различные представители *прямокрылых* (*Orthoptera*), в частности *медведки* (*Gryllotalpa*) с мощными роющими передними ножками, напоминающими лапы крота, лишь изредка выходящие на поверхность (рис. 6.12). Медведки устраивают норы глубиной до 1 м.

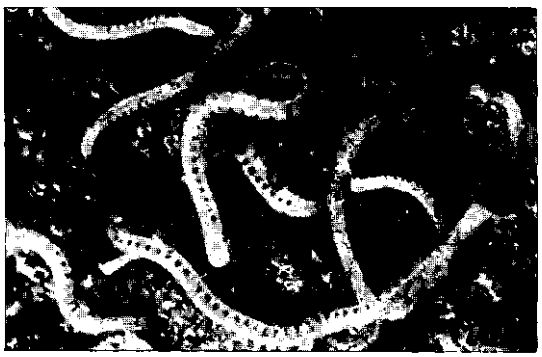


Рис. 6.10. Пятнистый кивсяк (*Blaniulus guttulatus*) длиной до 1 см, обитающий в почвах

В грунтах же обитают и развиваются в личиночных стадиях и многие другие насекомые, в том числе *тли* (*Aphidae*), *цикадовые* (*Cicadodea*), *полужесткокрылые* (*Heteroptera*), *жуки* (*Coleoptera*). Среди последних особенно тесно с почвами связаны многие виды жужелиц, которые зимуют в почве, роют норы, выводят потомство и находят себе пищу. Большинство же других жуков в почве проводят зимовку во взрослой или личиночной стадии.

Термиты (*Isoptera*) — общественные насекомые, живущие под землей или в термитниках — конусообразных сооружениях, достигающих высоты 6 м и более (рис.6.13). В мире известно свыше 1500 видов термитов, в России, на Украине и Средней Азии встречаются лишь подземноживущие термиты. Материалом для термитников служат частицы глинистого грунта, пропущенные через кишечник насекомого и превращающиеся в цементную массу, настолько прочную, что стенки термитника трудно разрушить ломом. В некоторых

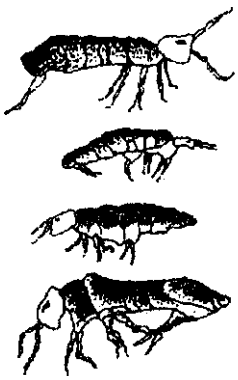


Рис. 6.11. Почвенные коллемболы (*по М.С.Гилярову, Д.А.Криволуцкому, 1995*)

Рис. 6.12. Медведка (*Gryllotalpa*) вылезающая из норы в почве

регионах Африки и Австралии плотность термитников на единицу площади очень высока (рис. 6.14). Термиты питаются в основном растительной пищей, они разрушают деревянные постройки, а для строительства термитников «перерабатывают» большое количество грунта, в основном глинистых частиц.

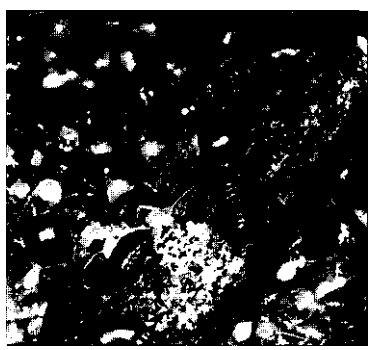


Рис.6.13. Термиты (рабочие особи и солдаты) внутри термитника

Кроме того, в почвах и различных других грунтах развиваются личинки многих видов насекомых из отрядов *двукрылых*, или мух (*Diptera*), *перепончатокрылых* (*Hymenoptera*) и *чешуекрылых*, или бабочек (*Lepidoptera*). Среди перепончатокрылых в почве устраивают глубокие гнезда земляные осы, многие виды муравьев, шмелей и др. Земляные шмели (*Bombus terrestris*) устраивают гнезда на глубине до 1,5 м. Сложную схему имеют гнезда земляных ос: диаметр магистральных подземных ходов достигает 2—3 см, сами гнезда

Рис. 6.14. Термитники различной формы в африканской (*а*) и австралийской (*б*) саванне

располагаются на глубине до 0,5 м, их диаметр до 20—30 см, иногда и более. В стороны от гнезда отходят запасные боковые галереи. Прекрасными подземными строителями считаются осы-землекопы, устраивающие свои гнезда в сухих песчано-пылеватых и лёссовых грунтах, часто в обрывистых откосах. Помогая себе работой жужжащих крыльев, оса-землекоп как отбойным молотком откалывает жвалами частицы грунта, песчинки, комочки глины, передними ножками подметает их, а задними с силой выталкивает назад из норы. Многие из перепончатокрылых насекомых (осы, сфексы, одинеры, аммофилы и др.) используют частицы глины и почвы для строительства своих наземных гнезд.

Из позвоночных животных в грунтах обитают некоторые представители рыб, а также земноводных, пресмыкающихся, птиц и млекопитающих.

В грунтах, а точнее в речных, озерных и морских илах, обитают некоторые ***рыбы*** (***Pisces***). К ним относятся *угри* (*Anguilla fluviatilis*), *миноги*, зарывающиеся в ил от врагов и устраивающие в донном иле свои норы. Широко известны обитающие в тропиках *илистые прыгуны* (*Periophthalmus koelreuteri*) — рыбы, приспособленные и к жизни в иле (где они скрываются в засуху или от врагов), и к жизни на воздухе.

Среди ***земноводных*** (***Amphibia***) постоянно в почве и других грунтах обитают различные *червяги* (*Caeciliidae*), особенно многочисленные на юге и в тропиках, роющие норы на глубину до 60 см и более. В речных и озерных илах обитают различные виды *тритонов* (*Molge*), *лягушек* (*Ecaudata*) и ***пресмыкающихся*** (***Reptilia***). Многие пустынные *ящерицы* и *змеи* (например, *степной удав*, *рогатая гадюка* и др.) приспособились мгновенно зарываться в песок и быстро передвигаться в песке.

Некоторые ***птицы*** (***Aves***) также приспособились к устройству гнезд в грунтах. В России распространены *зимородки* (*Alcedo*) (рис. 6.15), *щурковые* (*Meropidae*) и др. Особенно высока бывает плотность нор шурок на крутых береговых откосах и отвесных обрывах, часто выкапываемых в лёссовых грунтах, поскольку эта птица гнездится колониями. Норы роют также в береговых уступах и селятся в них большими колониями широко распространенные *береговые ласточки* (*Riparia*). Другие виды ласточек «добывают» глину для строительства наземных гнезд, которые они «прилепляют» порой в самых неожиданных местах. Многие птицы устраивают гнезда в щелях скал, крупных трещинах и нишах скальных массивов (стрижи, хищные птицы, голуби, воробьиные и др.).

Млекопитающие (***Mammalia***) обитают в грунтах временно либо постоянно. К постоянно обитающим в грунтах на территории России относятся *кроты* (*Talpa*) и их ближайшие родственники

Рис. 6.15. Зимородок (*Alcedo atthis* L.) (*б*) и разрез его норы и гнезда в береговом уступе реки (*а*)

Рис. 6.16. Схема норы выхухоли на берегу реки (*по В.Е.Флинту и др., 1965*)

могеры (*Mogera*), а также *слепушонки* (*Ellobius*), *цокоры* (*Myospalax*), *слепыши* (*Spalacidae*) и другие роющие животные. В целом же на Земле число видов подземноживущих млекопитающих довольно велико.

Значительно большее число видов составляют млекопитающие, лишь временно обитающие в почве или пустотах и норах грунтов. К ним относятся *выхухоли* (*Desmanidae*) (рис. 6.16), *землеройки* (*Soricidae*), *пищухи* (*Ochotona*), *сурки* (*Marmota*), *суслики* (*Citellus*), *тушканчики* (*Dipididae*), *мышеобразные* (*Muridae*) и *хомякообразные* (*Cricetidae*), а из крупных норных животных *лисицы* (*Vulpes*), *песцы* (*Alopex*), *дикие кролики* (*Oryctolagus*), *енотовидные собаки* (*Nyctereutes*), *гиены* (*Hyaenidae*), *барсуки* (*Meles*) и др. В целом же на Земле число видов роющих или обитающих в грунтах млекопитающих довольно велико, они встречаются во всех почвенно-климатических зонах.

6.2. Количество и условия существования биотической составляющей в грунтах

Количество особей и условия существования биоты в грунтах многочисленны и разнообразны. Проведенные зоологами и почвоведами количественные учеты организмов позволили выявить соотношение между их различными группами. При этом действует общее правило: между размерами тела и плотностью популяций различных групп организмов в грунтах существует отрицательная связь, т.е. большее число организмов в грунтах имеют формы малого размера, и наоборот.

КОЛИЧЕСТВО БИОТИЧЕСКОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ

Суммарное количество биотической составляющей в различных грунтах меняется в очень широких пределах. Живые организмы могут находиться в грунте лишь на поверхности твердой минеральной части, в поровом растворе, в порах, трещинах, кавернах и пустотах. Отсюда следует, например, что общая биомасса организмов в грунтах потенциально зависит от их пористости (пустотности): чем меньше пористость, тем меньше биомасса. Например, в скальных грунтах с пористостью в десятые и сотые доли процента биомасса организмов не может быть значительной.

С другой стороны, рыхлые, пористые грунты способны иметь значительную биомассу живой составляющей. К ним относятся почвы, сапропелевоторфяные грунты, лёссы и лёссовидные грунты, песчаные и супесчаные грунты и др. Общая биомасса организмов в почвах (в сухом весе) может достигать 0,5 т/га (табл. 6.1), в некоторых случаях намного выше. Так, по данным Е.Н.Мишустина, для разных типов почв она может составлять 0,1—1,3 т/га (сухой вес). Наибольшая биомасса характерна для почв субтропических и тропических регионов, а также степных черноземов культурных агроценозов, богатых питательными компонентами для биоты. Наименьшая биомасса у почв тундровых регионов.

Таблица 6.1

Воздушно-сухая биомасса различных организмов в лесной почве, кг/га

(*Satcell, 1970*)

Организмы	Количество биомассы	Организмы	Количество биомассы
Актиномицеты[1]	0,2	Клещи	1
Прочие бактерии	7	Коллемболы[3]	2
Грибы	454	Двукрылые насекомые	3
Простейшие	1	Прочие членистоногие	6
Нематоды[2]	2	Общая микрофлора	461
Дождевые черви	12	Общая микрофауна	36
Энхитраеиды	4	Общая биомасса	497
Моллюски	5		

[1] Актиномицеты (*Actinomicetes*) — стрептомицеты, или лучистые грибки. Группа микроорганизмов, соединяющих в себе черты бактерий и грибов, широко распространенная в почвах и иле водоемов.

[2] Нематоды (*Nematoda*) — класс низших круглых червей, в котором насчитывается около 500 тыс. видов, относящихся к паразитам или свободноживущим. В почвах обитают в основном свободноживущие виды, питающиеся бактериями, водорослями и детритом.

[3] Коллемболы (*Collembola*), или вилохвостные — мельчайшие древние бескрылые насекомые, обитающие в почве и илах.

Как видно из табл. 6.1, общая биомасса микроорганизмов (актиномицеты, бактерии, простейшие и нематоды) в почвах сравнительно незначительна (8—10 кг/га). В большинстве дисперсных грунтов эта величина почти на порядок меньше (менее 0,5—1 кг/га в зависимости от типа грунта). Тем не менее, несмотря на незначительную биомассу, роль и влияние микроорганизмов на состав, состояние и свойства грунтов значительны и даже больше, чем влияние макроорганизмов (см. разд. 6.3).

Кроме того, с глубиной количество биомассы макроорганизмов резко убывает, тогда как биомасса микроорганизмов снижается более плавно (рис. 6.17); именно микроорганизмы способны достигать глубоких горизонтов в горных породах.

Количество особей микроорганизмов в почвах и других грунтах также меняется в широких пределах (табл. 6.2). Так, в среднем в 1 г почвы содержится 10^5—10^9 особей бактерий, около 10^3—10^6 клеток низших грибов и актиномицетов, 10^3—10^4 клеток низших водорослей и 10^2—10^3 клеток простейших (Гиляров, Криволуцкий, 1995). Суммарная внешняя поверхность этих микроорганизмов достигает огромной величины, благодаря чему ими и оказывается сильное влияние на состав и свойства грунтов.

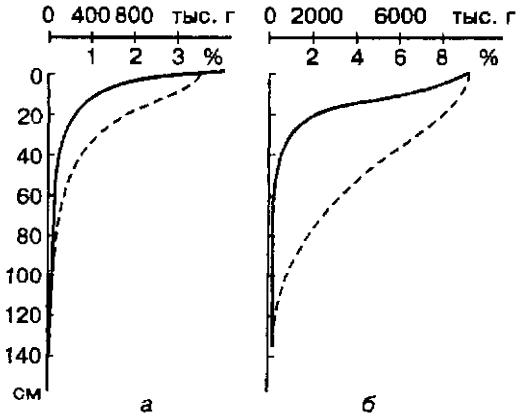


Рис. 6.17. Изменение количества микроорганизмов (сплошная линия) и органического вещества (пунктир) с глубиной в дерново-подзолистой почве (*а*) и черноземе (*б*) (*по В.В.Добровольскому, 1989*)

Таблица 6.2

Среднее количество микроорганизмов в почвах

(по М.В.Федорову, 1963)

Почвы	Общее количество микроорганизмов	
	тыс. экз. в 1 г почвы	в тоннах живой массы на 1 га верхнего горизонта почвы
Подзолы	800–600	~2
Дерново-подзолистые	600–1000	~3
Черноземы	2000–2500	~6

Таблица 6.3

Среднее количество водорослей в почвах

(по Э.А.Штине, 1960)

Почвы	Число клеток, тысяч на 1 г почвы			
	синезеленых	зеленых	диатомовых	всего
Подзолистые	0–2	3–25	2–2,7	5–30
Дерново-подзолистые	2—24	10—128	10—76	12—220
Черноземы	5–50	10–85	8–35	25–120
Темно-каштановые	660–2000	6–35	86–116	800–2160
Бурые сухостепные	43	37	15	96

По оценкам Э.А.Штины, биомасса водорослей в почвах составляет 0,06—0,5 т на 1 га, а в отдельных случаях может достигать 1,4 т/га. Особенно велико их содержание в агроценозах 0,2—2,2 т/га. Количество клеток водорослей в грунтах также меняется в широких пределах (табл. 6.3).

Из табл. 6.1 также следует, что среди макроорганизмов основную часть биомассы составляют грибы. Наибольшая их концентрация отмечена в почвенном слое, поскольку грибы образуют симбиозы с определенными видами растений (от самых низших, до высших древесных растений), но они способны проникать и в глубь массивов. Грибы активно участвуют в почвообразовательном процессе и составляют основную часть живых организмов в почвах (см. табл. 6.1). Общая биомасса грибов в почвах является определяющей, причем она может на два порядка превышать биомассу многих других основных групп макроорганизмов.

Биомасса мелких кольчатых червей (энхитреид) в почвах колеблется от 0,3 до 30 г/м^2. На богатых питательными веществами почвах биомасса дождевых червей достигает 500 кг на 1 га и более (отмечены случаи до 1 т на 1 га) при общем количестве особей свыше 2,5 млн экз. Биомасса почвенных панцирных клещей орибатид составляет 20 кг/га.

Поскольку все живые организмы в грунтах подчинены сезонным и другим циклам развития (гомеостаза), то их общая биомасса в грунтах в течение года не постоянна. Кроме того, она зависит от внешних климатических факторов и влияния техногенеза. Однако с глубиной сезонные и прочие вариации количества биомассы организмов в грунтах постепенно уменьшаются.

УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ МИКРООРГАНИЗМОВ В ГРУНТАХ

Из вышеприведенного анализа видового разнообразия микроорганизмов в грунтах следует, что они обитают в различных условиях. Так, по условиям потребления воздуха они делятся на *анаэробные* (развивающиеся при отсутствии воздуха) и *аэробные* (потребляющие кислород из воздуха); по способу получения углерода и других питательных веществ они делятся на *автотрофные*[4] (синтезирующие органические вещества из неорганических) и *гетеротрофные* (использующие органические вещества) организмы. Роль автотрофных микроорганизмов (хемосинтетиков) в природе и, в том числе, в грунтах огромна, так как именно они создают все многообразие органических веществ, которые не может синтезировать человек и почти все животные.

Микроорганизмы обнаружены в различных генетических типах грунтов: в моренных, флювиогляциальных, лёссовых, морских и озерных (ленточных глинах), а также песчаных и скальных грунтах. Особенно много их в голоценовых пойменных, старичных, болотных, а также в техногенных отложениях (культурных слоях) и осадках сточных вод (рис. 6.18).

Многие микроорганизмы являются *симбионтами* (сожителями) растений. К ним, в частности, относятся азотфиксирующие бактерии — азотобактеры (рис. 6.4 и 6.19), образующие скопления азота в виде клубеньков и концентрирующиеся на корнях растений[5]. В результате накопления клубеньковыми

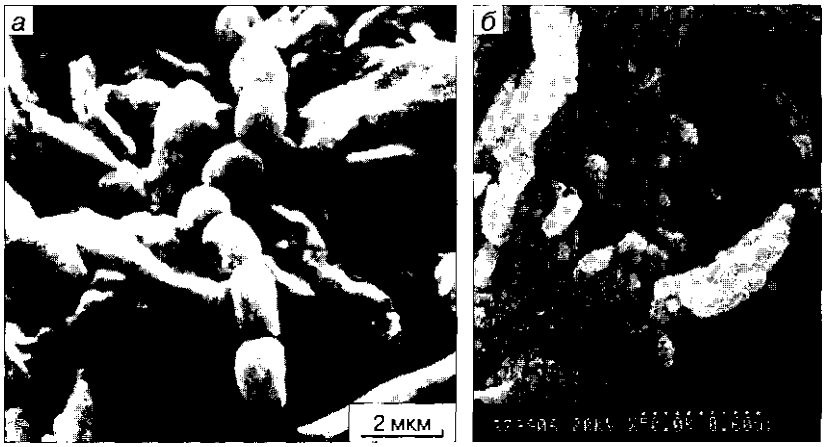


Рис. 6.18. Электронно-микроскопические снимки бактерий в палеогеновых аргиллитах (*а*) и в юрских глинах из района Люблинских полей фильтрации в Москве (Марьинский парк)

бактериями, большинство из которых принадлежит к роду *Rhizobium*, различных веществ происходит обогащение грунтов, включая и почвы, этими химическими элементами. Клубеньковые бактерии усваивают также аммоний-

[4] Автотрофный от авто- и греч. *trophe* — пища.

[5] Заслуга в открытии клубеньковых бактерий принадлежит русскому микробиологу М.С.Воронину, опубликовавшему в 1866 г. подробное их описание и условия возникновения на корнях ольхи и люпина. Позже эти данные подтвердили немецкий агрохимик Г.Гельригель и голландский микробиолог М.Бейеринк, впервые выделивший корневую бациллу в 1888 г.

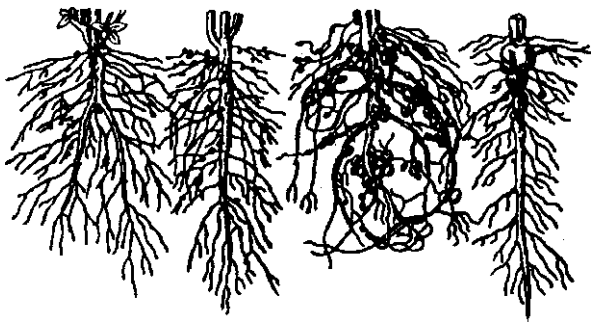


Рис. 6.19. Клубеньки на корнях растений

ные соли, нитраты, аминокислоты и другие соединения. После разрушения клубеньков их бактерии могут жить в почве как сапрофиты.

Термодинамические условия существования микроорганизмов в грунтах также меняются в большом диапазоне. Так, некоторые микроорганизмы способны существовать при отрицательной температуре (до −7°С), они обнаружены во льдах Антарктиды и в многолетнемерзлых породах.

Для большинства микроорганизмов наиболее благоприятна температура в грунтах от +4—6° до +30—35°С. Несмотря на то что подавляющая часть микроорганизмов погибает при температурах выше +65—70°С, тем не менее они обнаружены в подземных горячих источниках при температуре +80°С и даже более. Споры некоторых видов бактерий погибают лишь при прогреве до +165°С в течение двух часов, другие выдерживают кипячение в соляной кислоте. Установлено, что микроорганизмы не чувствительны к гидростатическому давлению вплоть до 100 МПа.

Таким образом, для термодинамических условий существования микроорганизмов в грунтах (в отличие от макроорганизмов) характерен широкий диапазон значений температуры и давления[6].

Многочисленные наблюдения за разрастаниями почвенных водорослей показали, что они чутко реагируют на влажность почв. При сильном увлажнении в почвах преобладают нитчатые синезеленые водоросли из категории осциллаториевых (рис. 6.20) и зеленые водоросли из рода зигнема, являющиеся типичными гидрофильными видами, а при умеренном увлажнении в почвах преобладают зеленые и желто-зеленые водоросли (см. рис. 6.21). Последние, кроме того, являются показателями чистых, не загрязненных почв: они исчезают с появлением различных видов техногенных загрязнителей (Ашихмина и др., 2000).

Разрастания водорослей в почвах и других грунтах подвержены сезонным изменениям. В весенний период в поверхностных разрастаниях основную роль играют диатомовые, зеленые и желто-зеленые водоросли; летом — зеленые и желто-зеленые; осенью — синезеленые, составляя 93—99% численности и 60—90% биомассы всех поверхностных разрастаний. При этом численность водорослей в пятнах «цветения» достигает 2—16 млн клеток на 1 см^2. Большинство низших водорослей в грунтах, включая и диатомовых, обитает в форме, прикрепленной к твердой фазе, или в свободной — в поровом водном растворе. Имея микроскопические размеры, низшие водоросли могут мигрировать в грунтах с фильтрующимся поровым раствором.

Диатомовые водоросли в настоящее время встречаются по всему земному шару от Северного Ледовитого океана до Антарктиды в самых разнообразных

[6] Высокая устойчивость спор бактерий к внешним условиям породила представления о том, что жизнь на Землю могла быть занесена метеоритами из других миров.

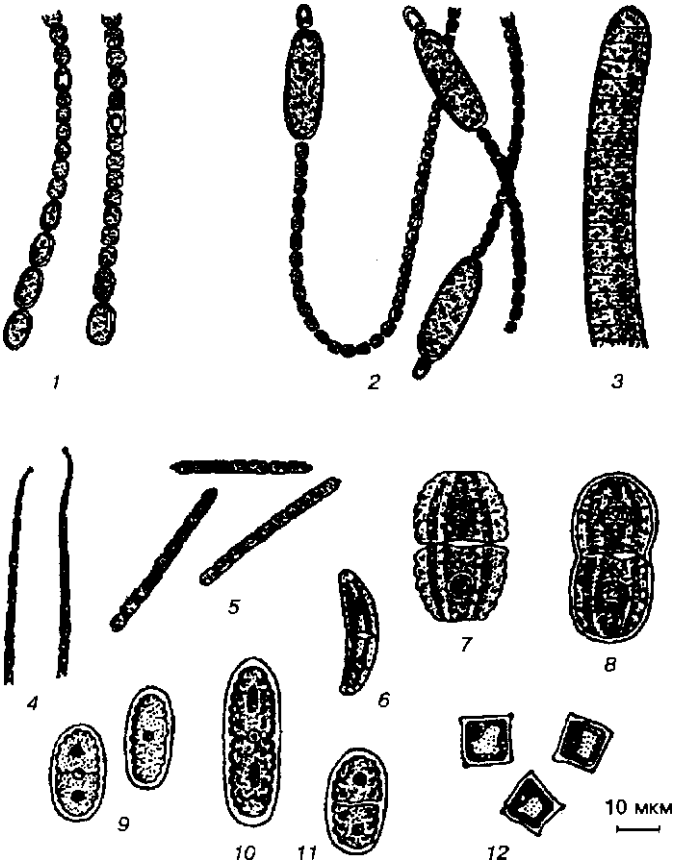


Рис.6.20. Низшие почвенные водоросли — показатели переувлажненных почв:

1 — *Anabaena viriabilis f. variabilis*; 2 — *Cylindrospermum stagnale*; 3 — *Oscillatoria limosa*; 4 — *Oscillatoria splendida*; 5 — *Pseudanabaena galeata*; 6 — *Closterium pusillium*; 7 — *Cosmarium cubcrenatum*; 8 — *Cosmarium cucurbita*; 9 — *Mesotaenium macrococcum*; 10 — *Cylindrocystis brebissoni*; 11 — *Cylindrocystis crassa*; 12 — *Tetraedron minimum* (*по Т.Я.Ашихминой и др.*, 2000)

условиях местообитания: в океанах, морях, озерах, реках, болотах, а также вне водной среды (при постоянном увлажнении) — в почвах, влажных горных породах, на поверхности скал, в снегах и льдах. Особенностью строения диатомовых водорослей является наличие у них внешней оболочки — панциря, состоящего из кремнезема ($SiO_2 + n \cdot H_2O$) и сохраняющегося в ископаемом состоянии в осадках. Повсеместное распространение диатомей и сохраняемость их панциря позволяют на основе диатомового анализа изучать генезис осадочных пород и реконструировать обстановку в период их развития.

Исследования диатомей, проведенные в различных аллювиальных отложениях Сибири, показали, что каждой фации аллювия свойственен свой диатомовый комплекс[7]. Русловая фация бедна диатомовыми водорослями, тогда как пойменная (свыше 200 видов) и старичная (около 170 видов) фации

[7] Исследованиями диатомей в аллювиальных отложениях занимались З.В.Алешинская, А.П.Жузе, М.М.Забелина, Л.Г.Пирумова, А.Н.Прошкина-Лавренко, В.С.Шешукова и др.

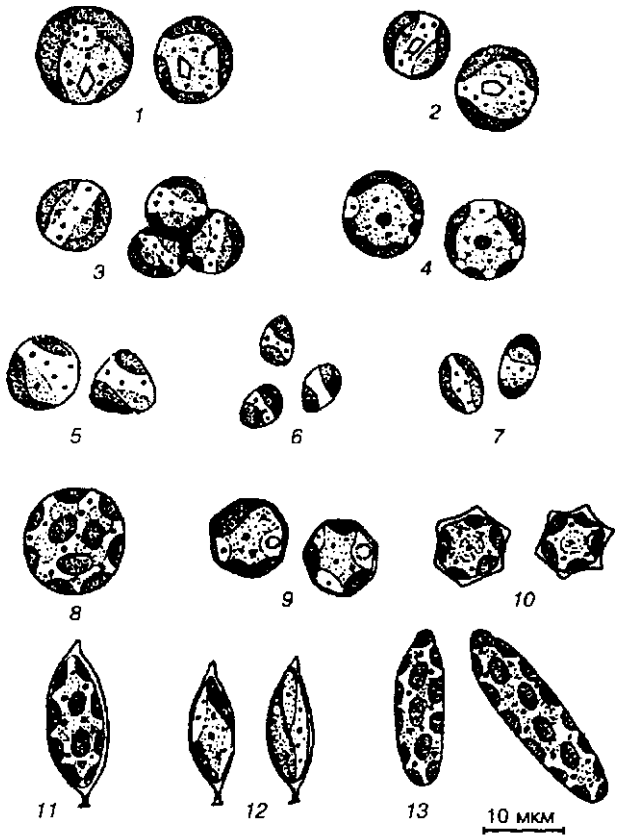


Рис. 6.21. Желто-зеленые почвенные водоросли — показатели чистых почв (*по Т.Я.Ашихминой и др., 2000*):

1 — *Pleurochloris magna*; 2 — *Pleurochloris imitans*; 3 — *Pleurochloris anomata*; 4 — *Pleurochloris pyrenoidosa*; 5 — *Pleurochloris inaequalis*; 6 — *Monodus chodatii*; 7 — *Ellipsoidion oocystoides*; 8 — *Botrydiopsis eriensis*; 9 — *Polyedriella helvetica*; 10 — *Polyedriella irregularis*; 11 — *Characiopsis saccata*; 12 — *Characiopsis minuta*; 13 — *Bumilleriopsis brevis*

содержат широкий набор видов диатомей (рис. 6.22). Среди пойменной фации аллювия выделяются различные экологические группы диатомей: реофильная (речная), озерно-болотная и эдафическая (почвенная). Старичные фации аллювия заселены видами, обитающими в суглинках (около 170 видов) и торфах (около 110 видов).

Условия существования низших грибов в грунтах во многом сходны с низшими водорослями. Споры грибов (рис. 6.23) также могут выдерживать значительные диапазоны колебаний термодинамических параметров.

УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ МАКРООРГАНИЗМОВ В ГРУНТАХ

В отличие от микроорганизмов, термодинамические условия существования макроорганизмов в грунтах характеризуются более узким диапазоном температур и давлений. Кроме того, макроорганизмы распространены лишь в приповерхностной части грунтовых толщ.

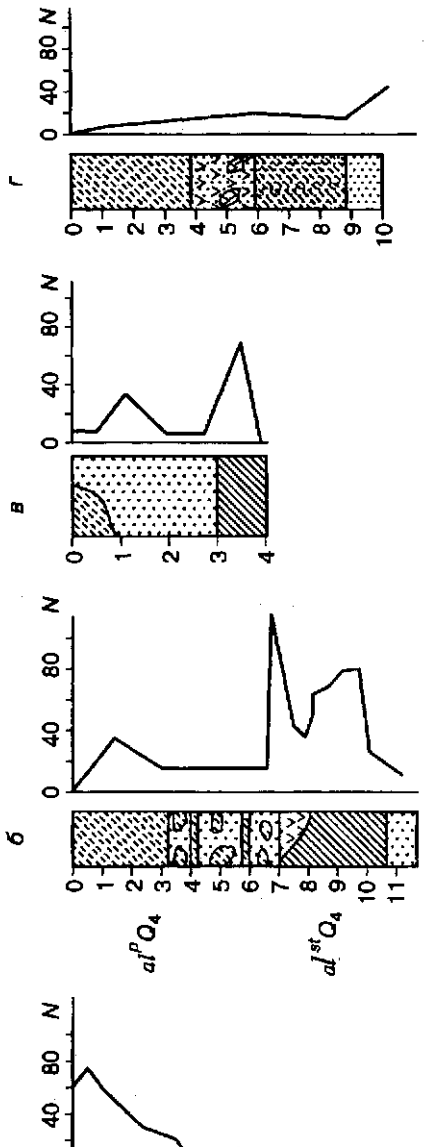


Рис. 6.22. Распределение количества видов диатомей (*N*) в разрезах аллювиальных отложений р.Енисея (*а*, *б*) и р.Лены (*в*, *г*):

1 — русловая фация; *2* — моренноподобная фация; *3* — суглинок; *4* — супесь; *5* — песок тонко- и мелкозернистый; *6* — пойменная фация; *7* — фация плавника; *8* — галька, гравий и валуны; *9* — торф

(*по З.В.Алешинской и Л.Г.Пирумовой, 1963*)

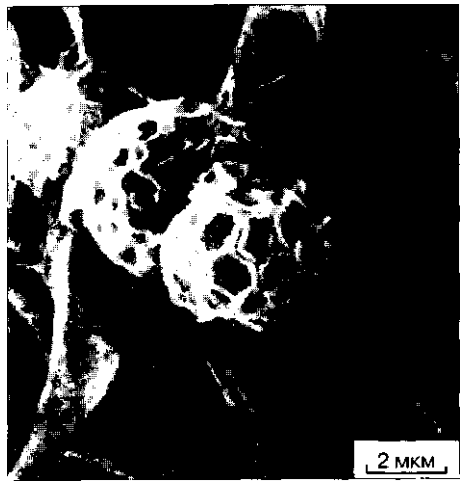


Рис. 6.23. Электронно-микроскопическая фотография спор грибов в современных отложениях

Условия существования растений, отличающихся автотрофным типом питания и способностью к фотосинтезу, в целом определяются их вещественно-энергетической обеспеченностью. От почв и грунтов зависит снабжение большинства растений влагой и питательными веществами, необходимыми для их развития, которые растения получают с помощью корневой системы. Большой вклад в изучение корневой системы растений внесли Д.Н.Пряшников, В.Р.Вильямс, Н.А.Качинский, П.А.Костычев. Вокруг корней растений в грунтах формируется зона повышенного содержания микроорганизмов, называемая *ризосферой*[8].

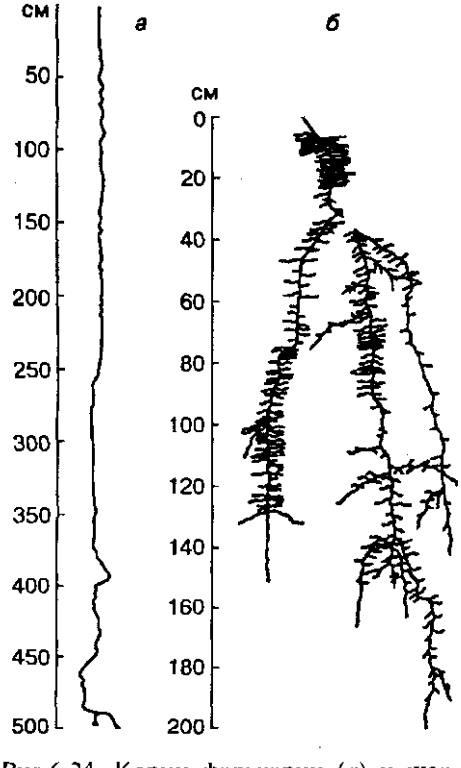


Рис.6.24. Корни фалькарии (*а*) и шалфея (*б*), уходящие в глубину грунта на несколько метров (*по И.А.Генкель, 1950*)

Корни высших растений в почвах и других грунтах распространены в приповерхностной их части. Однако глубина проникновения корней у разных растений в глубь грунтового массива меняется в широких пределах. Например, у некоторых травянистых растений глубина проникновения корней достигает 5 м и более (рис. 6.24). Особенно глубокие корни имеют растения, обитающие в сухом или засушливом климате, их корни достигают глубокозалегающих водоносных горизонтов и капиллярной влаги.

Соотношение биомассы наземной и подземной частей растений различно в зависимости от почвенно-климатических условий. Установлено, что в сухом климате и маловлажных грунтах развивается в основном корневая (подземная) часть растений, а во влажном климате и влажных грунтах — наземная часть. Так, у пустынной растительности масса корней в 10—20 раз превышает массу надземной части. Для ряда регионов Северной Америки подсчитано, что на каждом 1 м^2

[8] Термин «ризосфера» введен в 1904 г. немецким микробиологом Л.Хильпером.

почвы ежегодно обновляется около 0,5 кг корней, что составляет 25% их биомассы.

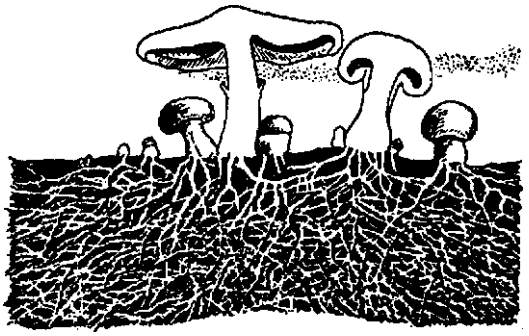


Рис. 6.25. Сеть грибницы, или мицелия, с гифами, пронизывающими почвы и почвообразующие породы (*по А.И.Купцову, 1960*)

Сообщества растений, почв и подстилающих их горных пород меняются в зависимости от почвенно-климатических условий. В арктических пустынях высшие растения селятся в трещинах скал; на каменистых россыпях формируются лишайники и камнеломки (*Saxifraga*). Травянистые растения селятся по трещинам полигонального растрескивания в дисперсных грунтах. В зоне тундры на условия существования растительности определяющее влияние оказывает мерзлота. Хвойные или таежные (темнохвойные и лиственничные) леса, занимающие около половины территории России, растут лишь в условиях достаточной влажности почвы, преимущественно на глинах и суглинках; сосновые леса растут на сухих песчаных почвах. Широколиственные леса особо нуждаются в тепле и влаге и поэтому растут обычно в условиях мягкого климата и на богатых органикой почвах. В отличие от них мелколиственные леса (из березы, ольхи, осины и др.) не требовательны к почве и зимостойки. Степная растительность распространена на плодородных черноземных почвах и засухоустойчива. Пустынная растительность приспособлена к недостатку влаги в грунтах и бедности почв. Горная растительность определяется условиями высотной почвенно-климатической зональности.

Условия существования грибов в грунтах также определяются их вещественно-энергетической обеспеченностью, которая в свою очередь во многом зависит от особенностей состава, структуры, состояния и свойств грунтов.

Тело большинства грибов (*таллом*) представлено *мицелием*, или грибницей, состоящей из сильно разветвленных нитей — *гиф* (рис. 6.25). Благодаря им грибы осмотически всасывают питательные вещества из окружающего пространства почвы или другого грунта на большой площади, т.е. грибы являются *осмотрофами*. Поскольку грибы не обладают органами пищеварения, способными разлагать сложные вещества до простых усваиваемых соединений, грибы «переваривают пищу» на месте, в окружающем пространстве с помощью вырабатываемых и выбрасываемых ими в среду ферментов. При этом происходит разложение высокомолекулярных соединений до мономеров, которые затем и всасываются грибом. Ферменты почвенных лесных грибов разрушают в почве древесные растительные остатки — целлюлозу и лигнин.

Многие грибы в почвах и других грунтах живут в *симбиозе* с растениями. Пространственно располагаясь в объеме грунта, они концентрируются вблизи корней растений, при этом около 80% грибов живет непосредственно на корнях растений, образуя так называемую *микоризу*[9] (рис. 6.26). Микориза оказывает на растение благоприятное действие за счет развитого мицелия, увеличивающего поглощающую поверхность. Гриб же использует некоторые вещества (углеводы), извлекаемые им из корня растения.

[9] Микориза от греч. mykes — гриб и rhiza — корень — симбиоз мицелия гриба с корнем растения.

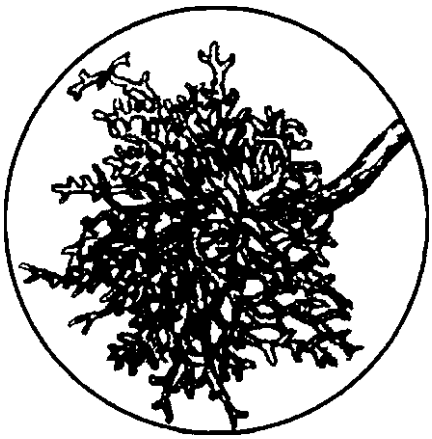


Рис. 6.26. Микориза на конце корня тополя (*по П.А.Баранову, 1960*)

Условия существования животных, зависящие от грунтов, определяются в основном обеспеченностью последних пищей и возможностью использования почв и других грунтов в качестве постоянной среды обитания или временного укрытия от врагов. Постоянно обитают в почве лишь те животные, которые находят в ней достаточное количество пищи. Большинство же животных использует почвы и другие грунты временно, как укрытия, среду или как материал для устройства своих гнезд, жилищ и т.д.

Дождевые черви разных видов встречаются в разнообразных экологических нишах и физико-географических условиях: они отмечены в почве на самых уединенных островах мирового океана, в средней полосе и в тропиках, встречаются даже в зоне многолетнемерзлых пород и в полярных областях. Так, представители рода *Eisenia* найдены в разных местах в дельте р. Лены. Представители семейства *Megascolecidae* обитают только в тропиках и достигают огромных размеров (до 1 м и более).

Членистоногих можно встретить в грунтах любых климатических зон, в глубоких пещерах и высоко в горах. Приспособляемость членистоногих столь высока, что для них пригодна практически любая обстановка, допускающая существование живого. Почвенные клещи населяют все почвы от тропиков и пустынь до полярных областей. Большинство насекомых использует грунты как среду для своего развития, в которой сохраняются их отложенные яйца, развиваются личинки, гусеницы или куколки. Причем для этого пригодны практически все типы дисперсных грунтов (крупнообломочные, песчаные, пылеватые, глинистые, торфяные и др.) и даже трещиноватые скальные грунты. Например, гусеницы и куколки некоторых высокогорных бабочек зимуют в трещинах скальных грунтов или в осыпных щебнистых и гравелистых грунтах, проникая в них до глубины 0,5 м. Многие из них используют грунты, особенно глины, как строительный материал.

Для членистоногих, живущих или развивающихся в грунтах, и в частности для насекомых, характерен симбиоз с растениями. Примером симбиоза насекомых являются *клубеньковые долгоносики* — небольшие жуки из рода *Sitona*, личинки которых живут в почве и питаются азотфиксирующими клубеньками и корнями растений.

В экстремальных термодинамических условиях многие макроорганизмы способны впадать в анабиоз на длительный период. Многие личинки различных насекомых и гусеницы бабочек способны переносить в почве низкие отрицательные температуры до −25...−40°С и ниже. Гусеницы бабочки *стебельчатого мотылька* в состоянии анабиоза переносят охлаждение до −170°С (!). К состоянию анабиоза близка и зимняя спячка, в которую впадают многие земноводные и млекопитающие, зимующие в подземных норах.

Для так называемых норных млекопитающих условия их существования во многом определяются литолого-петрографическим составом грунта и гидро-

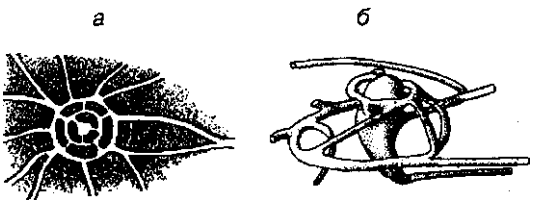


Рис. 6.27. Схема норы крота с кольцевыми и лучевыми ходами в плане (*а*) и общий вид (*б*) (*по М.С.Гилярову, Д.А.Криволуцкой, 1995*)

геологическими условиями местности. Норные животные устраивают свои жилища в сухих и рыхлых песчано-глинистых грунтах, в местах, где грунтовые воды залегают не очень близко к поверхности и норы не испытывают подтопления. Самым распространенным из них в России является *крот*. Длина ходов крота достигает сотен метров и позволяет переходить из одного биотопа в другой. Ходы делятся на два типа: жилые и кормовые (рис. 6.27). Основная часть жилых ходов крота располагается на глубине более 50—60 см. Кормовые ходы прокладываются у поверхности почвы, их длина может достигать нескольких километров.

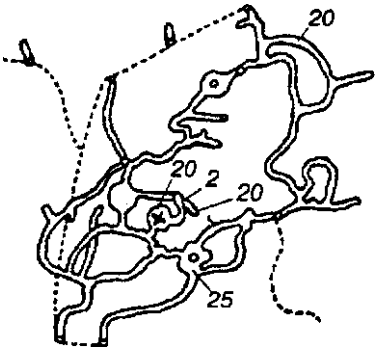


Рис. 6.28. Схема нор обыкновенной полевки в плане, цифры — глубина в см (*по И.В.Башениной и др., 1957*)

Каждому виду норных животных свойственна своя схема подземного жилища. Из крупных млекопитающих у барсуков система нор наиболее сложная, а глубина подземных ходов достигает 3—5 м.

Рис. 6.29. Схема норы суслика на первый (*а*) и второй (*б*) год жизни (*по В.Е.Флинту и др., 1965*)

Плотность нор и подземных ходов в ряде мест может достигать большой величины. Особенно часто встречаются сильно разветвленные и сложно построенные системы нор кротов, полевок (рис. 6.28), сурков и хомякообразных. Сурки не только роют норы, но и насыпают около своих нор высокие холмики — сурчины, сохраняющиеся десятками лет и после того, как сурки исчезают с данной местности. Около 9/10 своей жизни сурки проводят под землей. С течением времени у многих животных системы ходов расширяются, число нор увеличивается (рис. 6.29).

Таким образом, грунты являются средой обитания для различных групп живых организмов от простейших до млекопитающих.

6.3. Влияние жизнедеятельности биоты на состав, строение, состояние и свойства грунтов

Явления, протекающие в геологической среде при участии живых организмов, составляют малый биогеохимический круговорот веществ. При этом влияние микро- и макроорганизмов на состав, состояние и свойства грунтов имеет свои особенности.

ВЛИЯНИЕ МИКРООРГАНИЗМОВ НА ГРУНТЫ

Влияние на состав грунтов. Микроорганизмы оказывают влияние на состав твердой, жидкой и газовой компонент грунтов. Они обусловливают разрушение минералов, их трансформацию (переход в другие), новообразование минералов, минерализацию, гумификацию и консервацию органики, изменение порового раствора, газогенерацию и газопотребление.

Разрушение минералов. Помимо отдельных химических элементов микроорганизмы способны разрушать важнейшие минеральные компоненты горных пород, такие, как силикаты, алюмосиликаты и доломиты. Активные деструкторы силикатов — микроскопические водоросли, нитрифицирующие и тионовые бактерии, гетеротрофные бактерии, мицелиальные грибы и дрожжи.

При воздействии микроорганизмов происходит разрушение минералов, восстанавливающих и окисляющих элементы с переменной валентностью, входящие в кристаллические решетки, или в результате действия микробных метаболитов (слизей, органических и минеральных кислот, щелочей и др.). Ферментативные процессы осуществляют *литотрофы*, окисляющие элементы, входящие в состав минералов, чтобы обеспечить себя энергией для фиксации углерода, а также *гетеротрофы*, использующие элементы высшей валентности в качестве окислителя в анаэробных условиях. При участии организмов первого типа, в частности тиобацилл, происходит деструкция пирита, халькопирита и других сульфидных минералов, вторые — разрушают лимонит и гётит (Болотина, 1985).

Менее специфично и в результате этого более распространено воздействие на минеральный субстрат микробных метаболитов. Например, серная кислота, образуемая тиобациллами, вызывает распад некоторых алюмосиликатов; известковые породы выветриваются под действием азотной кислоты, образуемой нитрификаторами. Многие бактерии и низшие грибы выделяют разнообразные органические кислоты. Особое значение имеют органические вещества, образующие комплексные соединения (органические кислоты, слизи и другие метаболиты), функциональные группы которых реагируют с определенными химическими элементами, входящими в состав минералов, что приводит к распаду минералов и появлению комплексных соединений в растворе. Установлено важное значение микроорганизмов в образовании щелочей, например соды, в результате процессов сульфатредукции, денитрификации или разложения органических веществ. Существенную роль в разрушении минералов трехвалентного железа и алюмосиликатов играет сероводород, образующийся при процессах брожения.

В первую очередь микробиологическому воздействию подвержены изоморфно замещенные, обменные или случайно примещанные ионы. При действии гетеротрофов на алюмосиликаты сначала приобретают подвижность щелочные элементы, затем щелочноземельные, последними — кремний и алюминий. Вынос элементов из минералов в присутствии микроорганизмов в два—три раза выше, чем под действием воды или "мертвого" органического вещества. Особенности выноса элементов определяются прочностью связей атомов в структуре кристаллической решетки, типом микроорганизма и условиями разложения. Выветривание минерала может привести к полному его разрушению, как наблюдалось рядом авторов при изучении деструкции нефелина,

биотита, карбонатов и др. Растворение карбонатных минералов органическими кислотами и другими продуктами микробного происхождения может привести к образованию карста.

Трансформация минералов. Трансформация одних минералов в другие происходит при избирательном выносе отдельных элементов из кристаллической решетки или при окислении и восстановлении элементов, входящих в состав кристаллической решетки (Болотина, 1985). Примером процессов первого рода является вермикулизация биотита. В результате окислительно-восстановительных процессов под влиянием жизнедеятельности железоокисляющих тиобацилл происходит трансформация пирита в минералы типа натроязита и других основных сульфатов железа, а также антимонита в сенармонтит. В анаэробных условиях при участии сульфатредуцирующих бактерий наблюдается обратный процесс: пиритизация таких сульфатных минералов, как ярозит, нитроярозит, алунит и др. Почти полное замещение первичной ангидритовой породы вторичным кальцитом и серой может происходить в результате активной сульфатредукции и развития тионовых бактерий. В глинистых грунтах в восстановительных условиях наблюдается образование кальцита одновременно с уменьшением содержания гипса и формированием сульфидных минералов, обусловливающих темную окраску грунта в присутствии микроорганизмов и органических веществ.

Новообразование минералов. Микробиологическим путем возможно также новообразование карбонатов, гётита, гематита, глинозема, сульфидных минералов и др. Такие отложения могут слагать месторождения. Образование карбонатов осуществляется при участии многих микроорганизмов и обусловлено взаимодействием выделяемой в процессах дыхания и брожения углекислоты с имеющимися в среде катионами. При избытке серы накопление карбонатов в форме кальцита, арагонита или апатита происходит в результате сульфатредукции. При окислении железа микроорганизмами образуется минерал ферригидрит, который неустойчив и самопроизвольно превращается в гётит или гематит, при окислении марганца — пиролюзит или близкие ему минералы. В окислении этих элементов большое значение имеют микроорганизмы рода *Metallogenium*, которые способны накапливать также окислы алюминия, с чем может быть связано образование латеритных бокситов. Концентрация Al как остаточного продукта также происходит в результате разложения алюмосиликатов микроорганизмами и выноса всех более растворимых элементов. И.В.Болотиной (1985) микробиологическим путем установлено образование гипса в лёссовых грунтах. Данные об участии микроорганизмов в образовании глинистых минералов отсутствуют, хотя еще в 1939 г. В.И.Вернадский высказал гипотезу об образовании монтмориллонита при биохимическом распаде магниевых алюмосиликатов (слюд).

Выделение микроорганизмами продуктов метаболизма, поглощение из минералов и жидкой фазы различных элементов вызывают не только изменения минералов, но и состава обменных катионов, жидкой и газовой фаз, ионной силы растворов, окислительно-восстановительных условий и др.

Кроме минералов микроорганизмы активно преобразуют и твердые органические компоненты грунта. Изменения органического вещества в зависимости от условий происходят в одном из трех направлений: минерализации, гумификации и консервации не полностью разложившихся остатков (Болотина, 1985).

Минерализация. Быстрая и полная минерализация органического вещества происходит главным образом в условиях теплого климата. Основная роль в осуществлении этого процесса принадлежит микроорганизмам, которые в разложении органики имеют не меньшее значение, чем фотосинтезирующие зеленые растения в ее синтезе, так как поддерживают равновесие между процессами образования и разложения органических веществ. По мере протекания деструкции происходит сукцессия видов микроорганизмов и животных, осуществляющих разложение.

Гумификация. Гумус, в состав которого входят фракции тысячелетнего возраста, можно рассматривать как интегральный итог продолжающегося в течение длительного времени продукционного процесса микроорганизмов, сопровождающегося разложением их остатков и консервацией наиболее устойчивых клеточных компонентов и продуктов микробного обмена.

Консервация. При слабом развитии минерализации и гумификации происходит консервация полуразложившегося растительного материала. В результате такого процесса из болотных растений, трудно разлагаемыми компонентами которых являются клетчатка и лигнин, в условиях микробиологического разложения при недостатке кислорода и кислой реакции среды образуются торф и угли. Из планктонных водорослей, не содержащих лигнин, но богатых клетчаткой и жироподобными веществами, в отсутствие кислорода происходят микробиологическое восстановление сульфатов и формирование сапропелевых образований (газ, нефть, асфальты, горный воск и горючие сланцы).

Описанные процессы сказываются и на формировании состава порового раствора грунта под действием микроорганизмов. В результате их деятельности поровые растворы насыщаются различными компонентами, приобретая свойства кислот, щелочей или нейтральных растворов.

Развитие микроорганизмов сопряжено с потреблением или выделением газов и, таким образом, с изменением газового состава грунта. Разложение органических веществ, бикарбонатов, сульфатов в зависимости от условий разложения ведет к выделению CO_2, N_2, NH_3, H_2S, CH_4, летучих органических веществ и др. Потребление газов происходит при нитрификации NH_3, азотофиксации, окислении H_2, CH_4, CO, H_2S, SO_2, автотрофной ассимиляции углекислоты. Способность микроорганизмов поглощать газы используется для снижения газоносности угольных пластов. Образование биогенных газов — процесс широко распространенный в литосфере (см. гл.5).

Микроорганизмы в грунтах способны утилизировать различные загрязнители. Большинство сульфатвосстанавливающих бактерий (представители родов *Desulfotomaculum, Desulfobacterium, Desulfonema* и др.) окисляют ацетат, среди микроорганизмов существуют метилотрофы и метанотрофы (*Methylobacter, Methylococcus, Methylocystis* и др.), утилизирующие метанол, метан, метилированные амины и другие источники углерода.

Влияние на структуру и состояние грунтов. Выделяемые микроорганизмами в процессах метаболизма вещества и новообразования концентрируются на поверхности и контактах частиц. При этом они могут участвовать в формировании биогенных структурных связей (см. гл.8), так или иначе меняющих структуру грунта. «Склеивание» частиц грунта продуктами жизнедеятельности микроорганизмов вызывает агрегацию частиц, изменение характера и морфологии порового пространства, соотношения пор различного размера.

Этому же способствует и адсорбция микроорганизмов на поверхности дисперсных частиц грунта. Бактерии, участвующие в образовании и разруше-

нии таких цементирующих соединений, как окислы железа, марганца, алюминия, серы, соединений кальция, а также органические вещества оказывают воздействие на степень агрегированности минеральных частиц. Микробные клетки и продукты метаболизма связывают их, пронизывая мицелием и пропитывая органическими веществами, окислами Fe, Mn, Al, карбонатами и др. Некоторые авторы отмечают особое значение в агрегации частиц микробных полисахаридов. Они заполняют тонкие поры, образуют сети, опутывающие небольшие скопления глинистых частиц.

Полисахариды могут также снижать прочность структурных связей, проявляя при этом поверхностно-активные свойства. Уменьшение прочности связи частиц происходит и при микробиологическом восстановлении окислов, деструкции органики, образовании растворимых форм соединений из нерастворимых под действием метаболитов с кислотными или комплексообразующими свойствами. В аэробных условиях обычно наблюдается агрегирующее действие микробов. Так, за два месяца бактерии, отлагающие карбонат кальция, могут увеличивать число агрегатов размером 0,5—0,25 мм почти в два раза. В восстановительных условиях в глинистых грунтах И.В.Болотиной (1985) наблюдалось разрушение микроагрегатов размером 0,25—0,05 мм и увеличение содержания частиц 0,001 мм.

Влияние на свойства грунтов. Взаимодействуя с различными компонентами грунта, микроорганизмы влияют на физические, физико-химические и физико-механические свойства.

Микроорганизмы оказывают влияние на электроповерхностные свойства частиц, изменяя заряды частиц дисперсных пород при адсорбции на них отрицательно заряженных клеток или продуктов метаболизма, функциональные группы которых могут иметь как положительный, так и отрицательный заряды.

Микроорганизмы определяют биоагрессивность грунтов и биокоррозию (см. гл. 13). В процессах коррозии продукты метаболизма микробов (CO_2, H_2S, NH_3, органических и неорганических кислот) воздействуют на металлические и неметаллические конструкции и участвуют в электрохимических реакциях на поверхности корродируемого материала. Биокоррозионному разрушению подвержены металлы, камень, бетон, пластмассы, древесина, асфальты и др.

Микроорганизмы, выделяя биогазы, способны влиять на поровое давление в водонасыщенных грунтах и тем самым менять их физико-механические свойства. В.В.Радиной (1972) было установлено, что микроорганизмы в закрытой системе грунта могут увеличивать поровое давление и придавать ему плывунные свойства.

Многие бактерии применяются в различных биогеотехнологиях, включая и методы очистки грунтов от загрязнителей. К ним относятся:

Thiobacillus ferrooxidans — бактерии в виде палочек размером 0,5—1,5 мкм с одним жгутиком. Они — строгие аэробы, их оптимальный рост происходит при 28—33°С и pH 2—2,5, окисляют Fe^{2+}, U^{4-}, Cu^{+}, Sb^{3+}, S^{2-}, Se^{2-}. Образуемые ими Fe^{3+} и H_2SO_4 служат сильными агентами, переводящими в раствор различные металлы.

Thiobacillus thiooxidans — по своим свойствам напоминает предыдущую форму, однако способна к окислению серы, а не железа. Продукт этого окисле-

ния — H_2SO_4, ведет к понижению pH вплоть до 0,65. Используется для биовыщелачивания меди.

Leptospirillum ferrooxidans — вариабельная форма бактерий, образующая и вибрионы, и псевдококки, и спириллы. Аэробная бактерия, активно окисляющая Fe^{2+}, но не серу и сульфиды.

Бактерии рода *Sulfobacillus* — неподвижные аэробные спорообразующие палочки, окисляют элементраную серу, сульфиды и Fe^{2+}.

Бактерии рода *Acidianus* — сферические клетки, иногда дольчатой формы и выглядят как тетраэдры, пирамиды и т.п. Факультативные анаэробы: в аэробных условиях они окисляют серу и Fe^{2-}, в анаэробных — восстанавливают серу молекулярным водородом.

Кроме перечисленных, в последнее время выделено много других форм микроорганизмов, применяемых для очистки грунтов от различных токсичных загрязнителей, в том числе нефтяных и др.

ВЛИЯНИЕ МАКРООРГАНИЗМОВ НА ГРУНТЫ

Влияние на состав грунтов. Геохимические функции *высших растений* заключаются в создании органических веществ в процессе фотосинтеза, в извлечении из породы химических элементов (P, K, Na, Ca и др.), являющихся питательными веществами, концентрировании и пространственном их перераспределении. Растения используют грунты и почвы как субстрат, к которому они прикрепляются и из которого они потребляют различные питательные вещества. Их потребление осуществляется корнями растений как из твердой (минеральной) части, так и из порового водного раствора. В свою очередь в корнях может происходить накопление определенных веществ, которые так или иначе поступают в грунт.

Роль *грибов* в геохимическом круговороте веществ в биосфере огромна. Суммарная площадь внешней всасывающей поверхности гиф одного гриба достигает огромной величины. Благодаря этому они активно осуществляют потребление различных компонентов из почв и горных пород, передачу их растениям, и наоборот, поставляют ферменты, метаболиты, токсины и различные другие компоненты от растений в почвы и грунты. Основная роль, которую выполняют грибы в лесных экосистемах, — разложение отмирающей древесины.

Часть ферментов грибов может иметь токсичное действие для человека или других организмов, однако токсическое действие грибов на почвы и другие грунты изучено пока недостаточно. Особо опасное воздействие на экосистемы грибы могут оказывать при техногенном химическом загрязнении грунтов. В этом случае грибы способны осмотически концентрировать в своем теле различные токсичные компоненты, формируя своеобразные геохимические аномалии. Передающиеся от них по пищевым цепям токсины могут негативно влиять на многие группы организмов, включая и человека. Есть сведения об осмотическом накоплении в грибах тяжелых металлов. Поэтому съедобные грибы не рекомендуется собирать вдоль автомобильных дорог, вблизи химических предприятий и т.д.

На состав грунтов влияют и крупные роющие животные, которые при устройстве нор перемещают с глубины в поверхностные слои грунтовых толщ многие, в том числе и нерастворимые, химические элементы. Кроты в хвой-

но-широколиственных лесах Подмосковья ежегодно выносят на поверхность почвы (по данным Б.Д.Абатурова) до 53 кг/га железа, 95 — алюминия, но 27 кг/га кальция и магния, тогда как с растительным опадом этих элементов поступает гораздо меньше.

Влияние на структуру и состояние грунтов. Хорошо известно, что различные *растения* активно участвуют в биологическом выветривании горных пород. Корни некоторых растений способны проникать в тонкие трещины скальных грунтов и расщеплять их. В высокогорных регионах широко распространены так называемые камнеломки (*Saxifraga*) и толстянковые (*Crassulaceae*) — травянистые многолетние растения, активно участвующие в выветривании скальных горных пород и меняющие их структуру. Корни и корневые выделения оказывают влияние на формирование и свойства микроагрегатов пород и почв.

Структура и текстура грунтов меняется и под влиянием жизнедеятельности животных. Устраиваемые ими норы и ходы увеличивают общую пористость и пустотность грунтов. Особенно сильно их влияние на структуру проявляется в грунтах верхней части зоны аэрации (рис. 6.30). Установлено, что степные роющие грызуны обеспечивают постоянное рыхление сменяемых ими участков почвы, благодаря чему обеспечивается местная смена растительности, т.е. своеобразный залежный севооборот.

Влияние на свойства грунтов. Как показано выше, влияние *растений* на грунты в основном сводится к обеспечению биогеохимического круговорота веществ, а также определенному воздействию на структуру грунтов, и как следствие этого — изменению их свойств. Растения осуществляют также перераспределение влаги в породах, а выделяемая корнями углекислота повышает ее растворяющее действие и может обусловливать агрессивность.

Почвенные животные и выделяемые ими вещества повышают пористость, аэрацию, влагоемкость и водопроницаемость грунта, меняют водопрочность его структуры, количество гумуса и сумму обменных оснований, снижают кислотность, преобразуют и частично минерализуют органические вещества.

Так, почвенные нематоды, питаясь бактериями, водорослями, детритом и др., играют существенную роль в биогеохимическом круговороте веществ. Дождевые черви влияют на процессы самоочищения почв. Они перемещают и перемешивают почвенные частицы из одного горизонта в другой. При этом более грубые частицы (песчаные, гравийные) перемещаются вниз, а нижние слои, бедные перегноем, поднимаются вверх. Они способствуют аэрации почвы, обогащению ее органическими веществами, оставляют измельченные частицы почвы, прошедшие через их кишечник и смешанные с продуктами пищеварения — экскрементами, называемыми копролитами. Установ-

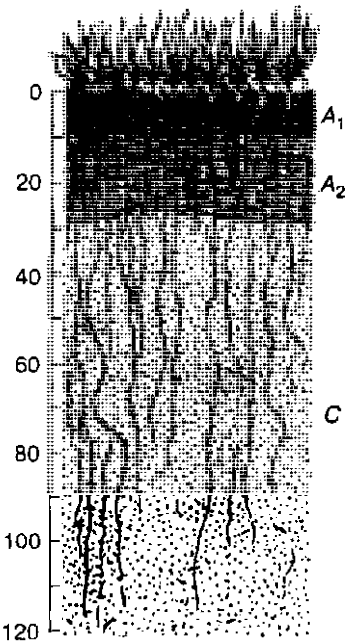


Рис. 6.30. Ходы червей, пронизывающие подпочвенный грунт на большую глубину (*по М.С.Гиляровой, Д.А.Криволуцкому, 1995*)

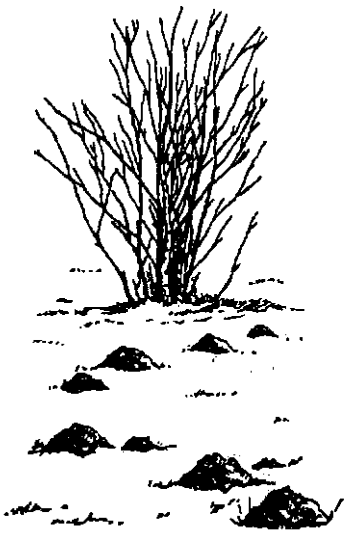


Рис. 6.31. Кротовины на поверхности речной террасы

лено, что на старых пастбищах дождевые черви выбрасывают ежегодно около 26 т копролитов на 1 га. При этом не все виды выносят копролиты на поверхность, некоторые оставляют их внутри ходов. Общее потребление и переработка почвы дождевыми червями на 1 га пахотных земель достигает до 95 т/год. В Подмосковье на поле многолетних трав и дерново-подзолистой почве (180 червей на 1 м^2) образуется 53 т/га копролитов в год.

В верхней части грунтов зоны аэрации свойства почв и других грунтов в определенной степени меняются под влиянием жизнедеятельности *норных животных*. При этом также увеличивается общая пористость грунтов, возрастает их аэрируемость; может увеличиваться влажность грунтов за счет более свободного доступа воды по норам и ходам. Грунтовый массив, пронизанный норами и ходами, теряет часть своей несущей способности и имеет пониженную прочность. Не меньшее значение имеет влияние макроорганизмов и на развитие геологических процессов в грунтах. Описаны случаи, когда кротовины (рис. 6.31), или норы сурков и сусликов, расположенные на склонах, служили начальным этапом в развитии на их месте процессов овражной эрозии.

В некоторых случаях в результате жизнедеятельности роющих животных может коренным образом измениться весь режим территории. Так, в Смоленской области массовое заселение суходольного луга кротами вызвало в дальнейшем его заболачивание (Гиляров, Криволуцкий, 1995). Не меньшее влияние на свойства грунтов зоны аэрации, формирование почвенного покрова и склоновую эрозию оказывают и сурки в местах своего обитания.

Таким образом, биотическая составляющая имеет очень важное значение в формировании состава, структуры, состояния и свойств грунтов и должна изучаться в инженерно-геологических целях наряду с другими компонентами.

Литература

Алешинская З.В., Пирумова Л.Г. Распределение диатомовых в аллювиальных отложениях рек Енисея и Лены//Мерзлотные условия. Вып. 3. М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 172 -182.

Аристовская Т.В. Микробиология процессов почвообразования. Л.: Наука, 1980. 187 с.

Болотина И.Н. Физико-химические явления с участием биотического компонента//Теоретич. основы инж. геологии. Физико-хим. основы/Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1985. С. 65—70.

Вернадский В.И. Живое вещество первого и второго порядка в биосфере//Избр. соч. М.: Наука, 1960. Т. 5. С. 63—71.

Гиляров М.С., Криволуцкий Д.А. Жизнь в почве. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1995. 240 с.

Заварзин Г.А. Литотрофные микроорганизмы. М.: Наука, 1972. 156 с.

Звягинцев Д.Г. Взаимодействие микроорганизмов с твердыми поверхностями. М.: Наука, 1973. 176 с.

Радина В.В. Роль микроорганизмов в формировании свойств грунтов и их напряженного состояния//Гидротехн. стр-во. 1973. № 9. С. 22—24.

Часть III

СТРОЕНИЕ ГРУНТОВ

ГЛАВА 7

Морфология структурных элементов грунтов

7.1. Размер структурных элементов твердой компоненты

Морфометрия *структурных элементов* грунтов, под которыми понимают отдельные кристаллы, их обломки, или обломки пород, составляющие твердую компоненту, предполагает характеристику размера, формы, характера поверхности твердых частиц (зерен, кристаллов, обломков и др.) и их количественного содержания. Знание морфометрических характеристик грунтов имеет большое значение в грунтоведении.

Размер структурных элементов в разных грунтах изменяется от долей микрона до десятков сантиметров. Изменение размера структурных элементов грунта в столь широких пределах приводит к большому различию удельной поверхности твердой компоненты и ее поверхностной энергии, что сильно сказывается на свойствах грунта в целом. Это влияние особенно отчетливо проявляется при отсутствии жестких кристаллизационных связей между структурными элементами твердой компоненты, т.е. в дисперсных грунтах. Поэтому, наряду с минеральным составом, размер слагающих элементов является одним из существенных признаков твердой компоненты грунта, определяющих ее свойства.

В ходе исследования *магматических* и *метаморфических* пород как грунтов размер кристаллов является основой для их подразделения, поскольку зернистость характеризует не только свойства этих пород, но и условия их формирования. Кристаллические породы подразделяют в зависимости от размера зерен на *гигантозернистые* с размерами кристаллов >50 мм; *крупнозернистые* — 50—5 мм, *среднезернистые* — 5—1 мм, *мелкозернистые* — 1—0,2 мм и *афанитовые* породы, в которых кристаллы (менее 0,2 мм) не видны невооруженным глазом.

Изучение соотношения кристаллов различных размеров в магматических и метаморфических породах возможно в шлифах под оптическим микроскопом или с помощью рентге-

новских микроскопов (микротомографов). При этом обычно указывается и степень однородности зерен по их размеру. В связи с этим выделяются *равномернозернистые, неравномернозернистые, порфировые* и *порфировидные* породы. К последним относятся породы, у которых на фоне мелких кристаллов (а иногда и нераскристаллизованной массы) выделяются отдельные крупные образования.

При изучении обломочных *осадочных* пород как грунтов размер обломков и их количественное соотношение в породе являются одним из основных классификационных признаков. Размер частиц помимо их диаметра (d) характеризуется и их дисперсностью $D = 1/d$ (измеряемой в м$^{-1}$ или в мм$^{-1}$). Чем меньше размер частиц грунта, тем выше его дисперсность. Крупнообломочные и песчаные грунты являются грубодисперсными, а глинистые — высокодисперсными. В зависимости от преобладающего размера обломков среди сцементированных осадочных пород выделяются: *крупнообломочные* (псефитовые) — более 2 мм, *среднеобломочные* (псаммитовые) — 2—0,05 мм, *мелкообломочные* (алевритовые) — 0,05—0,001 мм и *тонкообломочные* (пелитовые) породы — менее 0,001 мм, а среди обломочных несцементированных (дисперсных) грунтов — *крупнообломочные, пески, супеси, суглинки* и *глины*. На различие крупности частиц осадочных грунтов указывал еще М.В.Ломоносов, выделявший по размеру глины, пески, хрящи («бечевники и камни»), «голышки» и валуны[1]. В отечественной и зарубежной литературе большое внимание уделяется классификации обломков осадочных пород по их размерам, т.е. их номенклатуре.

Существуют номенклатурные классификации, разработанные специалистами различных профилей — петрографами, литологами, грунтоведами, почвоведами, гидрологами, инженерами-строителями, различающиеся между собой как по принципам построения, так и по подразделению слагающих элементов пород. В грунтоведении применяется номенклатурная классификация структурных элементов грунтов В.В.Охотина (табл. 7.1), основанная на учете изменения свойств выделяемых по размеру частиц. При ее разработке особое внимание было уделено обоснованию границ глинистых, пылеватых, песчаных и гравийных частиц, так как с ними связано выделение основных петрографических типов осадочных пород: глин, лёссов, песков, аргиллитов, алевролитов, песчаников, крупнообломочных пород.

В.Р.Вильямс еще в 1893 г. отметил наличие у частиц меньше 1 мкм броуновского движения в водной среде. В дальнейшем С.С.Морозов (1949) на основании обширных экспериментальных данных установил резкое изменение минерального состава, физических и физико-химических свойств частиц размером меньше 1 мкм, что послужило основанием выделить эти частицы в отдельную фракцию, названную г л и н и с т о й, поскольку преобладающими в ней, как правило, являются глинистые минералы.

Выделение *верхней* границы п ы л е в а т о й фракции (или *нижней* границы песчаной) — 0,05 мм, по И.В.Попову (1941), обосновывается тем, что: 1) частицы крупнее 0,05 мм обнаруживаются визуально, как и остальные песчаные фракции; 2) прибавление к песку частиц менее 0,05 мм резко меняет

[1] В работе «О слоях земных» М.В.Ломоносов в 1763 г. писал: «В рассуждении величины зерн пески разнятся бесконечно, ибо каждая порода крупностию их и фигурою так отменны, что из бесчисленного множества можно ль сыскать хотя одну пару, чтоб в величине и фигуре не было отмены. Микроскопические наблюдения доказывают сие довольно...»

Таблица 7.1

Наименование структурных элементов твердой компоненты дисперсных грунтов разного размера

Слагающие элементы		Размер слагающих элементов, мм
Классы	**Фракции**	
Валуны	крупные	более 800
	средние	400 800
	мелкие	200—400
Галька и щебень	крупные	100 200
	средние	60 100
	мелкие	40 60
Гравий и дресва	очень крупные	20—40
	крупные	10—20
	средние	4 10
	мелкие	2 4
Песчаные частицы	грубые	1 2
	крупные	0,5 1
	средние	0,25—0,5
	мелкие	0,10—0,25
	тонкие	0,05 0,10
Пылеватые частицы	крупные	0,01 0,05
	мелкие	0,001 0,01
Глинистые частицы		менее 0,001

многие его характерные свойства (уменьшает пористость, фильтрационную способность и др.); 3) фракция менее 0,05 мм слабо водопроницаема.

Выделение *верхней* границы песчаной фракции (или *нижней* границы гравийной) — 2 мм обосновывается тем, что частицы крупнее 2 мм не обладают капиллярным поднятием и водоудерживающей способностью. Более дробное деление фракций и их название указано в табл. 7.1.

В зарубежных странах используются иные номенклатурные подразделения фракций. Так, согласно номенклатуре, принятой в настоящее время в США (Public Road Administration) и ряде стран Западной Европы, выделяется глинистая фракция размером менее 0,002 мм, пылеватая фракция (silt) размером 0,02—0,002 мм, тонкопесчаная фракция 0,02—0,1 мм, песчаная 0,1—2 мм и гравелистая фракция крупнее 2 мм.

7.2. Количественное соотношение элементов твердой компоненты

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИКРОАГРЕГАТНЫЙ СОСТАВ ГРУНТОВ

Количественное соотношение элементов твердой компоненты в грунтах характеризуется относительным содержанием (по массе или по объему) частиц, обломков, кристаллов и других зерен определенного размера.

В *скальных* грунтах такая оценка обычно проводится с помощью автоматических анализаторов структур по шлифам (или аншлифам), а также с помощью микротомографов, при которой учитывается относительное объемное (или по площади для плоских изображений) содержание в грунте кристаллов, зерен или обломков разного размера. Результаты такой оценки выражаются в виде таблиц, графиков и гистограмм распределения кристаллов или частиц по размерам.

В *дисперсных* грунтах (связных и несвязных) количественное соотношение структурных элементов твердой компоненты разного размера оценивается с помощью гранулометрического[2] анализа. По его результатам судят о дисперсности грунтов, а также проводят их классифицирование. Кроме того, гранулометрический состав дает структурную характеристику грунта, позволяет

[2] Гранулометрия (от лат. granulum — зернышко и метрия — измерение) — совокупность приемов определения гранулометрического состава дисперсных грунтов и материалов.

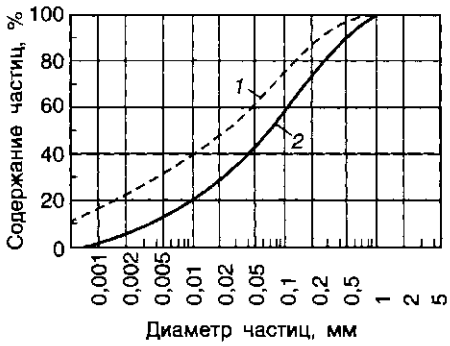


Рис. 7.1. Интегральные кривые гранулометрического (*1*) и микроагрегатного (*2*) состава суглинистого грунта

предварительно судить о происхождении породы, приблизительно оценивать некоторые свойства грунта (фильтрационные, физико-химические и др.), оценивать грунт как строительный материал и т.д.

Гранулометрическим составом грунта называется количественное содержание в нем первичных частиц (т.е. не сцепленных в агрегаты) по фракциям, выраженное в процентах по отношению их массы (рис. 7.1). Таким образом, гранулометрический состав характеризует предельную дисперсность грунта, он постоянен для данного грунта и поэтому является классификационным признаком. Поэтому при проведении гранулометрического анализа данного грунта необходимо перевести его частицы в состояние первичной дисперсности, что достигается использованием различных методов подготовки. Результаты гранулометрического анализа во многом зависят от способа подготовки анализируемого грунта, при котором и осуществляется разрушение микроагрегатов и их разделение на первичные частицы[3].

В отличие от него микроагрегатным составом грунта называется количественное содержание в нем и первичных, и вторичных частиц (т.е. сцепленных в агрегаты) по фракциям, также выраженное в процентах по отношению их массы. Микроагрегатный состав характеризует не предельную, а естественную дисперсность грунта, существующую в данных условиях. Он не постоянен для данного грунта и может меняться при изменении физико-химических условий среды. Поэтому микроагрегатный состав не является классификационным признаком, по нему нет смысла классифицировать грунты. Однако для правильного и наиболее полного суждения о дисперсности данного грунта необходимо знание как гранулометрического, так и микроагрегатного состава. Поэтому на практике обычно для одного и того же грунта определяют оба эти состава и сопоставляют их между собой.

Для оценки агрегированности грунта И.М.Горькова предложила определять два *коэффициента агрегированности* — для тонкопылеватой ($k_п$) и глинистой ($k_г$) фракций, представляющие собой отношение содержаний фракций размерами менее 0,005 и менее 0,001 мм, соответственно найденные при гранулометрическом ($C_г$) и микроагрегатном ($C_м$) анализах:

$$k_п = C_г(0{,}005)/C_м(0{,}005);\ k_г = C_г(0{,}001)/C_м(0{,}001).$$

Если агрегированность практически отсутствует, то оба эти коэффициента равны 1, если же она присутствует, то коэффициенты более 1. Таким образом, чем больше коэффициенты $k_п$ и $k_г$, тем больше агрегированность частиц соответствующих фракций.

[3] Способы подготовки грунта к гранулометрическому анализу и методика самого анализа (в том числе по ГОСТу) подробно описываются в методических и практических руководствах по грунтоведению.

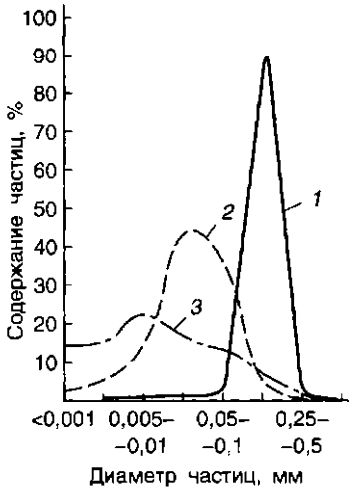


Рис. 7.2. Дифференциальные кривые гранулометрического состава монодисперсного (*1*), бидисперсного (*2*) и полидисперсного (*3*) грунта (*по А.А.Роде*)

Результаты гранулометрического или микроагрегатного анализов выражаются в форме таблиц или наглядно графически в виде интегральных (кумулятивных) или дифференциальных кривых содержания частиц, гистограмм распределения частиц по фракциям, а также в виде круговых циклограмм и треугольных диаграмм (треугольника Ферс) и др. (рис. 7.1, 7.2).

Предложены также иные способы выражения гранулометрического состава грунтов в виде различных обобщенных параметров: уравнений интегральных кривых, эквивалентных диаметров, а также статистических характеристик распределений частиц по размерам, среди которых выделяются: 1) среднеарифметический (средневзвешенный) диаметр, характеризующий крупность грунта; 2) среднеквадратическое отклонение, характеризующее степень однородности гранулометрического состава грунта; 3) показатель асимметрии, характеризующий асимметричность или симметричность кривой распределения; 4) показатель крутизны, характеризующий степень отклонения распределения от нормального.

Наиболее часто гранулометрический состав графически изображают в виде *интегральных графиков* (рис. 7.1 и 7.3). Форма кривых на этих графиках отражает все особенности распределения частиц в грунте по размеру, включая и его отсортированность. Неравномерное (или равномерное) содержание различных фракций в грунте характеризуется его неоднородностью, или отсортированностью. Пологий характер интегральных кривых свидетельствует о плохой отсортированности грунта, а крутой наклон — о хорошей (см. рис. 7.3).

Количественно неоднородность грунта оценивается по результатам гранулометрического анализа *коэффициентом неоднородности* (по Хазену) $K_н = d_{60}/d_{10}$, где d_{60} и d_{10} — диаметры частиц, меньше которых в грунте содержится соответственно 60 и 10% по массе частиц. Диаметр d_{10} называют действующим, или эффективным, а d_{60} — контролирующим. Для грунта, состоящего из частиц одной фракции, $d_{10} = d_{60}$ и, следовательно, $K_н = 1$. Но чем разнороднее грунт по размерам частиц, тем больше значение коэффициента неоднородности. При $K_н > 3$ для песков и $K_н > 5$ для глин грунты считаются неоднородными. Возможные изгибы и горизонтальные участки на интегральных кривых свидетельствуют о неравномерном содержании или даже отсутствии каких-либо фракций в грунте.

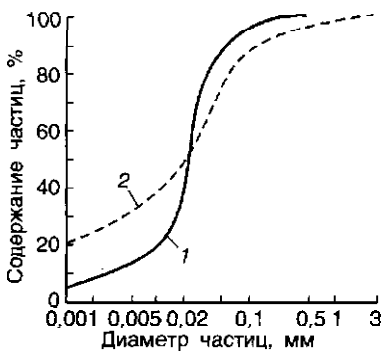


Рис. 7.3. Интегральные кривые гранулометрического состава лёсса (*1*) и лёссовидного суглинка (*2*) (*по М.П.Лысенко, 1978*)

Количественной мерой отсортированности песчаных грунтов также являются, по П.И.Фаде-

еву, *коэффициенты отсортированности*: $K_{оф} = d_{90}/d_{10}$, где d_{90} и d_{10} — диаметры частиц, составляющих в данном грунте соответственно по массе менее 90 и 10%, и, по Траску, так называемый *квартильный коэффициент*: $K_{от} = d_{75}/d_{25}$, где d_{75} и d_{25} — соответственно диаметры частиц менее 75 и 25%. Чем больше величины этих показателей, тем хуже отсортирован грунт.

В США по «Унифицированной системе классификации» (USC) используется следующий коэффициент для характеристики отсортированности грунтов:

$$K_{usc} = (d_{70}/d_{40}) \cdot (d_{70}/d_{90}) = (d^2_{70}/d_{40}\ d_{90}),$$

который основан на учете содержания частиц трех характерных диаметров d_{40}, d_{70} и d_{90}.

О степени неоднородности грунта можно судить и по *дифференциальным* кривым гранулометрического состава. Например, монодисперсные грунты характеризуются дифференциальными кривыми с одним высоким максимумом (рис. 7.2, кривая *1*), тогда как полидисперсные, или неоднородные, грунты имеют пологие дифференциальные кривые, иногда с несколькими максимумами. В соответствии с этим к монодисперсным грунтам относят те, в которых содержание одной фракции превышает 70%, к бидисперсным — грунты с содержанием двух смежных фракций более 70% и т.д.

Рис. 7.4. График гранулометрического состава для подбора смеси из двух грунтов (*по М.П.Гольдштейну, 1973*)

С помощью интегральных кривых гранулометрического состава грунтов легко подбирать или составлять смеси заданного гранулометрического состава. Такие задачи возникают при возведении насыпных массивов, строительстве плотин, дорог, использовании грунтов в качестве материалов и т.д. Вычисление пропорции для смеси из двух грунтов 1 и 2 поясняется на рис. 7.4. При смешивании их в отношении 1 : m ордината кривой C для некоторой фракции смеси из 1 + m частей равна:

$$C = (C_1 + mC_2)/(1 + m),$$

где C_1 и C_2 — соответствующие ординаты кривых состава смешиваемых грунтов. Отсюда вычисляется требуемое соотношение между смешиваемыми двумя грунтами, необходимое для получения смеси с заданным содержанием C какой-либо фракции:

$$m = (C - C_1)/(C_2 - C).$$

Аналогичные расчеты можно провести и для других фракций, определяя таким образом требуемые соотношения смешиваемых грунтов. Если смесь составляется из трех грунтов, то сначала проводят подбор промежуточной смеси для двух из них, а затем подбор для этой промежуточной смеси с третьим грунтом.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ ГРУНТОВ

На основе результатов гранулометрического анализа (с учетом способа подготовки) проводят классифицирование грунтов. При этом используются гранулометрические классификации двух типов: общие и частные. Общие классификации охватывают все или несколько гранулометрических типов грунтов, частные классификации разработаны применительно к какому-либо одному типу, например пескам, глинам и др.

В современном грунтоведении для классифицирования различных типов грунтов (от песков до глин) используется общая гранулометрическая классификация грунтов В.В.Охотина (табл. 7.2 и рис. 7.5), разработанная им еще в 1933—1940 гг. применительно к гранулометрическому анализу с подготовкой грунта кипячением с аммиаком (по П.А.Земятченскому). В ее основе, в первую очередь, лежит учет содержания в грунте глинистых частиц (менее 0,002 мм), поскольку именно они в ряде случаев оказывают определяющее влияние на многие свойства дисперсных грунтов. Графическое представление этой классификации дается в виде треугольника (рис. 7.5), которым удобно пользоваться на практике.

Таблица 7.2

Классификация дисперсных грунтов по гранулометрическому составу

(по В.В.Охотину)

Грунт	Содержание частиц мм, %			
	глинистых меньше 0,002	пылеватых 0,002 – 0,05	песчаных 0,05—2	гравийных больше, 2
Глина тяжелая	больше 60	не регламентируется		
Глина	30 60		больше, чем пылеватых	
Глина пылеватая	30 60	больше, чем песчаных		
Суглинок тяжелый	20—30	—	больше, чем пылеватых	
Суглинок тяжелый пылеватый	20 30	больше, чем песчаных	—	
Суглинок средний	15- -20	—	больше, чем пылеватых	
Суглинок средний пылеватый	15 20	больше, чем песчаных		
Суглинок легкий	10—15	—	больше, чем пылеватых	менее 10
Суглинок легкий пылеватый	10 15	больше, чем песчаных		
Супесь тяжелая	6 10		больше, чем пылеватых	
Супесь тяжелая пылеватая	6 10	больше, чем песчаных	—	
Супесь легкая	3 6		больше, чем пылеватых	
Супесь легкая пылеватая	3 6	больше, чем песчаных		
Песок	меньше 3	—	больше, чем пылеватых	

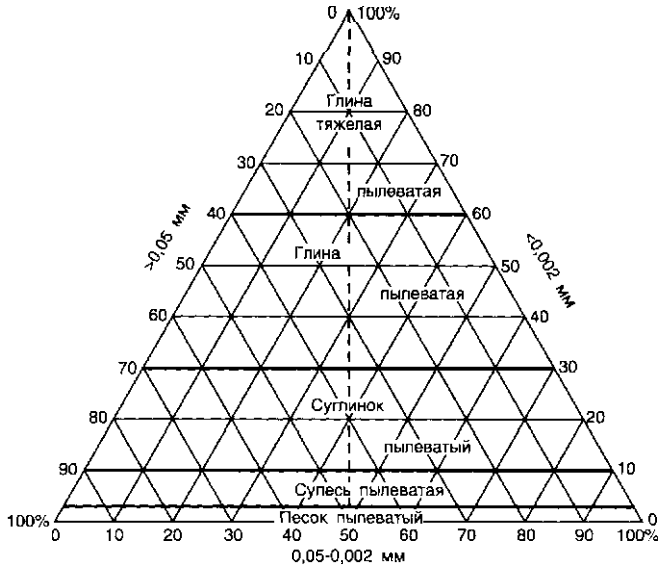
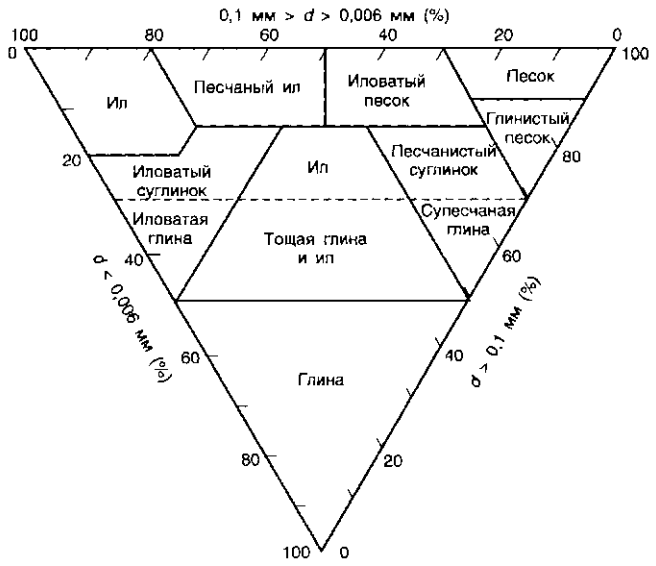


Рис. 7.5. Треугольная схема классификации грунтов по гранулометрическому составу В.В.Охотина

В зарубежных странах применяются иные общие классификации дисперсных грунтов. В частности, в США и некоторых странах Западной Европы принята общая классификация, показанная на рис. 7.6, в которой выделяются различные песчаные, пылеватые (илистые) и глинистые разности дисперсных грунтов по содержанию фракций менее 0,006 мм, 0,1—0,006 мм и более 0,1 мм. В этой классификации ил или илистый грунт (silt) выделяется не в генетическом смысле, а в литологическом и соответствует принятому у нас пылеватому грунту.

Среди частных классификаций в России и странах СНГ широкое распространение получила классификация Н.А.Качинского для почв и глинистых грунтов (табл. 7.3). Она разработана применительно к способу подготовки грунтов к гранулометрическому анализу по методике Н.А.Качинского (обработка HCl и последующее насыщение пробы грунта обменным Na^+). Она может использоваться также при подготовке грунта растиранием с пирофосфорнокислым натрием ($Na_4P_2O_7 \cdot 10H_2O$).

Для пылеватых, в частности лёссовых и лёссовидных, грунтов используется частная гранулометрическая классификация С.С.Морозова (табл. 7.4), разработанная в 1961 г. применительно к методу проведения анализа без разрушения карбонатов, но с насыщением грунта ионами натрия.



Для характеристики песчаных грунтов применяется частная классификация Е.М.Сергеева

Рис. 7.6. Общая классификация дисперсных грунтов Администрации общественных дорог (Public Road Administration), принятая в США

Таблица 7.3

Классификация почв по гранулометрическому составу

(по Н.А.Качинскому)

Содержание физической глины (частицы меньше 0,01 мм), %			Содержание физического песка (частицы больше 0,01 мм), %			Краткое название почвы по механическому составу
Почвы						
подзолистого типа почвообразования	степного типа почвообразования, красноземы и желтоземы	солонцы и сильно солонцеватые почвы	подзолистого типа почвообразования	степного типа почвообразования, красноземы и желтоземы	солонцы и сильно солонцеватые почвы	
0–5	0–5	0–5	100–95	100–95	100–95	песок рыхлый
5–10	5–10	5–10	95–90	95–90	95–90	песок связный
10–20	10–20	10–15	90–80	90–80	90–85	супесь
20—30	20—30	15—20	80—70	80—70	85—80	суглинок легкий
30–40	30–45	20–30	70–60	70–55	80–70	суглинок средний
40—50	45—60	30—40	60—50	55—40	70—60	суглинок тяжелый
50–65	60–75	40–50	50–35	40–25	60–50	глина легкая
65–80	75–85	50–65	35–20	25–15	50–35	глина средняя
более 80	более 85	более 65	менее 20	менее15	менее 35	глина тяжелая

Таблица 7.4

Классификация лёссовых грунтов по гранулометрическому составу

(по С.С.Морозову)

Наименование пород	Содержание частиц (диаметр, мм), % к сухой навеске							
	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,01	меньше 0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	меньше 0,001
Лёссовидный песок	0–1	0–1	55–70	25–40	2–4	0–2	0–1	0–1
Лёссовидный глинистый песок	0–1	0–1	0–35 (45)	40–60 (96)	4–8	2–4	1–2	1–2
Лёссовидная супесь	0–1	0–1	0–25 (50)	*40–60 (90)*	8–16	4–8	2–4	2–6
Легкий лёссовидный суглинок	0–1 (2)	0–1 (12)	0–5 (40)	25–50	16–32	5–13	0–5	8–21
Средний лёссовидный суглинок	0–1 (2)	0–1 (12)	0–5 (35)	25–50	32–48	6–17	0–5 (10)	8–31
Тяжелый лёссовидный суглинок	0–1 (2)	0–1 (5)	0–10	25–50	48–64	10–30	0–10	19–40
Легкая лёссовидная глина	0–1 (2)	0–1	0–10	15–40	64–72	15–35 (40)	0–10	25–45
Средняя лёссовидная глина	0–1 (2)	0–1	0–10	15–40	72—80	20—40	0—15	30—50
Тяжелая лёссовидная глина	0—1	0—1	0—10	10–20	больше 80	20–45	0–15	30–60
«Обобщенный» лёсс	0—1 (2)	0—1 (12)	0—5 (20)	50–84	16–48	0–30 (46)	0–5	2–16

Таблица 7.5

Классификация песчаных грунтов по гранулометрическому составу

(*по Е.М.Сергееву*)

Песок	Содержание фракций (мм), %					Примечание
	1—2	0,5—1	0,25—0,5	0,1—0,25	0,05—0,1	
Грубозернистый	>70					
Крупнозернистый		>70				
Среднезернистый			>70			
Мелкозернистый				>70		
Тонкозернистый					>70	
Крупно-грубозернистый	>70					преобладает грубозернистая фракция
Грубо-крупнозернистый	>70					преобладает крупнозернистая фракция
Средне-крупнозернистый		>70				то же
Крупно-среднезернистый		>70				преобладает среднезернистая фракция
Мелко-среднезернистый			>70			то же
Средне-мелкозернистый			>70			преобладает мелкозернистая фракция
Тонко-мелкозернистый				>70		то же
Мелко-тонкозернистый				>70		преобладает тонкозернистая фракция
Крупный	суммарно преобладают					
Мелкий				суммарно преобладают		

Примечание.

1. К пескам относятся грунты с песчаными частицами >80%, а глинистых <3%.
2. При содержании гравийных частиц <5%, песчаных >90%, пылеватых <10%, глинистых <2% к соответствующему названию песка добавляется название «чистый».
3. При содержании гравийных частиц в количестве 5—20%, песчаных >80%, глинистых <2% к соответствующему названию песка добавляется название «гравелистый».
4. При содержании песчаных частиц в количестве >80%, пылеватых 10—20%, глинистых >3% к соответствующему названию песка добавляется название «пылеватый».

(табл. 7.5), разработанная им на основе обобщения данных о гранулометрическом составе широкого спектра песков и учете изменения их инженерно-геологических особенностей.

Кроме того, для классифицирования песчаных, а также крупнообломочных грунтов используется классификация СНиП (табл. 7.6), которая широко применяется в строительных организациях. Существуют классификации гравелистых грунтов Н.И.Иванова, крупнообломочных грунтов А.И.Шеко, песчаных грунтов В.Д.Ломтадзе и др.

7.3. Форма элементов твердой компоненты

Морфология структурных элементов твердой компоненты грунтов (частиц — обломков, зерен, кристаллов и др.) включает в себя характеристику их формы и состояния поверхности. На необходимость учета формы частиц и обломков пород указывал еще М.В.Ломоносов (1763). Форма частиц и состояние их поверхности часто несут в себе информацию об условиях генезиса породы, от них зависят многие свойства грунта. Поэтому морфологические

Таблица 7.6

Классификация крупнообломочных и песчаных грунтов

(по СНиП 2.02.01-83)

Грунты	Размер частиц d, мм	% массы воздушно-сухого грунта
Крупнообломочные		
Валунный грунт (при преобладании неокатанных частиц глыбовый)	d>200	>50
Галечниковый грунт (при преобладании неокатанных частиц - - щебенистый)	d>10	>50
Гравийный грунт (при преобладании неокатанных частиц дресвяный)	d>2	>50
Песчаные		
Песок		
гравелистый	d>2	>25
крупный	d>0,5	>50
средней крупности	d>0,25	>50
мелкий	d>0,1	≥75
пылеватый	d>0,1	<75

Примечание. Для установления наименования грунта последовательно суммируются проценты частиц исследуемого грунта: сначала крупнее 200 мм, затем крупнее 10 мм, далее крупнее 2 мм и т.д. Наименование грунта принимается по первому удовлетворяющему показателю в порядке расположения наименований в таблице.

особенности являются существенным признаком слагающих элементов грунтов. Под формой минеральных зерен и обломков понимается их внешний облик (габитус). Различают форму первичных (раздельных) структурных элементов и вторичных, т.е. собранных в агрегаты.

ФОРМА ПЕРВИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Форма первичных структурных элементов грунтов разного генезиса существенно различна. Так, в *магматических* грунтах минеральные зерна, возникающие в процессе остывания магмы, имеют обычно более или менее правильные очертания кристаллов. Такая форма зерен называется идиоморфной[4] (рис. 7.7). При этом степень идиоморфизма в разных магматических грунтах может быть различной и определяется условиями образования магмы, последовательностью кристаллизации минералов при ее остывании и т.д.

У *метаморфических* грунтов рост и перекристаллизация минеральных зерен в твердом состоянии происходят в крайне стесненных условиях. Поэтому кристаллы в метаморфических грунтах чаще всего имеют сложную и неправильную форму. Если эта форма еще наследует прежние морфологические признаки кристаллов породы, то она начинается с приставки бласто[5], например бластоофитовая форма кристаллов и т.д. Если же зерна имеют новоприобретенный в процессе метаморфизма структурный облик, то слова «-бластовая» или «-бластическая» используются в окончаниях терминов, например ксенобластическая[6], гранобластовая форма (рис. 7.8) и др.

[4] Идиоморфизм - - способность минералов принимать определенные, свойственные им кристаллографические очертания.

[5] Бласто — от греч. слова «росток».

[6] Ксено - от греч. ксенос -- чуждый. Ксенобласты -- минеральные зерна в метаморфических грунтах, имеющие неправильную округлую, изрезанную, зубчатую форму.

Рис. 7.7. Идиоморфная форма кристаллов магматического грунта в поляризационном микроскопе. Кварцевый диорит, Урал (*по Е.А.Кузнецову, 1970*):
pl — плагиоклаз; q — кварц; T — титанит

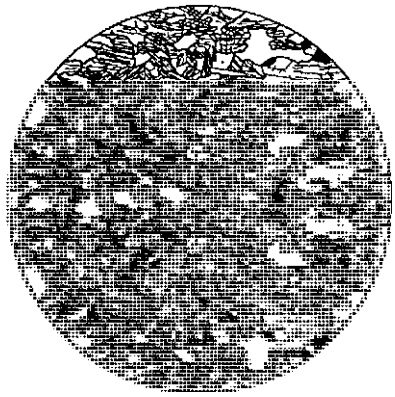


Рис. 7.8. Гранобластовая форма зерен метаморфического грунта в поляризационном микроскопе. Амфиболит, Южный Алтай (*по Е.А.Кузнецову, 1970*)

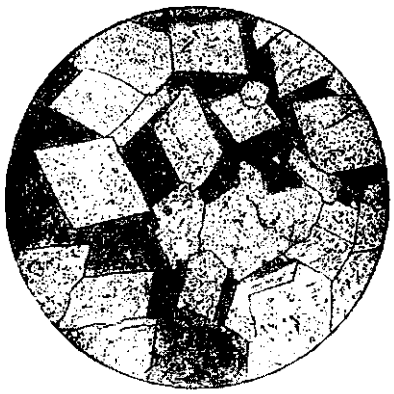


Рис. 7.9. Гипидиоморфная форма ромбоэдрических кристаллов доломита на фоне мелкокристаллической кальцитовой массы (*по Ю.И.Половинкиной*)

Рис. 7.10. Сложная форма обломков органических остатков в известняке (*по Ю.И.Половинкиной*)

В *осадочных сцементированных* грунтах форма зерен и обломков структурных элементов чрезвычайно разнообразна. При этом от формы зерен и обломков во многом зависит их соотношение с цементом, заполняющим промежутки между частицами, проникающим в углубления, каверны, трещины в обломках и др. (рис. 7.9, 7.10).

Наиболее сложную форму имеют обломки всевозможных органических остатков в органогенных грунтах — известняках (рис. 7.10), диатомитах и т.п.

В *осадочных несцементированных* грунтах и, в частности, в крупнообломочных и песчаных, слагающие их структурные элементы также характеризуются разнообразной формой. П.И.Фадеев (1969) предложил подразделять их по форме на четыре группы: округлые (углы и грани не прослеживаются), угловатые (обломки с углами и ребрами), полуокруглые (обломки с признаками первой и второй групп) и обломки со сложной конфигура-

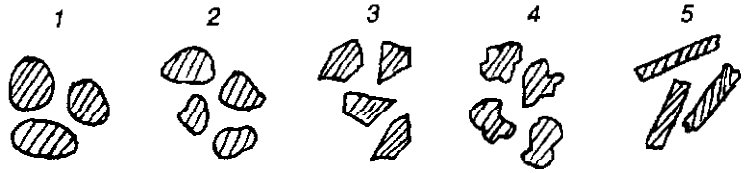


Рис. 7.11. Форма обломков крупнообломочных и песчаных грунтов:
1 — округлая; *2* — полукруглая; *3* — угловатая; *4* — сложной конфигурации; *5* — удлиненно-пластинчатая

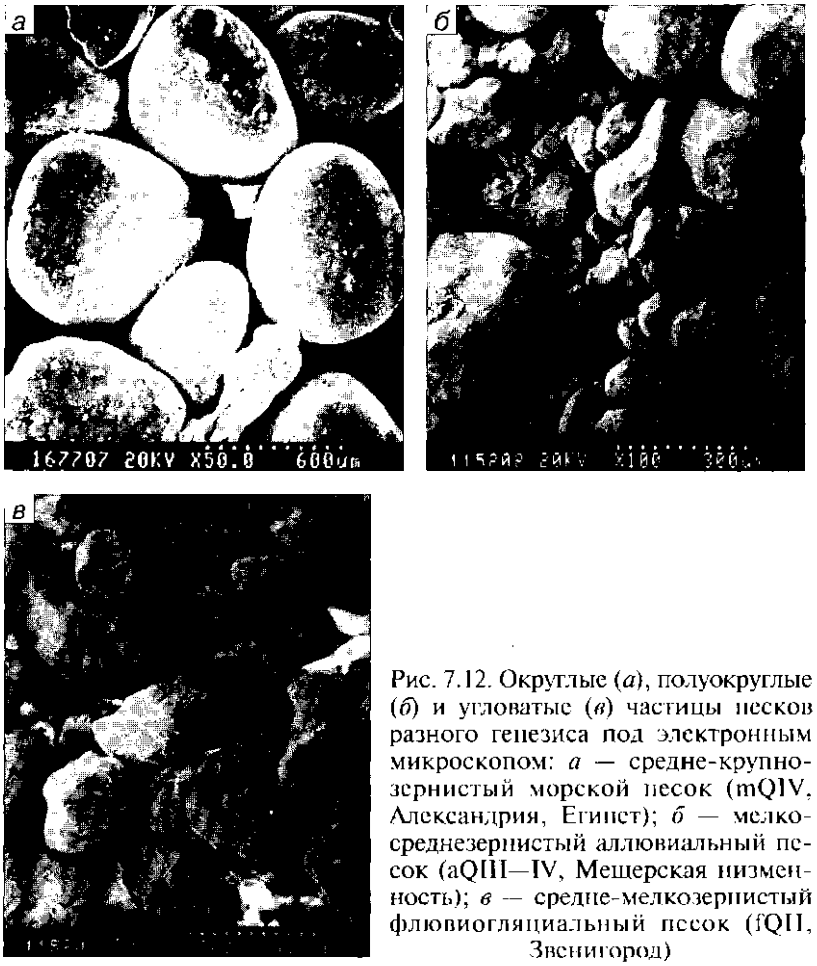


Рис. 7.12. Округлые (*а*), полуокруглые (*б*) и угловатые (*в*) частицы песков разного генезиса под электронным микроскопом: *а* — средне-крупнозернистый морской песок (mQIV, Александрия, Египет); *б* — мелко-среднезернистый аллювиальный песок (aQIII—IV, Мещерская низменность); *в* — средне-мелкозернистый флювиогляциальный песок (fQII, Звенигород)

щией (неровной, часто корродированной, изъеденной поверхностью). Кроме того, выделяют частицы и зерна пластинчатой и призматической формы (рис. 7.11—7.13).

Дисперсные грунты могут состоять из частиц одинаковой или близкой формы (например, многие хорошо отсортированные пески), но чаще всего они состоят из частиц и зерен разного размера и формы. Это обусловлено их

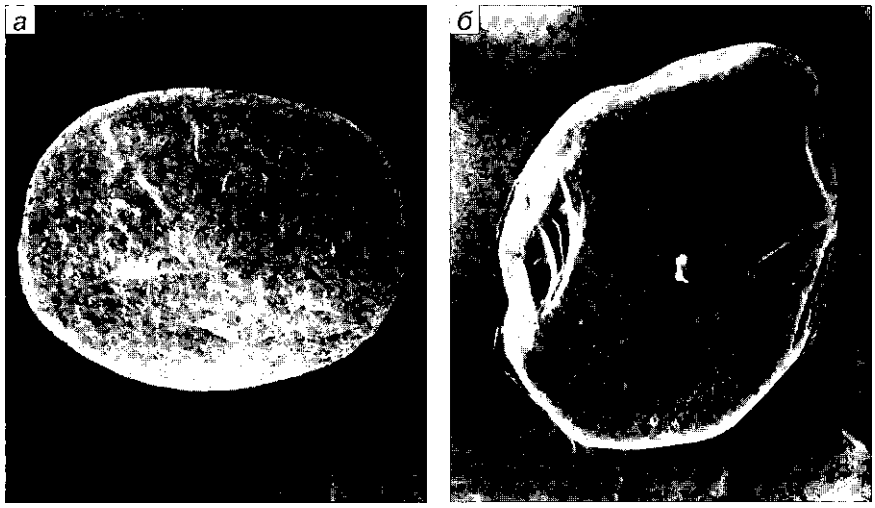


Рис. 7.13. Хорошо окатанное округлое (*а*) и полуокатанное (*б*) песчаные зерна под электронным микроскопом (×100)

различием в минеральном составе, а следовательно, различиями в прочности, окатываемости, истираемости, особенностях транспортировки и др.

Однако не следует думать, что зерна одинакового минерального состава и размера в разных грунтах (например, в разных песках) имеют одинаковую форму. Кроме минерального состава и размера зерен на их форму влияют особенности генезиса, транспортировки и длительность процесса переноса частиц до места осадконакопления (см. рис. 7.12).

Таким образом, морфология обломочных зерен определяется несколькими основными факторами, к которым относится минеральный состав зерен, их размер, условия транспортировки и отложения (генезис). Влияние минерального состава проявляется через физическую прочность и устойчивость минералов, слагающих зерна. По мере увеличения продолжительности транспортировки минеральных зерен и обломков наиболее совершенную окатанность приобретают более прочные и устойчивые минералы, такие, как кварц.

Первичным органогенным частицам дисперсных грунтов присуща разнообразная форма. Так, в глубоководных современных океанических илах содержатся многочисленные частицы остатков различных организмов сложной формы (рис. 7.14).

Особенно тесная взаимосвязь морфологии с кристаллохимическими особенностями минералов наблюдается у глинистых частиц. Различные глинистые минералы имеют частицы определенной формы, что используется в качестве одного из диагностических признаков идентификации глинистых минералов с помощью электронного микроскопа.

Так, частицы каолинита обычно гексагональной или псевдогексагональной формы с четкими контурами (рис. 7.15, *а*). Для иллитов характерны частицы пластинчатой формы — удлиненные или чаще изометричные, с четкими контурами (рис. 7.15, *б*). У смектитов самая высокая дисперсность, даже под электронным микроскопом видны не отдельные элементарные частицы, а их агрегаты сложной конфигурации с нечеткими («разлохмаченными» или «размытыми») краями (рис. 7.16, *а*). Частицы характерной формы имеют и

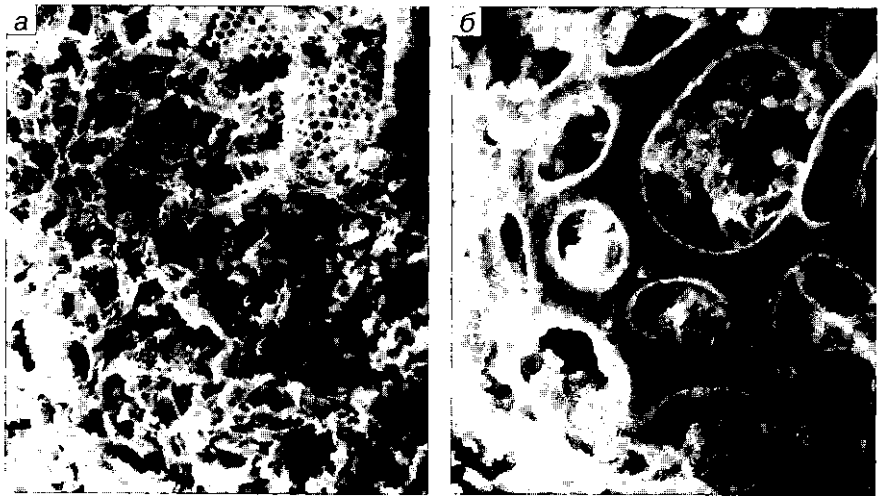


Рис. 7.14. Форма частиц остатков организмов в глубоководном океаническом иле (Тихий океан, р-н Кларион-Клиппертон, глуб. 5 км), увеличение ×1000 (*а*) и ×2000 (*б*)

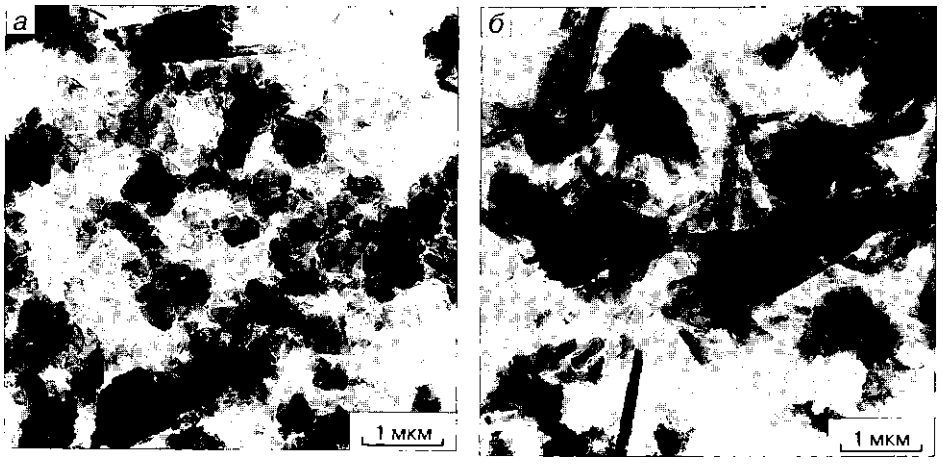


Рис. 7.15. Форма частиц каолинита (*а*) и иллита (*б*) под электронным микроскопом

другие глинистые минералы: например, палыгорскит характеризуется игольчатым обликом (рис. 7.16, *б*) и т.д.

Степень окатанности зерен во многом зависит от их размера. Первичные зерна размером меньше 0,02 мм, пылеватые и глинистые частицы практически не подвергаются обработке в процессе переноса и переотложения из-за небольшого веса и наличия на поверхности защитных гидратных пленок. С увеличением размера зерен степень их окатанности возрастает при прочих одинаковых условиях (рис. 7.17).

Еще большая зависимость морфологии зерен наблюдается от условий их транспортировки и отложения. У эоловых песков, например, окатанность частиц всегда наилучшая, а у делювиальных и элювиальных — наихудшая. У песчаных грунтов, сформировавшихся в водной среде, степень окатанности

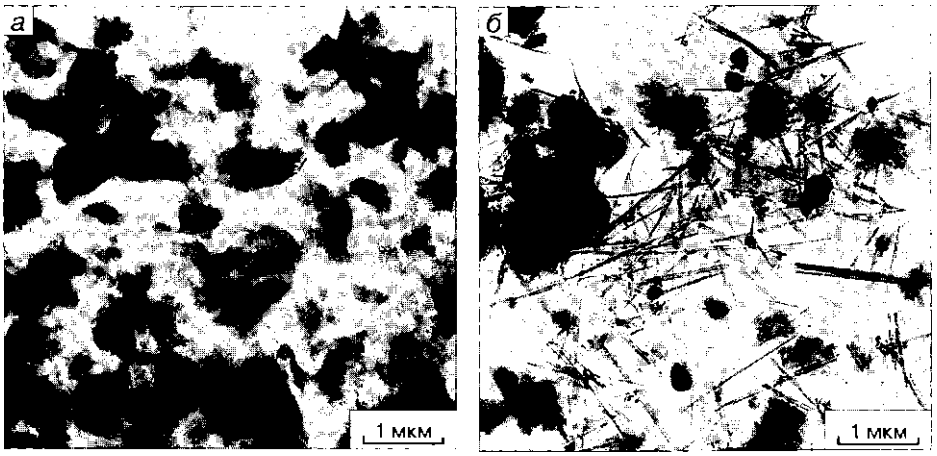


Рис. 7.16. Форма скоплений частиц смектита (*а*) и палыгорскита (*б*) под электронным микроскопом

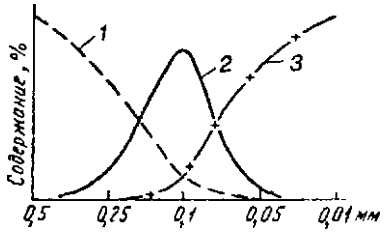


Рис. 7.17. Взаимосвязь окатанности и размера зерен песчаных грунтов (*по П.И.Фадееву*):
1 — окатанные; *2* — полуокатанные; *3* — неокатанные зерна

частиц зависит от протяженности транспортировки и возрастает с увеличением последней.

Наиболее разнообразная форма у первичных частиц и структурных элементов *техногенных грунтов*. Они отчасти могут отражать и наследовать форму первичных природных частиц, а также за счет искусственных примесей и техногенных воздействий иметь специфическую форму. Так, своеобразная форма характерна для частиц шлаков и зол, образующихся при сжигании каменных углей. Почти идеально шарообразная форма у полых скорлупообразных частиц микросфер, также образующихся при сжигании углей и содержащихся в виде примесей в золо-грунтах (рис. 7.18).

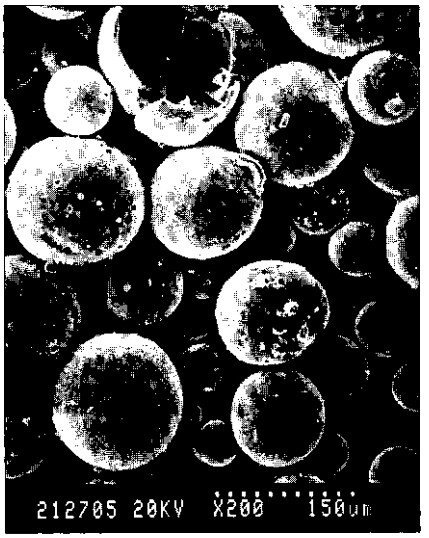


Рис. 7.18. Шарообразная форма микросфер угольной золы под электронным микроскопом (×200)

Отличия в морфологии частиц техногенных грунтов по сравнению с природными связаны с условиями и способом их формирования. Так, например, современные техногенные грунты не подвергались длитель-

ной гипергенной переработке, транспортировке частиц и т.д. Поэтому морфология их частиц формируется под действием иных техногенных факторов.

ФОРМА АГРЕГАТОВ ЧАСТИЦ

Не менее разнообразна форма агрегатов, которые образуются различными путями из скоплений первичных частиц. Различают ультрамикроагрегаты, микроагрегаты, агрегаты и макроагрегаты.

В тонкодисперсных глинистых грунтах, особенно смектитового состава, структурные элементы сложены не первичными частицами (которые настолько малы, что трудно различимы даже под электронным микроскопом), а **ультрамикроагрегатами** (рис. 7.19, *а*). При определенных условиях ультрамикроагрегаты образуют и другие глинистые минералы (каолинит, гидрослюда). Длина ультрамикроагрегатов изменяется от долей до нескольких микрометров. Важная особенность ультрамикроагрегатов — их высокая водопрочность: они не разрушаются (или разрушаются лишь частично) даже при подготовке глин к гранулометрическому анализу с применением специальных физико-химических методов. Поэтому при гранулометрическом анализе, например, глин монтмориллонитового состава получаемые данные отражают не их предельно диспергированное состояние, а скорее ультрамикроагрегатный состав.

Микроагрегаты представляют собой ассоциации глинистых частиц и ультрамикроагрегатов, не распадающиеся в воде при отсутствии физико-химических диспергаторов и механического воздействия. Микроагрегаты — основной структурный элемент природных глин. В зависимости от минерального состава, формы и дисперсности первичных глинистых частиц и ультрамикроагрегатов, а также условий их осадконакопления, они могут иметь различную форму. Размер микроагрегатов изменяется от нескольких до десятков микрометров (максимально).

Согласно В.Н.Соколову (2001), наиболее распространены микроагрегаты, в которых глинистые частицы и ультрамикроагрегаты контактируют по базисным плоскостям или по типу базис—скол, но под малыми углами наклона частиц, что приводит к образованию анизометричных структурных элементов листоватой, вытянутой и слегка изогнутой формы (рис. 7.19, *б*).

Каолиниты часто образуют доменоподобные микроагрегаты, состоящие из аксиально ориентированных первичных частиц и ультрамикроагрегатов (рис. 7.19, *г*). В некоторых случаях в глинах полиминерального состава могут встречаться изометричные микроагрегаты (рис. 7.19, *в*).

Для микроагрегатов монтмориллонита и смешанослойных минералов характерна тонкая листообразная форма. Границы между микроагрегатами прослеживаются плохо, и один микроагрегат постепенно переходит в другой.

Богатые железом смектиты (нонтронит) и гидрослюды (глауконит) формируют микроагрегаты глобулярной формы диаметром от нескольких до десятков микрометров, состоящие из тонких изогнутых листочков нонтронита и пластинчатых частичек глауконита.

При определенных условиях глинистые микроагрегаты и первичные пылеватые зерна образуют более сложные структурные элементы — глинистые (рис. 7.19, *д*) и глинисто-пылеватые **агрегаты** (рис. 7.19, *е*), состоящие из нескольких глинистых микроагрегатов или ассоциации глинистых микроагрегатов с пылеватыми и тонкопесчаными зернами. Агрегаты, как правило, менее устойчивы в воде, чем микроагрегаты.

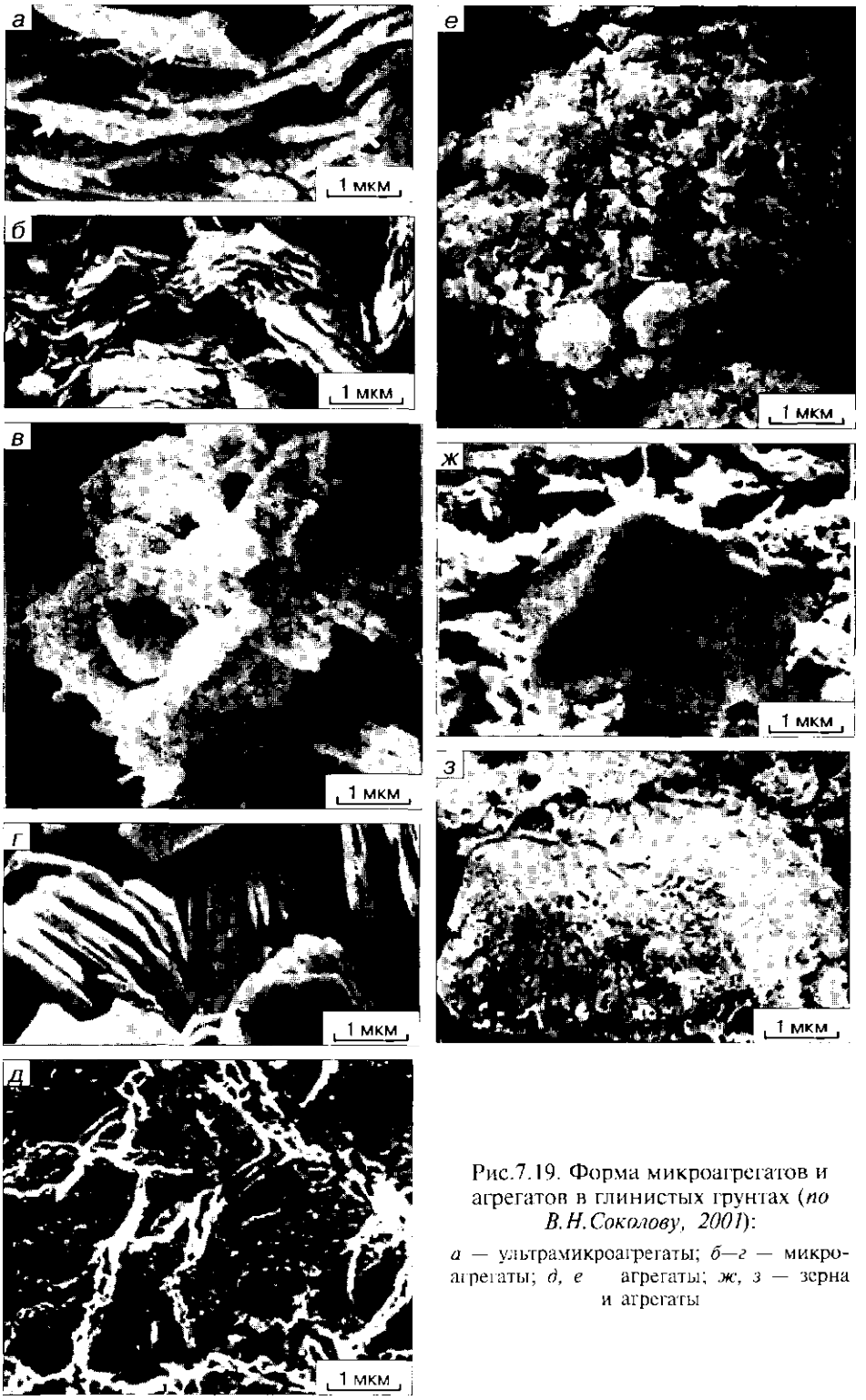


Рис.7.19. Форма микроагрегатов и агрегатов в глинистых грунтах (*по В.Н.Соколову, 2001*):

а — ультрамикроагрегаты; *б—г* — микроагрегаты; *д, е* — агрегаты; *ж, з* — зерна и агрегаты

В зависимости от минерального состава и дисперсности глинистых пород, наличия в них гидроксида железа, органики и карбонатов размер агрегатов изменяется от нескольких десятков до сотен микрометров. В отличие от микроагрегатов агрегаты обычно изометричны. В природных глинах они встречаются не всегда, а границы между ними при исследовании под оптическим и растровым электронным микроскопами установить довольно сложно. Лучше всего агрегаты выделяются в глинистых образованиях элювиального и гидротермального происхождения, где их контуры подчеркиваются границами преобразованных первичных зерен материнских пород (рис. 7.19, *д*).

Ориентация микроагрегатов внутри агрегатов может быть различной, но преобладают образования с неориентированным или слабоориентированным расположением микроагрегатов. Выделяют также агрегаты с высокой ориентацией всего глинистого материала, получившие название блоков или микроблоков.

Первичные минеральные зерна в глинистых породах представлены обломками кварца, слюды, полевого шпата и кальцита, среди которых наиболее хорошо изучены кварцевые зерна. Преобладают изометричные зерна различной степени окатанности и сохранности (рис. 7.19, *ж, з*). Их размер колеблется от 0,005 до 2 мм. Характерная особенность первичных минеральных зерен — наличие на них «рубашек» из тонкодисперсного материала (рис. 7.19, *з*), представленного частицами глинистых минералов, гидроксидами железа, карбонатами, органоминеральными соединениями. Наличие «рубашек» оказывает существенное влияние на контактные взаимодействия этих зерен и их поведение в глинистых породах.

В качестве *включений*, особенно в молодых глинистых осадках морского и озерного происхождения, часто встречаются остатки микрофлоры и микрофауны различной степени сохранности, обычно представленные карбонатными скелетами кокколитофорид, обломками кремнистых панцирей диатомовых водорослей и радиолярий, спорами и пыльцой различных растений, бактериями. Кроме того, в породах морского происхождения и глинистых образованиях аридных зон имеются включения различных солей. Чаще всего это колломорфные скопления тонкодисперсных кристаллов хемогенного кальцита или нитевидные микрокристаллы аутигенного кальцита (Грабовска-Ольшевска, Осипов, Соколов, 1984).

В морских глинистых отложениях нередки включения пирита, джайпурита и других рудных образований. Наконец, многие глины содержат включения органических веществ в виде слабо разложившихся органических остатков, гуминовых кислот и других высокомолекулярных соединений. Разложившаяся органика активно взаимодействует с глинистыми минералами, образуя на их поверхности своеобразные органоминеральные комплексы, хорошо различимые в растровом электронном микроскопе по глобулярным агрегатам гуминовых кислот.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ФОРМЫ ЧАСТИЦ И АГРЕГАТОВ

Оценка формы частиц, зерен, кристаллов, агрегатов грунтов может осуществляться с помощью различных морфометрических показателей. Наиболее обоснованны объемные (трехмерные) параметры формы. Однако их определение сопряжено с техническими сложностями; поэтому чаще всего параметры формы частиц определяют по плоским (бинарным) изображениям.

Основными из них являются коэффициент сферичности, фактор и коэффициент формы.

Коэффициент сферичности, по Уоделлу (Ψ_s):

$$\Psi_s = d_1/d_2,$$

где d_1 — диаметр круга, равный по площади сечению данного зерна; d_2 — диаметр круга, описанного вокруг этого зерна. Чем ближе величина Ψ_s к единице, тем выше сферичность частиц.

Фактор формы $K_ф$, введенный С.А.Салтыковым, определяется по формуле:

$$K_ф = 3{,}545\sqrt{S/P},$$

где S — площадь сечения частицы; P — ее периметр. В случае круглых частиц $K_ф = 1$, чем меньше эта величина, тем более изометрична частица.

К этому показателю по смыслу близок коэффициент формы K_f, определяемый по формуле:

$$K_f = 4\pi S/P^2.$$

Анизометричность зерен a оценивается также как отношение наименьшего (d_{min}) и наибольшего (d_{max}) диаметров частицы:

$$a = d_{min}/d_{max}.$$

Наиболее детально форма частиц сложной формы оценивается с помощью различных гармонических функций и рядов Фурье. На рис. 7.20 показана оценка формы различных частиц с помощью гармонической функции $R = f(\alpha)$, отражающей зависимость длины радиуса-вектора частицы R от угла поворота α. При этом, чем сложнее форма частицы, тем более сложный вид у функции $R = f(\alpha)$, которая описывается аналитически. Затем эта гармоническая функция может быть разложена в ряд Фурье и представлена зависимостью $A = f(n)$, где A — амплитуда гармоник ряда Фурье; n — номер гармоники. При этом начальные гармоники с номерами n = 1—10 характеризуют форму зерна в целом (габитус), гармоники с номерами n = 11—20 — величину крупных неровностей на поверхности частицы, а гармоники с n = 21—30 характеризуют разную степень шероховатости поверхности.

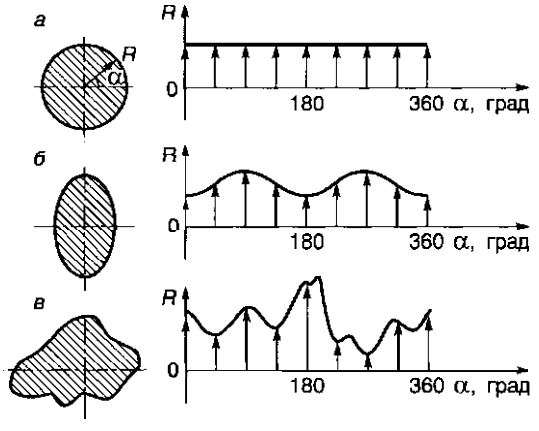


Рис. 7.20. Оценка формы сферичных (*а*) эллипсоидных (*б*) и полукруглых (*в*) частиц с помощью гармонической функции $R = f(\alpha)$

С помощью аналогичных функций может количественно детально оцениваться характер микронеровностей поверхности частиц любого масштаба. В настоящее время оценка этих показателей осуществляется автоматически с помощью анализаторов изображений структур и различных компьютерных программ анализа изображений. При

этом легко определяются не только показатели формы отдельных частиц, зерен, кристаллов, но и их средние значения и различные функции распределения.

В заключение необходимо отметить, что все морфологические показатели частиц определяются в выборках того или иного размера, т.е. с многократной повторностью, поскольку все структурные элементы грунтов подчиняются статистическим закономерностям, обусловливающим и статистические свойства структур грунтов в целом.

7.4. Поверхность твердых компонентов грунта

МЕЖФАЗНАЯ ГРАНИЦА «ТВЕРДЫЙ КОМПОНЕНТ—ГАЗ»

Наряду с формой частиц большое влияние на свойства грунтов оказывают особенности природы и состояние их поверхности на границах раздела фаз. Особенно велика роль межфазной поверхности в дисперсных грунтах, у которых суммарная площадь поверхности частиц ($\Sigma_п$) наибольшая. Для характеристики этого вводят удельную величину, названную *удельной поверхностью* грунта Ω, рассчитываемую по соотношениям:

$$\Omega = S_п/m,$$
$$\Omega_v = S_п/V,$$

где Ω_v — объемная удельная поверхность; m — масса твердых компонентов грунта; V — суммарный объем твердых компонентов грунта. Таким образом удельная поверхность Ω представляет собой суммарную площадь поверхности единицы массы грунта (измеряется в м^2/г), а объемная Ω_v — суммарную площадь поверхности единицы объема частиц грунта (измеряется в м$^{-1}$). Оба показателя связаны между собой соотношением $\Omega_v = \rho_s/\Omega$, где ρ_s — плотность минеральных частиц грунта.

Величина удельной поверхности грунта (Ω) обусловливается его дисперсностью, а также формой частиц и характером их поверхности. Наличие шероховатостей на поверхности частиц, которая никогда не бывает идеально гладкой, увеличивает суммарную площадь их поверхности, а следовательно, и Ω. Поэтому для грунтов с одинаковой дисперсностью, но разной степенью окатанности и шероховатости частиц характерна разная величина удельной поверхности Ω — она возрастает с ростом дисперсности, уменьшением окатанности (увеличением угловатости) и увеличением шероховатости поверхности частиц. Значения Ω меняются в широких пределах: в песчаных грунтах Ω = 0,001—0,1м^2/г, в супесях и суглинках 0,1—10 м^2/г, в глинах 10—100 м^2/г, в высокодисперсных (тяжелых) глинах 100—800 м^2/г.

Молекулы твердой минеральной фазы, выходящие на поверхность кристалла, зерна и других элементов, обладают избытком *свободной поверхностной энергии* ($f_{пов}$) по сравнению с состоянием тех же молекул, расположенных в объеме кристаллической решетки. Отнесенная к единице поверхности раздела фаз эта энергия называется *удельной поверхностной энергией* (f_s), она измеряется в Дж/м^2 или эрг/см^2 и характеризуется работой, затрачиваемой на образование новой межфазной поверхности. Таким образом, свойства поверхностных слоев твердого компонента грунта обусловлены отклонениями свойств их вещества от соответствующих его свойств в объеме. Величина удельной

Рис. 7.21. Дислокации вблизи поверхности кристалла Si, видимые на поперечном срезе (×1500) (*по В.Н.Алехину, 1983*)

Таблица 7.7

Значения удельной свободной поверхностной энергии для кристаллов на границе с воздухом

Кристалл	Температура, °С	Удельная свободная поверхностная энергия, эрг/см^2
NaCl	25	227 -300
KCl	25	110—250
CaO	23	1110 -1510
$CaCO_3$	25	230
MgO	25	1090—1150
Слюда	20	375—480
Si	25	1240
Zn	20	100 575

свободной поверхностной энергии кристаллов некоторых минералов приведена в табл. 7.7.

Исследования структуры поверхностных слоев различных кристаллов минералов, проведенные методами дифракции медленных и быстрых нейтронов, автоэлектронной эмиссии, спектроскопии (ИК, ЯМР), электронной микроскопии и другими, показали, что атомы в поверхностных слоях существенно смещены от своих нормальных положений в кристаллической решетке, вследствие чего в поверхностном слое возникают различные дислокации, дефекты и т.п. (рис. 7.21). Плотность этих дислокаций наибольшая непосредственно вблизи поверхности раздела «минерал—газ» (см. рис. 7.21, вверху).

Поэтому физико-химическая активность поверхностей твердой фазы очень высока. Поверхностная энергия кристалла уменьшается по мере возрастания сил взаимодействия поверхностных атомов с атомами граничащей среды — газа или жидкости. В общем случае для изотропных твердых компонентов грунта связь между их *поверхностным натяжением* ($\sigma_{пов}$) и удельной свободной поверхностной энергией (f_s) характеризуется выражением

$$\sigma_{пов} = f_s + S_{пов}\,(df_s/dS_{пов}).$$

Наличие поверхностной энергии в грунтах на границе «твердый компонент—газ» обусловливает различные поверхностные явления, такие, как адсорбция газов, капиллярная конденсация и др.

Типичным примером *адсорбции газов* является адсорбция грунтом паров воды, закономерности которой и соответствующие изотермы адсорбции были рассмотрены в гл. 4. Кроме паров воды грунты способны адсорбировать на своей поверхности и другие газы (см. гл. 5). Если грунт окружает смесь газов, то происходит их совместная адсорбция. При адсорбции грунтом из газовой смеси каждый отдельный газ адсорбируется всегда в меньшем количестве, чем если бы происходила адсорбция одного газа. При этом чем лучше газ адсорбируется грунтом, тем лучше он адсорбируется и из смеси.

Капиллярная конденсация в грунтах представляет собой сжижение паров в узких порах и в узких зазорах между частицами грунта при давлениях (p), меньших давления насыщенного пара (p_s) над плоской поверхностью той же жидкости при данной температуре. В грунтах происходит капиллярная конденсация воды (см. гл. 4), которая подчиняется уравнению Кельвина

$$\ln (p/p_s) = -2\sigma V_ж \cos\theta / rRT,$$

где σ — поверхностное натяжение жидкости; $V_ж$ — мольный обьем жидкости; θ — краевой угол смачивания; r — эффективный радиус пор; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура. За счет капиллярной конденсации в порах, микротрещинах грунтов зоны аэрации формируется капиллярно-конденсированная влага, особенно при изменении атмосферного давления и температуры. Этот процесс носит глобальный характер. Даже в пустынных и засушливых степных регионах за счет капиллярной конденсации в грунтах формируется влага.

На границе твердой и газовой фаз грунта может возникать и двойной электрический слой[7] (ДЭС). Однако его строение в сухих грунтах (рис. 7.22) существенно отличается от влажных (см. рис.7.27).

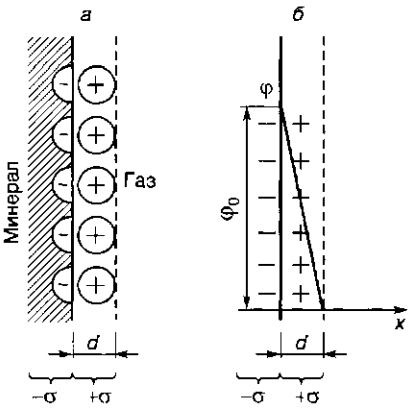


Рис. 7.22. Строение двойного электрического слоя на границе «минерал—газ» (*а*) и падение потенциала (*б*)

Отрицательный заряд частиц ($-\sigma$), возникающий вследствие изоморфных замещений и других причин (см. гл.3), компенсируется слоем катионов, плотно «сидящих» на поверхности частиц и имеющих равный по величине, но противоположный по знаку суммарный заряд ($+\sigma$), обеспечивая электронейтральность частиц в целом. Поэтому ДЭС в сухих грунтах подобен плоскому конденсатору, а электрический потенциал (φ) падает линейно на расстоянии x, соизмеримом с диаметром катионов d (рис. 7.22, *б*). Толщина слоя катионов на твердой поверхности также соизмерима с их диаметром d.

Не менее важное значение имеет и форма поверхности частиц на границе с воздухом или иной средой. Форма их поверхности так же, как и окатанность зерен, обломков и других структурных элементов пород, находится в тесной взаимосвязи с условиями транспортировки и отложения частиц (рис. 7.23, 7.24). Интересно отметить, что хорошая окатанность зерен не может свидетельствовать о совершенстве микрорельефа их поверхности.

Микрорельеф поверхности частиц несет в себе информацию об особенностях обработки зерен. Так, узкие борозды, штрихи свидетельствуют о механическом истирании частиц. Ячеистый рельеф поверхности формируется при соударении частиц (см. рис. 7.23). Кавернозные углубления, как бы «разъеден-

[7] Первые предположения об электрическом строении межфазных границ в конце 50-х гг. XIX в. высказал Г.Квинке. Представления о ДЭС в виде плоского конденсатора в 1879 г. ввел Г.Гельмгольц и позже Ж.Перрен.

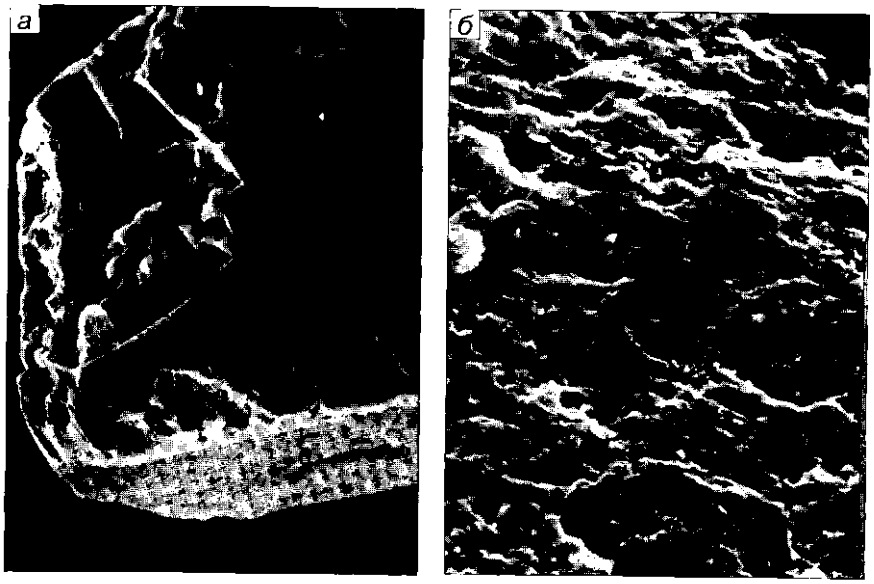


Рис. 7.23. Крупноячеистый (*а*) и мелкоячеистый (*б*) рельеф поверхности песчаных зерен под электронным микроскопом (×1000)

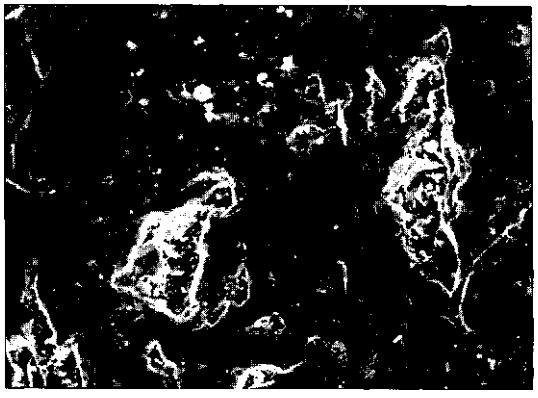


Рис. 7.24. «Разъеденный» микрорельеф поверхности песчаного зерна под электронным микроскопом (×1000)

Рис. 7.25. Глинистые «рубашки» на поверхности песчаных частиц под электронным микроскопом (х100)

ная» поверхность, свидетельствуют о действии агентов химического выветривания (см. рис. 7.24).

Характер поверхности обломков и зерен формируется не только в результате транспортировки и действия агентов выветривания, а также под воздействием поверхностных компонентов, осаждающихся или адсорбирующихся на поверхности частиц и образующих своеобразные поверхностные пленки, или «рубашки» (рис. 7.25).

По составу они могут быть весьма разнообразными — глинистыми, железистыми, гумусовыми и др. Особенно велика роль поверхностных рубашек в

формировании свойств грунтов. Так, в зависимости от склонности «рубашек» к воде они могут быть гидрофильными или гидрофобными, придавая и грунту в целом гидрофобные или гидрофильные свойства. Грунты с гидрофобными «рубашками» имеют меньшую проницаемость.

Большое влияние поверхностные «рубашки» оказывают на физико-механические свойства дисперсных грунтов, в частности на сопротивление грунтов сдвигу, поскольку их фрикционные особенности влияют на трение между частицами. Например, при одинаковой форме и размере частиц пески с поверхностными пленками, снижающими трение, будут иметь более низкий угол внутреннего трения. Поверхностные «рубашки» могут быть как природного, так и техногенного происхождения. Последние более разнообразны по составу и свойствам. Искусственные поверхностные рубашки в дисперсных грунтах могут быть представлены различными загрязнителями, в том числе экотоксикантами.

МЕЖФАЗНАЯ ГРАНИЦА «ТВЕРДЫЙ КОМПОНЕНТ—ЖИДКОСТЬ»

Межфазная граница твердого компонента и жидкости в грунтах также обладает поверхностной энергией. Однако ее величина на границе «твердое тело—жидкость» всегда меньше, чем на границе «твердое тело—газ». Поэтому на данной границе в грунтах возникают такие поверхностные явления, как смачивание, адсорбция компонентов из раствора, образование двойного электрического слоя и др.

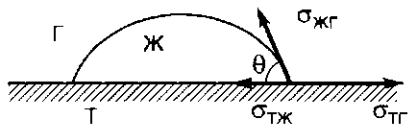


Рис. 7.26. Равновесие сил поверхностного натяжения в трехфазной системе

Взаимодействие твердой минеральной поверхности с жидкостью может происходить как в двухфазной системе «твердое тело—жидкость», так и в трехфазной системе «твердое тело—жидкость—газ». В последнем случае говорят о процессах смачивания и растекания, широко распространенных в грунтах. Если на плоской минеральной поверхности грунта находится капля смачивающей жидкости с краевым углом смачивания θ, то различные межфазные границы по периметру капли характеризуются соответствующими поверхностными натяжениями $\sigma_{тг}$, $\sigma_{жг}$ и $\sigma_{тж}$ (рис. 7.26).

Условие равновесия сил, действующих на каплю, характеризует уравнение Юнга

$$\cos\theta = (\sigma_{тг} - \sigma_{тж})/\sigma_{жг}.$$

В зависимости от значений краевого угла θ различают *гидрофобные* минеральные поверхности с плохим смачиванием ($\theta>90°$, $\sigma_{тг}<\sigma_{тж}$), *гидрофильные* поверхности с хорошим смачиванием ($\theta<90°$, $\sigma_{тг}>\sigma_{тж}$) и минералы с полным смачиванием, в которых $\theta \to 0$ и капля растекается в тонкую пленку ($\sigma_{тг} > \sigma_{тж}+\sigma_{жг}$). Большинство минералов горных пород, в том числе кварц, полевые шпаты, глинистые минералы и другие, по отношению к смачиванию водой являются гидрофильными. В целом же полиминеральные грунты обладают избирательным смачиванием, так как одни минералы смачиваются данной жидкостью лучше, другие хуже.

При контакте жидкости и твердого компонента грунта, как и на границе с газом, образуется двойной электрический слой (ДЭС). Формирова-

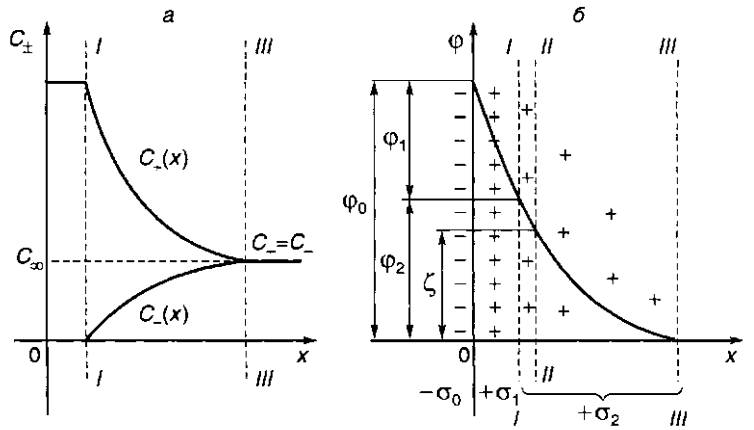


Рис. 7.27. Схема строения двойного электрического слоя по О.Штерну:

а — изменение концентрации катионов C^+ и анионов C^- вблизи поверхности; *б* — падение электрического потенциала в функции расстояния от поверхности *x* и распределение избыточных ионов; I—I — граница адсорбционного слоя; II—II — плоскость скольжения жидкости; III—III — граница диффузного слоя и свободного раствора (внешняя граница ДЭС)

ние ДЭС на границе раздела твердой и жидкой фаз грунта обусловливается диссоциацией поверхностных соединений минералов под влиянием полярной дисперсионной среды, а также изоморфными замещениями в кристаллических решетках минералов (Al^{3+} на Mg^{2+}, Fe^{2+} и т.д., см. гл.3), при которых минерал приобретает преимущественно отрицательный заряд. Компенсация этого заряда происходит за счет электростатического притяжения противоионов (катионов) к поверхности частиц. При этом анионы отталкиваются от поверхности, а катионы вблизи нее под действием молекулярного теплового движения распределяются диффузно от поверхности в объем раствора, образуя двойной электрический слой.

Согласно современным представлениям, основанным на теории О.Штерна (1936 г.), строение двойного электрического слоя вблизи твердой поверхности, имеющей отрицательный заряд ($-\sigma_0$), может быть представлено в виде схемы, приведенной на рис. 7.27. При этом поверхностная плотность заряда σ_0 потенциалопределяющего слоя образует как бы внутреннюю обкладку конденсатора, а ионы (катионы), находящиеся в жидкости, образуют внешнюю обкладку противоположного знака, причем в целом система электронейтральна:

$$-\sigma_0 = \sigma_1 + \sigma_2,$$

где σ_1 — плотность зарядов адсорбционного слоя (расположенного от твердой поверхности до линии I—I (см. рис. 7.27); σ_2 — плотность зарядов диффузного слоя (область от линии I—I до линии III—III).

Разность потенциалов, возникающая на границе раздела фаз, характеризуется фазовым или термодинамическим потенциалом φ_0, который равен сумме падений потенциалов в адсорбционном φ_1 и диффузном φ_2 слоях (см. рис. 7.27, б). Потенциалы φ_0, как и φ_1 и φ_2, не поддаются прямому измерению. Экспериментально определяется лишь часть термодинамического потенциала, так называемый ζ-потенциал, характеризующий падение потенциала между гра-

ницей скольжения жидкости (например, при наложении внешнего электрического поля в ходе электроосмоса) и глубиной раствора, где объемный заряд равен нулю, т. е. в области между линиями II—II и III—III (см. рис. 7.27). В ряде случаев ζ-потенциал может совпадать с φ_2. Вследствие этого величина ζ-потенциала является важнейшей характеристикой ДЭС дисперсных систем.

Поверхностная плотность заряда частиц грунта может быть найдена по данным емкости обмена грунта (СЕС):

$$-\sigma_0 = \text{CEC} \cdot F/S_0 \cdot 10^5,$$

где СЕС — емкость обмена; F — число Фарадея; S_0 — удельная поверхность грунта.

Плотность зарядов диффузного слоя σ_2 может быть найдена по значениям ζ-потенциала в случае малой концентрации электролита в порах грунта по уравнению

$$\sigma_2 = \frac{1}{Z}\sqrt{\frac{\varepsilon RTC_v}{2\pi}}\exp\left(\frac{FZ\zeta}{2RT}\right) - \exp\left(\frac{-FZ\zeta}{2RT}\right),$$

где Z — валентность ионов; ε — диэлектрическая проницаемость порового раствора; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура; C_v — концентрация равновесного порового раствора.

Область распространения диффузного слоя в глубину объема раствора характеризуется «дебаевским радиусом экранирования»[8] γ или приведенной толщиной диффузного слоя δ, связанных соотношением $\gamma = 1/\delta$ и определяемых по формуле

$$\delta = (\varepsilon RT/2\pi ZC_v)^{1/2}/2Z.$$

Приведенная толщина диффузного слоя характеризует среднее расстояние от адсорбционного слоя до центра тяжести электрических зарядов диффузного слоя. Учитывая, что при $x = 0$ потенциал $\varphi_x = \varphi_0$, можно получить соотношение между $\varphi(x)$ и φ_0:

$$\varphi(x) = \varphi_0 \exp(-x/\delta),$$

где δ — приведенная толщина диффузного слоя. Из этого уравнения следует, что потенциал $\varphi(x)$ уменьшается в 2,72 раза на расстоянии, равном приведенной толщине диффузного слоя δ, а на больших расстояниях падает практически до нуля (см. рис. 7.27), что и позволяет характеризовать толщину ДЭС величиной δ.

Для симметричного одновалентного электролита (например, NaCl, KCl, LiCl) величина δ линейно уменьшается с ростом концентрации ионов электролита в объеме раствора $(C_0)^{1/2}$, а при подстановке соответствующих значений постоянных величин определяется уравнением

$$\delta = \frac{3{,}06 \cdot 10^{-8}}{\sqrt{C_0}},$$

т.е. δ не зависит ни от поверхностного заряда σ_0, ни от потенциала (φ_x или φ_0), а при постоянной температуре является лишь функцией концентрации C_0

[8] Такое название эта величина получила в теории Дебая—Гюккеля.

электролита и заряда ионов Z. Расчеты δ по приведенным уравнениям показывают, что в разбавленных растворах диффузный слой простирается на расстояние порядка тысяч нанометров от поверхности частиц. В случае же концентрированных растворов ионы диффузного слоя переходят в адсорбционный слой, при этом его толщина падает до нуля, а значения φ_1 приближаются к значениям φ_0, постоянным для данной поверхности. В таком состоянии, когда ДЭС является плоским конденсатором, в котором потенциал падает линейно, к системе приложима теория ДЭС Гельмгольца, а величина поверхностного заряда частиц грунта $\sigma_0 = \sigma_1$ может быть рассчитана по формуле

$$\sigma_0 = \varphi_0 \varepsilon / 4\pi d,$$

где d — толщина адсорбционного слоя.

В современной теории ДЭС используют модель трех последовательно соединенных конденсаторов, которая впервые была предложена Грэмом в 1947 г. Он ввел представление о двух различных плоскостях «наибольшего приближения» ионов в адсорбционном слое: 1) «внутренней плоскости Гельмгольца» — слое ионов, адсорбированных специфически, которые ближе подходят к поверхности раздела за счет их частичной десольватации, 2) «внешней плоскости Гельмгольца», являющейся границей, до которой могут подходить электрические центры ионов, участвующих в тепловом движении и взаимодействующих только за счет электростатических сил (слой Гуи-Чэпмена).

Дальнейшее развитие теории ДЭС связано с применением более сложных моделей, в том числе включающих диффузное распределение зарядов и потенциала не только в жидкой фазе, но и в приповерхностном слое твердой фазы. Как показали работы Д.А.Фридрихсберга и его школы, некоторая часть скачка потенциала в ионных кристаллах, оксидах, гидроксидах и высокополимерных ионитах приходится на твердую фазу, так называемый «гель-слой». При этом поверхностный потенциал φ_0 оказывается меньшим, чем межфазная разность потенциалов φ_1.

При изучении электроповерхностных явлений дисперсных пород следует иметь в виду, что, наряду с классической теорией равновесного ДЭС, в последнее время разрабатывается теория поляризованного ДЭС, учитывающая процессы возможной его поляризации и связанных с этим побочных факторов, влияющих на электрокинетические свойства. В связи с этим особое значение приобретают методы изучения параметров ДЭС.

К настоящему времени накоплен большой экспериментальный материал о структуре ДЭС в различных системах, что позволяет выделить типы различных ДЭС. Так, в зависимости от количества участвующих в данной системе фаз, двойные электрические слои можно подразделить на *простые* (в двухфазной водонасыщенной системе) и *сложные* (в системах из трех и более фаз). В зависимости от толщины поверхностных пленок или слоев воды следует различать неразвитый, или *тонкий*, ДЭС, когда из-за незначительной толщины пленки (например, в концентрированном растворе) отсутствует какая-либо периферийная часть двойного слоя (например, диффузная), и развитый, или *толстый*, ДЭС, отвечающий полностью сформированным составляющим его слоям, протяженным вглубь объема жидкости. Кроме того, следует различать *свободные* и *перекрывающиеся* ДЭС, в зависимости от того, сближены или нет противолежащие границы раздела фаз на такие расстояния, что их ДЭС начинают взаимодействовать между собой, вызывая либо отталкивание (в случае одноименно заряженных ДЭС), либо взаимное притяжение.

Учитывая геометрию поверхностей раздела фаз, а следовательно, и объемную конфигурацию ДЭС, последние подразделяются на *плоские* ДЭС (возникающие вблизи плоских границ раздела фаз), *сферические* (вокруг сферических и близких к ним границ раздела), *цилиндрические* ДЭС, а также ДЭС более сложной формы, в частности, ДЭС на шероховатой или пористой поверхности. Принято считать, что плоский двойной электрический слой определяется условием $R>>\delta$, где R — радиус частицы, δ — приведенная толщина ДЭС. При условии, когда $R>>\delta$, распределение потенциала в функции расстояния от сферической частицы радиуса R подчиняется основным закономерностям, полученным для плоского ДЭС. Таким образом, для частиц глинистых грунтов, в которых $R>>\delta$, применима теория плоского ДЭС без каких-либо ограничений.

И наконец, в зависимости от параметров внешнего электрического поля можно различать *равновесный* ДЭС, возникающий в нулевом или постоянном электрическом поле, и неравновесный, или *поляризованный*, ДЭС, возникающий при наличии переменного электрического поля. Как частный случай последнего типа ДЭС следует также различать стационарный ДЭС, квазиравновесность которого поддерживается стационарностью переменного электрического поля во времени. Различные возможные сочетания указанных типов ДЭС обусловливают многообразие видов двойных электрических слоев в природных дисперсных структурах, сложность и специфику проявления в них электроповерхностных явлений.

Наличие электрического заряда на поверхности частиц дисперсных грунтов и градиента концентрации противоионов, компенсирующих поверхностный заряд в пределах двойного электрического слоя (ДЭС), определяет электроповерхностные и капиллярно-осмотические свойства грунтов, имеющие наибольшее значение в высокодисперсных глинистых грунтах. В то же время особенности строения ДЭС в отсутствие внешнего электрического поля определяют в дисперсных грунтах такие явления, как адсорбция, ионный обмен, структурообразование, взаимная коагуляция частиц и их агрегативная устойчивость (см. гл.11). В связи с этим изучение параметров ДЭС имеет большое практическое и теоретическое значение в грунтоведении.

Потенциалы φ_0 и φ_2 являются важнейшими характеристиками ДЭС в дисперсных грунтах, однако их величина не может быть измерена экспериментально. Информацию о величине φ_2 можно получить лишь путем измерения другой, близкой к ней, величины *электрокинетического* или *ζ-потенциала*, который определяется как потенциал плоскости скольжения фаз (см. рис. 7.27, линия II—II) при их относительном перемещении, вызванном наложением внешнего электрического поля. Точное положение плоскости скольжения II—II неизвестно, но оно, строго говоря, не совпадает с границей адсорбционного и диффузного слоев.

На величину ζ-потенциала в дисперсных грунтах (как и на толщину ДЭС) влияют такие факторы, как вид и концентрация электролита (рис. 7.28, 7.29), температура (рис. 7.30), pH среды и др.

Анализ влияния концентрации электролита на параметры ДЭС проводят отдельно для индифферентных (т.е. не влияющих на величину φ_0) и неиндифферентных электролитов. В случае *индифферентных электролитов* могут быть два варианта: 1) когда в грунт вводится электролит, одинаковый по составу с катионами ДЭС, 2) когда вводится электролит, не имеющий общих ионов с ДЭС.

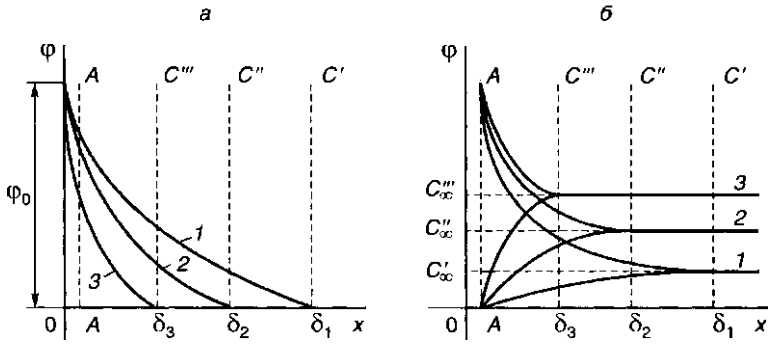


Рис.7.28. Влияние концентрации индифферентного электролита на ζ-потенциал и толщину ДЭС (*а*) и расцределение концентрации противоионов (*б*)

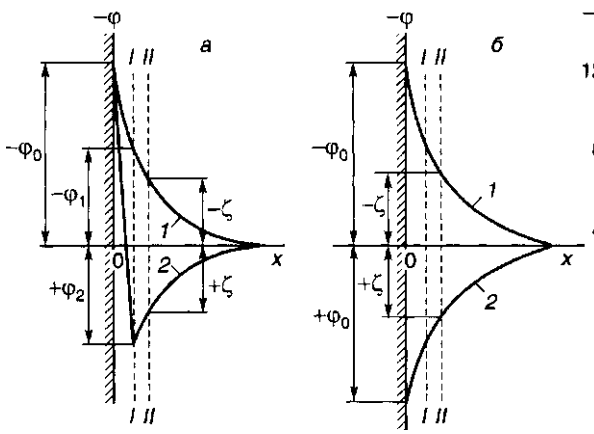


Рис. 7.29. Перезарядка ДЭС с помощью индифферентного (*а*) и неиндифферентного (*б*) электролита: падение потенциала до (*1*) и после (*2*) перезарядки; I—I — граница адсорбционного слоя; II—II — плоскость скольжения жидкости

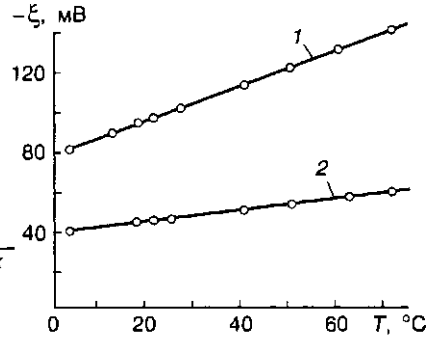


Рис.7.30. Зависимость ζ-потенциала от температуры в глинистых грунтах (*по В.А.Королеву, 1977*):
1 — Na-монтмориллонит;
2 — Na-каолинит

В первом варианте при увеличении концентрации от C'_∞ до C''_∞ ионы диффузного слоя переходят в адсорбционный слой, толщина диффузного слоя уменьшается и величина ζ-потенциала падает (см. рис.7.28). Дальнейшее увеличение концентрации может перевести частицу в изоэлектрическое состояние, когда $\zeta = 0$.

Во втором случае будет происходить эквивалентный обмен противоионов ДЭС на вводимые катионы и в соответствии с этим будет меняться толщина ДЭС и ζ-потенциал. Так, замена одновалентных противоионов ДЭС на многовалентные будет вызывать снижение ζ-потенциала при прочих одинаковых условиях (при $C_0 = \text{const}$). Ионы с большим адсорбционным потенциалом (Al^{3+}, Th^{3+} и др.) и многозарядные ионы легко снижают ζ-потенциал до нуля и даже могут изменить его знак (см. рис. 7.29, *а*). *Неиндифферентные электролиты*, способные достраивать кристаллическую решетку, могут менять как ζ-потенциал, так и потенциал φ_0 (рис. 7.29, *б*).

Аналогично увеличению концентрации действует на параметры ДЭС и понижение температуры (см. рис. 7.30), т.е. величина ζ-потенциала в грунтах линейно снижается.

В условиях нормального развития диффузного слоя, не осложненного кривизной поверхности твердой фазы и взаимодействием перекрывающихся одноименных ДЭС, величина ζ-потенциала не зависит от структурных параметров системы (диаметра частиц, величины пор, радиуса капилляров и др.). В противном случае на величину ζ-потенциала существенно влияют структура, влажность грунта и другие параметры, особенно в высокодисперсных грунтах. Поэтому определение ζ-потенциала в глинах проводят при влажности их свободного набухания, т.е. в состоянии полного развития ДЭС.

МЕЖФАЗНАЯ ГРАНИЦА МЕЖДУ ТВЕРДЫМИ КОМПОНЕНТАМИ

Поверхность раздела между соприкасающимися твердыми компонентами грунта (кристаллами, зернами, обломками, частицами) также обладает поверхностной энергией, но в этом случае она еще более понижена по сравнению с межфазными границами «твердое тело—газ» или «твердое тело—жидкость». Понижение поверхностной энергии может происходить под влиянием цементирующего вещества или непосредственно под влиянием соприкасающейся разнородной минеральной поверхности. Поэтому для поликристаллических горных пород, сцементированных грунтов и т.п. в целом не характерны описанные выше поверхностные явления.

Тем не менее, на границах раздела между соприкасающимися твердыми компонентами горных пород, одинакового или особенно разного минерального состава (рис. 7.31), также концентрируются всевозможные дефекты структуры, микротрещины, дислокации и др. Очень часто морфология этих межфазных поверхностей несет информацию о генезисе породы и различных этапах ее преобразования в ходе литогенеза (Япаскурт, 1999; Фролов, 1993, 1995). Характер и состояние этой поверхности влияет и на инженерно-геологические особенности грунтов, во многом определяет их физико-механические свойства.

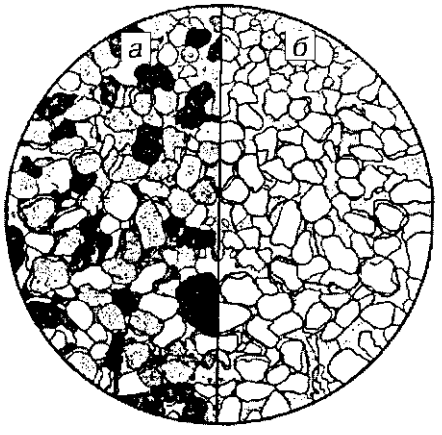


Рис. 7.31. Межфазные границы между зернами в кварцитовом песчанике, видимые в микроскопе с анализатором (*а*) и без анализатора (*б*) (*по Л.Б.Рухину*)

Рис. 7.32. Поверхность кристалла на контакте калиевого полевого шпата с кварцем в граните (×10 000) (*по Н.С.Красиловой и др., 1984*)

Морфология контактов кристаллов и изучение межфазной границы между ними изучаются в шлифах, а также на продольных и поперечных сколах с помощью электронной микроскопии. Продольный скол получают при раскалывании породы по плоскости контакта каких-либо двух минералов (рис. 7.32). Исследования показывают, что межфазные поверхности между минералами покрыты микротрещинами размером 0,1—0,01 мкм, а также несут на себе следы выветривания и др. Вследствие градиентов концентрации компонентов на границах соприкасающихся твердых фаз возникает их диффузия через межзеренные границы, которая, однако, идет существенно медленнее, чем в жидких или газовых средах.

В местах выхода на поверхность минералов межзеренных границ «минерал—минерал» происходят специфические поверхностные явления с участием другой фазы, например жидкости. Вдоль межзеренной границы образуется характерная канавка. Для зерен, одинаковых по минеральному составу и ориентировке относительно границы между ними, условие равновесия в вершине такой канавки дается уравнением

$$\cos(\varphi/2) = \sigma_{тз}/2\sigma_{тж},$$

где φ — так называемый двугранный угол (рис.7.33, *а*); $\sigma_{тз}$ — поверхностная энергия границы зерен; $\sigma_{тж}$ — поверхностное натяжение на границе «твердое тело—жидкость».

Когда межфазная свободная поверхностная энергия границы раздела минерала и жидкости ($\sigma_{тж}$) мала, а энергия границы зерна ($\sigma_{тз}$) велика, то может выполняться так называемое условие Гиббса—Смита: $\sigma_{тз} \geq 2\sigma_{тж}$. При этом жидкости энергетически выгодно проникать вдоль и внутрь межзеренной границы с образованием тонкой прослойки (рис. 7.33, *б*). Таким образом, при выполнении условия Гиббса—Смита по тончайшим межзеренным (межкристаллическим) границам внутрь твердой фазы горной породы могут проникать жидкости или газы, вызывая понижение поверхностной энергии системы. В этом случае прочность горной породы может существенно снижаться.

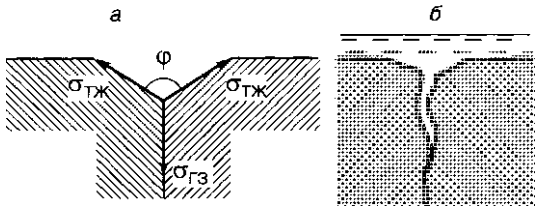


Рис. 7.33. Равновесный двугранный угол при образовании канавки травления (*а*) и формирование трещины между поликристаллами (*б*)

По этим межзеренным границам, как правило, начинается физическое и химическое выветривание горных пород. Кроме того, эти границы обусловливают хотя и малую, но определенную проницаемость различных поликристаллических грунтов. В частности,

Рис. 7.34. Граница двух зерен каменной соли с порами вдоль канавки, видимая под электронным микроскопом (*по В.И.Салохину и др., 2001*)

как показывают исследования, даже поликристаллические образцы каменной соли оказываются в некоторой степени проницаемы для нефти при ее внедрении по этим межзеренным границам и мельчайшим порам, развивающимся вдоль канавки (рис. 7.34).

МЕЖФАЗНЫЕ ГРАНИЦЫ С УЧАСТИЕМ БИОТЫ

Поверхности раздела в грунтах с участием живых компонентов наименее изучены. По типу это могут быть межфазные границы «твердое тело—биота», «поровая жидкость—биота» или «газ—биота». В энергетическом отношении эти границы обычно неравновесны (поскольку сами живые компоненты существенно неравновесны) и характеризуются протеканием различных необратимых поверхностных процессов и явлений.

Межфазные границы «твердое тело—биота» образуются, например, при «адсорбции» микроорганизмов на поверхности минералов или твердых органических компонентов. В случае биоты, агрессивной по отношению к минералам, по этой границе минералы выветриваются и разрушаются под влиянием их жизнедеятельности, выделяемых ферментов, поглощения отдельных компонентов из кристаллической решетки и т.д. Следовательно, форма и состояние поверхности твердых структурных элементов грунтов может определяться и биотой.

Многие микроорганизмы и простейшие несут электрический заряд того или иного знака. Вследствие этого биота может вносить определенный вклад в компенсацию или создание поверхностного электрического заряда частиц грунта, влиять на параметры ДЭС, в том числе — на величину ζ-потенциала.

7.5. Взаимосвязь минерального состава и дисперсности грунтов

Многочисленные исследования в области грунтоведения позволили установить, что в различных дисперсных грунтах существует определенная взаимосвязь между их минеральным составом и дисперсностью. Это объясняется прежде всего тем, что размер структурных элементов грунта является результатом различных процессов литогенеза (прежде всего, гипергенеза и переноса), влияющих на разрушение минералов. На наличие взаимосвязи между минеральным составом и крупностью частиц песков указывал еще М.В.Ломоносов, писавший, что «белые (т.е. кварцевые — *прим. авт.*) пески всегда мельче (некварцевых) желтых, красных и серых»[9]. Отмеченная взаимосвязь является следствием основного закона грунтоведения о взаимосвязи состава, структуры и свойств грунтов с их генезисом, постгенетическими изменениями и пространственным положением (см. гл.1).

В ходе выветривания и переноса при прочих одинаковых условиях наибольший размер будут сохранять частицы, состоящие из наиболее устойчивых к выветриванию, твердых и прочных минералов. Исследования показывают, что содержание дисперсных устойчивых минералов, и в первую очередь кварца, в процессе воздействия агентов выветривания на породу практически в ней не изменяется. Поэтому в дисперсных песчаных и пылеватых грунтах крупная фракция частиц и зерен обычно представлена кварцем, более мел-

[9] Ломоносов М.В. О слоях земных//Избр. произв. Т.1. М.: Наука, 1986. С.406.

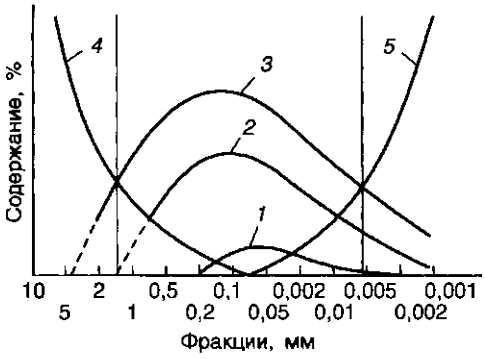


Рис. 7.35. Взаимосвязь минерального состава и дисперсности пород (*по Н.М.Страхову и Н.Б.Вассоевичу*):

1 — тяжелые минералы; *2* — полевые шпаты; *3* — кварц; *4* — полиминеральные обломки пород; *5* — слюды и глинистые минералы

кая — полевыми шпатами и другими менее стойкими породообразующими минералами, а самая тонкая — глинистыми минералами, представляющими собой конечные продукты выветривания (рис. 7.35).

По данным В.П.Ананьева (1956), установлено, что в пылеватых лёссовых породах каждая фракция частиц имеет характерный минеральный состав: в самой крупной преобладает кварц, в средней — кварц и полевые шпаты, в более мелкой — полевые шпаты и кальцит, а в самой мелкой — глинистые минералы и органическое вещество.

Однако и среди глинистых минералов можно проследить определенные закономерности их взаимосвязи с дисперсностью. Хорошо известно, что из глинистых минералов самые крупные частицы характерны для каолинита, а самые мелкие — для смектита.

Из всего вышеизложенного, казалось бы, однозначно следует закономерность, что определенный минеральный состав частиц грунтов обусловливает и их определенную дисперсность. Однако при некоторых условиях проявляется и обратная закономерность, когда дисперсность грунта влияет на формирование его минерального состава. Впервые это явление было подмечено И.Д.Седлецким (1938), изучавшим минеральный состав частиц крупнее и мельче 0,2 мк, выделенных из красноземов. Им было установлено, что в мелких частицах (меньше 0,2 мк) поверхностных слоев краснозема, подверженных современным процессам почвообразования, происходит переход бейделита в каолинит, тогда как в более крупных частицах бейделит оставался неизменным.

Отмеченная взаимосвязь играет наиболее существенную роль в процессах выветривания. Исследования В.Г.Шлыкова (1999) показали, что с увеличением продолжительности воздействия агентов выветривания во всех глинистых грунтах появляется и растет содержание так называемого рентгеноаморфного вещества — минеральных частиц столь малого размера, что они имеют скрытокристаллическую структуру. Скрытокристаллическое состояние определенной части минерального компонента обычно для грунтов, особенно глинистых, длительное время находящихся в гипергенных условиях и подвергающихся в результате выветривания постоянному измельчению, частичному растворению, выносу катионов и т.д. Рост количества рентгеноаморфной фазы обусловлен в основном изменением (деградацией) глинистых минералов. В результате выветривания рентгеноаморфным в первую очередь становится наиболее дисперсная и несовершенная в структурном отношении часть глинистых минералов; во всяком случае, процесс аморфизации глинистых минералов опережает ухудшение структурного совершенства более крупных частиц. По устойчивости к деградации в неэкстремальных условиях выветривания глинистые минералы грунтов можно расположить в ряд: смектит < каолинит < слюдистые минералы глин.

Литература

Адамсон А. Физическая химия поверхностей/Пер. с англ. М.: Мир, 1979. 568 с.

Гольдштейн М.Н. Механические свойства грунтов. М.: Стройиздат, 1973. 375 с.

Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах. М.: Изд-во МГУ, 1988. 177 с.

Ларионов А.К. Методы исследования структуры грунтов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Лысенко М.Н. Лёссовые породы. (Состав и инженерно-геологические особенности). Л.: Недра, 1978. 208 с.

Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород/Под ред. Е.М.Сергеева. Т. 2. М.: Недра, 1984. 438 с.

Салохин В.И., Вишневский М.Е., Зыбинов И.И. и др. Исследование капиллярных явлений в системе нефть -каменная соль//Геоэкология. 2001. № 6. С. 536—541.

Теоретические основы инженерной геологии//Физико-химические основы/Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1985. 288 с.

Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн.1. 336 с.; 1993. Кн.2. 430 с; 1995. Кн.3. 535 с.

Щукин Е.Д., Перов А.В., Амелина Е.А. Коллоидная химия. М.: Высшая школа, 1992. 414 с.

Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере//Процессы и факторы. М.: Геос, 1999. 260 с.

Mitchell J.K. Fundamentals of soil behavior//Univ. of California, Berkeley. John Wiley & Sons, Inc., 1976.

ГЛАВА 8

Связи между структурными элементами грунтов

Рассмотренные выше структурные элементы в грунтах соединены между собой структурными связями различной природы и происхождения. *Структурной связью в грунтах называется взаимное притяжение между структурными элементами, имеющее химическую, физическую, физико-химическую или механическую природу и образующееся непосредственно при формировании и последующих преобразованиях породы вследствие различных взаимодействий на контактах этих элементов.*

От того, насколько велика прочность структурных связей между отдельными частицами, зернами и т.п. в грунте, во многом зависит прочность самого грунта в целом и характер его деформирования. Поэтому в грунтоведении изучению природы и особенностей структурных связей уделяется большое внимание. Значительный вклад в их исследование в дисперсных грунтах внесли такие отечественные инженер-геологи, как И.М.Горькова, Г.Г.Ильинская, Л.И.Кульчицкий, А.К.Ларионов, В.И.Осипов, И.В.Попов, В.А.Приклонский, Н.А.Румянцева, Е.М.Сергеев, В.Н.Соколов, Г.И.Тер-Степанян, М.М.Филатов и др. Среди зарубежных исследователей изучением структурных связей в грунтах занимались Д.Даллей, А.Казагранде, К.Коллинс, Т.Лэмб, Х. ван Ольфен, Р.Пуш, И.Розенквист, П.Смарт, К.Терцаги, К.Товей и др. Исследования взаимодействий между частицами, проводимые грунтоведами, во многом базируются на работах, выполненных в области физической и коллоидной химии А.Адамсоном, Б.В.Дерягиным, И.Ф.Ефремовым, А.Д.Зимоном, З.М.Зориным, Ф.Лондоном, Г.А.Мартыновым, М.В.Муллером, Дж.Овербеком, П.А.Ребиндером, О.Г.Усьяровым, И.Фервеем, Н.В.Чураевым, Е.Д.Щукиным и др. К настоящему времени установлены наиболее общие закономер-

ности, характеризующие структурные связи в различных петрогенетических типах грунтов, которые сводятся к следующим положениям.

1. В разных петрогенетических типах грунтов преобладают структурные связи определенной природы: в магматических, метаморфических и осадочных сцементированных грунтах — в основном химические связи; в осадочных связных дисперсных грунтах — физические и физико-химические связи; в дисперсных несвязных грунтах — механические связи.

2. Энергия и прочность структурных связей уменьшается в ряду: химическая > физико-химическая > физическая > механическая связь.

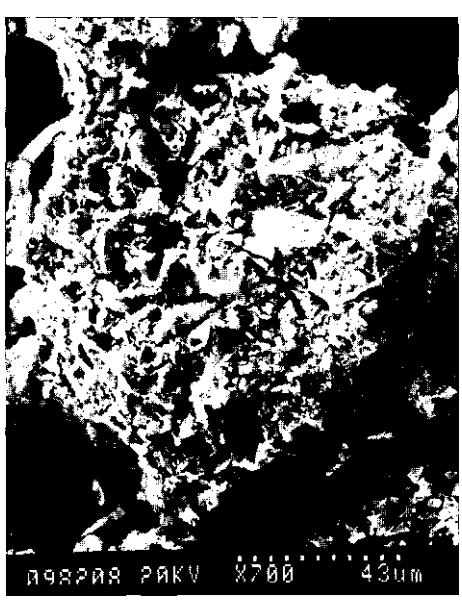
3. На разных стадиях литогенеза формируются определенные структурные связи: в ходе прогрессивного литогенеза происходит постепенная смена менее прочных на более прочные структурные связи; в ходе регрессивного литогенеза, как правило, наоборот — смена более прочных на менее прочные связи.

Структурные связи в грунтах, как и их свойства, являются результатом различных по природе взаимодействий между отдельными компонентами грунта. Структурные связи физико-химической и физической природы являются результатом физико-химических взаимодействий между структурными элементами грунта и действия физических полей. К физико-химическим структурным связям относятся молекулярные, ионно-электростатические и капиллярные связи, а к физическим — электростатические и магнитные.

Структурообразование в грунтах зависит от среды, в которой оно осуществляется. Строение контактов между твердыми структурными элементами грунтов в разных средах также различно.

8.1. Контакты между структурными элементами грунтов

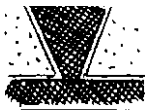
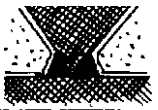
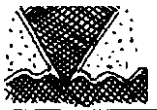
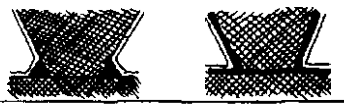
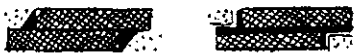
ТИПЫ И ФОРМА КОНТАКТОВ ЧАСТИЦ В ГАЗОВОЙ СРЕДЕ



Твердые структурные элементы грунта (зерна, кристаллы, частицы и т.п.), находящиеся в воздушной среде, когда на поверхности частиц присутствует только прочносвязанная вода, образуют и сохраняют контакты следующих типов: переходные, фазовые, цементационно-кристаллизационные и механические (рис. 8.1 и 8.2).

Переходные (или точечные) контакты плоских, угловатых или округлых частиц представляют собой участки непосредственного, сухого контакта взаимодействующих твердых поверхностей. Площадь такого контакта очень маленькая и зависит от геометрии соприкасающихся частиц (см. рис. 8.1).

Рис.8.1. Переходные контакты между глинистыми частицами на поверхности пылеватого агрегата в лёссе (*по В.Н.Соколову, 1996*)

Геометрические признаки контакта:		Тип контакта (по природе формирования)			
по площади	форма частиц	Переходный (точечный)	Фазовый	Кристаллизационно-цементационный	Механический
Локальный	Зерна (или обломки)				
	Плоские частицы				
Площадной	Зерна (или обломки)				
	Плоские частицы				

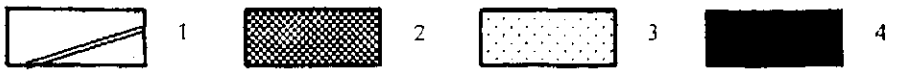


Рис. 8.2. Схема основных типов контактов в газонасыщенных грунтах (*составил В.Л.Королев*):

1 — прочносвязанная вода; *2* — минеральная частица; *3* — поровый воздух; *4* — цемент, в том числе органоминеральный

Такие контакты характерны для дисперсных связных и несвязных грунтов в сухом состоянии, когда пленки связанной воды вокруг частиц отсутствуют или представлены тонкими слоями адсорбционной воды. Они участвуют в формировании агрегатов из различных по размеру частиц, сохраняющихся в воздушной атмосфере, но не устойчивых в воде, а также формируют в основном физические структурные связи в грунтах.

Фазовые контакты между частицами в воздушно-сухих грунтах образуются при действии давления и температуры. В таком контакте сцепление осуществляется в основном за счет химических взаимодействий на межфазной границе соприкасающихся минеральных частиц, так называемой «холодной спайки», в которой существенное значение имеет диффузия компонентов через межфазную границу. Такие контакты в воздушной среде обладают относительно высокой прочностью и необратимо разрушаются при деформировании.

Цементационные и кристаллизационные контакты, в отличие от точечных, имеют большую площадь соприкосновения структурных элементов и являются результатом химических и физических взаимодействий между структурными элементами. Они также необратимо разрушаются при внешних воздействиях. Такие контакты характерны для осадочных сцементированных грунтов, а также для некоторых магматических и метаморфических. В пылевато-глинистых дисперсных грунтах в той или иной степени могут присутствовать такие контакты. В частности, они широко распространены в лёссах, в которых они могут формировать как контакты между отдельными пылеватыми частицами (рис. 8.3, *а*), так и глобулярные агрегаты сложного строения (рис. 8.3, *б*).

Большинство из них формируется в жидкой среде или с участием пленок жидких фаз, когда на контакте частиц выкристаллизовываются новообразования, цементирующие частицы. Поэтому их называют кристаллизационно-цементационными. Однако такие контакты сохраняются в грунтах и в воздушной среде. Они могут различаться по составу цемента, который может

Рис.8.3. Цементационный контакт между пылеватыми частицами в лёссе (*а*) и кристаллизационно-цементационные контакты между скорлупообразными образованиями на поверхности кварцевого зерна (*б*) лёсса (*по В.Н.Соколову, 1984*)

быть карбонатным, кварцевым, состоять из легкорастворимых солей, органоминеральных комплексов и др.

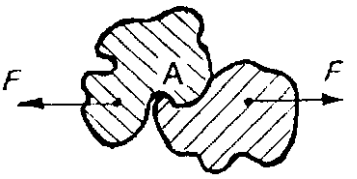


Рис. 8.4. Схема возникновения контакта механического зацепления частиц

Механические контакты грунтовых частиц в газовой среде представляют собой контакты механического зацепления и «сухого» трения. Механическое сцепление может возникать между структурными элементами грунта за счет взаимного зацепления частиц. Последнее зависит от формы частиц и характера их поверхности: чем сложнее форма частиц, тем легче осуществляется их сцепление за счет зацепления неровностями, шероховатостями и выступами. Окатанные частицы не обладают механическим сцеплением. Сцепляясь неровностями и выступами (рис. 8.4, область *A*) частицы могут осуществлять довольно прочные связи механического сцепления и зацепления, величина которых *F* бывает соизмерима с прочностью самих частиц.

В механических контактах кроме зацепления определенную роль играет и трение в плоскости контакта двух взаимодействующих поверхностей. Его величина, характеризуемая коэффициентом трения, зависит от состава среды в зоне контакта. В газовой среде трение выше, чем в жидкой. Поэтому прочность сухого механического контакта обычно выше, чем при наличии жидкости.

ТИПЫ И ФОРМА КОНТАКТОВ ЧАСТИЦ С УЧАСТИЕМ ЖИДКОСТИ

В жидких средах форма контактов между структурными элементами немерзлых (рис. 8.5) и мерзлых (рис. 8.6) грунтов иная. Здесь необходимо различать два случая: 1) контакты в двухфазных системах «твердая фаза—жидкость» и 2) контакты в трехфазных системах «твердая фаза—жидкость—газ»[1]. В первом случае между частицами могут образовываться контакты в жидкости без участия воздуха, например коагуляционные, цементационные или механические. Во втором случае воздух участвует в формировании контакта, например капиллярного и др.

Коагуляционные контакты образуются при взаимодействии дисперсных частиц друг с другом через слои связанной воды или воды переходного состояния. Частицы в воде окружены слоями связанной воды, а в электрическом отношении они окружены и электрическим полем за счет образования ДЭС. Поэтому взаимодействие двух таких частиц друг с другом осуществляется с участием пленок связанной воды и электрических полей ДЭС. Сближение частиц свободно может происходить лишь до расстояния, равного $2h$, где h — толщина ДЭС и слоя связанной воды вокруг частицы (рис. 8.7, *а*). Такой контакт, например, имеет монтмориллонитовая глина в состоянии полного набухания. Дальнейшее сближение частиц на расстояния меньше $2h$ возможно лишь при деформировании ДЭС или слоя связанной воды, на что необходимо затратить дополнительную работу. Кроме того, дальнейшему сближению частиц препятствует и отталкивание одноименно заряженных ДЭС.

Если же такая дополнительная работа по сближению частиц затрачена, то частицы могут сближаться на расстояния меньше $2h$, вплоть до непосредственного соприкосновения частиц и формирования точечного контакта (см.

[1] Контакты с участием биотических компонентов изучены пока недостаточно.

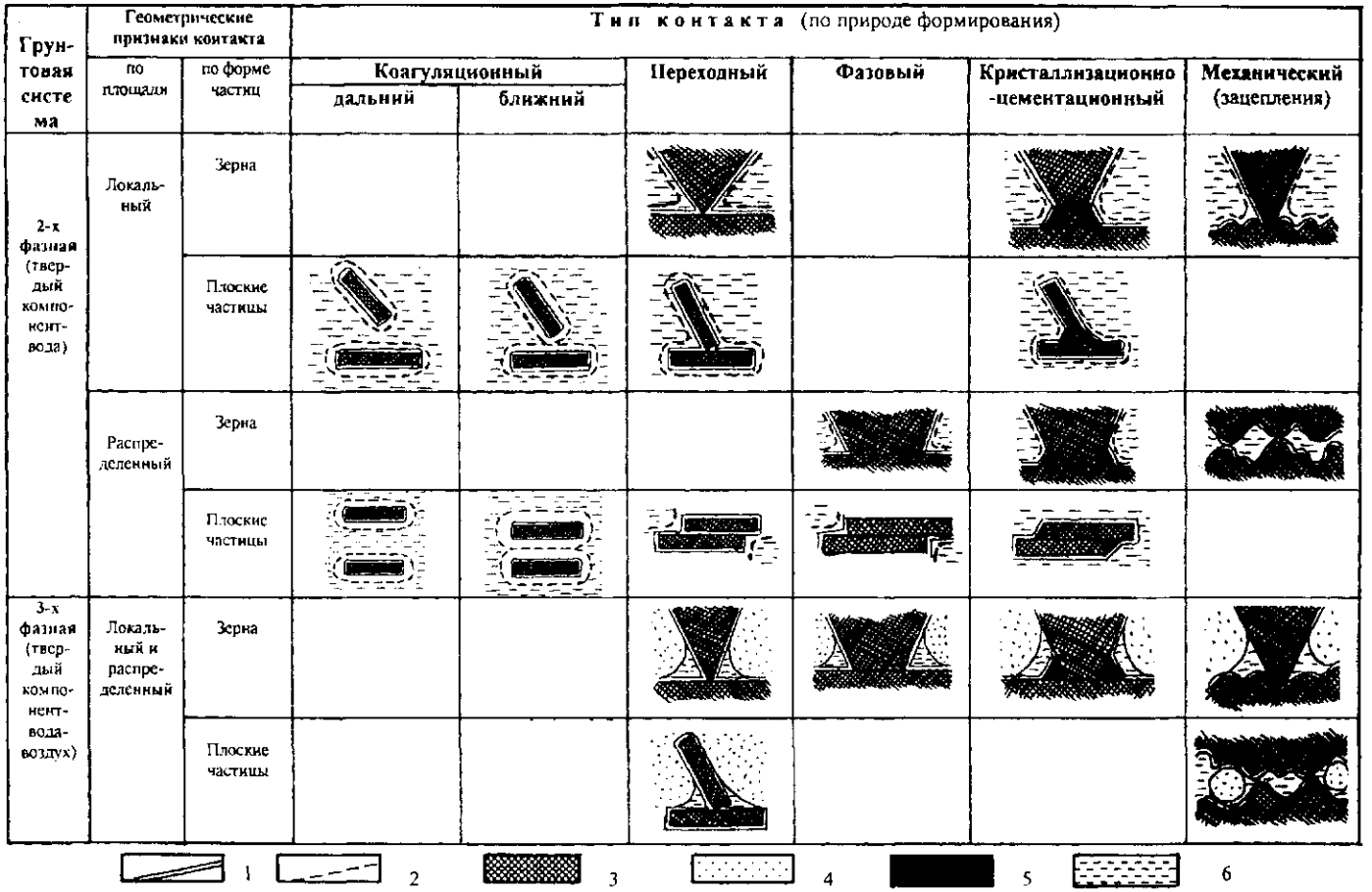


Рис. 8.5. Схема основных типов контактов в воде и водогазонасыщенных немерзлых грунтах (*составил В.А.Королев*):

1 — прочносвязанная вода; *2* — ДЭС; *3* — минеральная частица; *4* — поровый воздух; *5* — цемент, в том числе органоминеральный; *6* — капиллярная и свободная вода

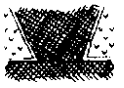
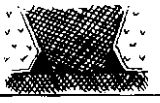
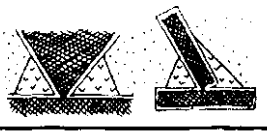
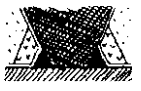
Грунтовая система	Геометрические признаки контакта		Типы контактов с участием льда (по природе формированая)			
	по площади	по форме частиц	Коагуляционный и переходный	Фазовый	Кристаллизационно-цементационный	Механический (зацепления)
2-х фазная (твердый компонент-вода)	Локальный	Зерна				
		Плоские частицы				
	Распределенный	Зерна				
		Плоские частицы				
3-х фазная (твердый компонент-вода-воздух)	Локальный и распределенный	Зерна и плоские частицы				

Рис. 8.6. Схема основных типов контактов в мерзлых грунтах (*составил В.А.Королев*):

1 — прочносвязанная незамерзшая вода; *2* — ДЭС; *3* — минеральная частица; *4* — поровый воздух; *5* — цемент, в том числе органоминеральный; *6* — лед

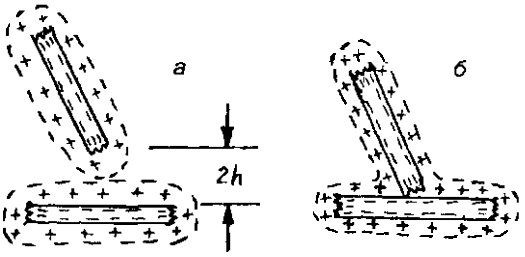


Рис. 8.7. Схема коагуляционного (*а*) и точечного (*б*) контакта плоских частиц в жидкой среде

рис. 8.7, *б*). Точечный контакт частиц в жидкой среде, в отличие от газовой, имеет меньшую прочность при прочих одинаковых условиях, так как окружающая частицы пленка связанной воды оказывает на него ослабляющее действие. Однако по сравнению с коагуляционным контактом точечный намного прочнее.

Точечный контакт с участием жидкой фазы может переходить при гидратации грунта обратно в коагуляционный. Поэтому его и называют переходным контактом. Схема постепенного перехода от коагуляционного контакта к точечному контакту частиц грунта и обратно при их дегидратации—гидратации показана на рис. 8.8. Коагуляционные и переходные контакты, таким образом, являются обратимыми (обратимо-разрушающимися). Типичным примером такого перехода являются глинистые грунты: влажные глины имеют коагуляционные контакты, которые при высушивании глины трансформируются в точечные. При этом глина приобретает относительно высокую прочность. Увлажнение сухой глины переводит ее контакты из точечных снова в коагуляционные, при этом глина теряет прочность, становится мягкой и пластичной.

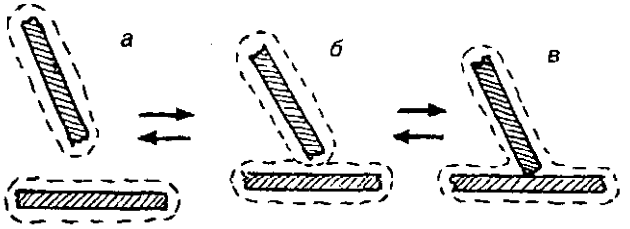


Рис. 8.8. Схема перехода от дальнего коагуляционного (*а*) к ближнему коагуляционному (*б*) и к точечному (*в*) контакту и обратно при дегидратации-гидратации грунта

С учетом ориентировки взаимодействующих пластинчатых частиц коагуляционные и точечные контакты в глинах могут быть типа «базис—скол», «скол—скол» или «базис—базис» (рис. 8.9 и 8.10). Контакты типа «базис—скол» и «скол—скол» характерны для нелитифицированных, не уплотненных грунтов, обладающих крупными порами. Они распространены, например, в моло-

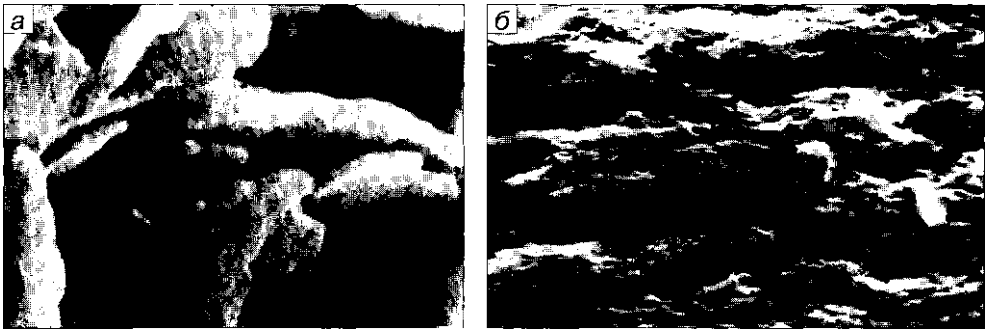


Рис. 8.9. Коагуляционные контакты типа «базис—базис» в глинах

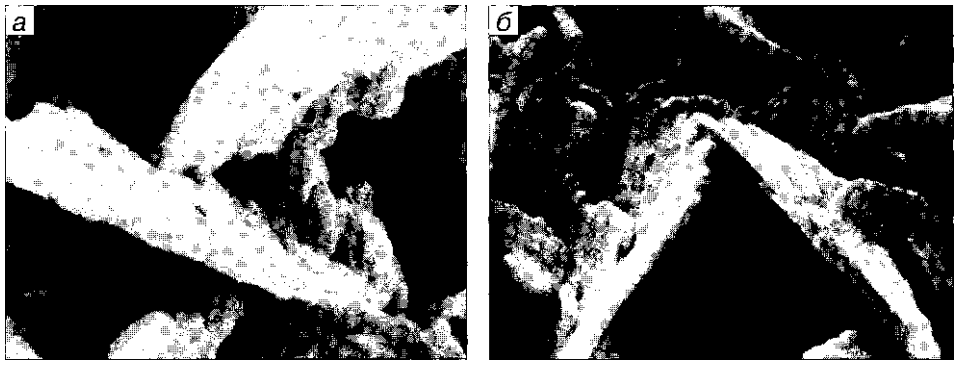


Рис 8.10. Коагуляционные контакты типа «базис—скол» (*а*) и «скол–скол» (*б*) в глине (*по В.Н.Соколову, 1984*)

дых глинистых осадках, морских, озерных или речных илах. Прочность таких контактов относительно невысока, поэтому грунты с такими контактами обычно сильно сжимаемы, пластичны, легко разрушаются.

Контакты типа «базис—базис» (рис. 8.9) характерны для литифицированных, уплотненных грунтов, обладающих мелкими порами. Они распространены, например, в древних глинистых осадках, литифицированных, уплотненных глинах. Прочность таких контактов намного больше, чем у рассмотренных выше контактов типа «базис—скол», поскольку у них больше площадь соприкасающихся фаз, обеспечивающая плотное примыкание поверхностей взаимодействующих частиц. Поэтому грунты с такими контактами при прочих одинаковых условиях обычно трудно сжимаемы, менее пластичны, они характеризуются более высокой прочностью.

Капиллярные контакты между дисперсными частицами в грунтах образуются в трехкомпонентных системах «твердая фаза—жидкость—газ»» за счет капиллярных менисков жидкости, располагающихся в виде манжет непосредственно в контактном зазоре (рис. 8.11). Такие контакты характерны для частиц в не полностью увлажненных песках, супесях и пылеватых грунтах. В зависимости от размера частиц и степени водонасыщения грунта размер капиллярных манжет, а главное радиусы их кривизны, могут меняться в широких пределах. При увеличении их размера соселние манжеты могут сливаться.

Капиллярные контакты, как и рассмотренные выше коагуляционные, являются обратимо разрушающимися при гидратапии—дегидратации: в сухих грунтах они исчезают при уменьшении и исчезновении манжет; во влажных грунтах они постепенно исчезают по мере водонасыщения и перехода грунта от трехфазной к двухфазной системе. Это относительно слабые по прочности контакты, однако их наличие в песчаных грунтах способно обеспечить некоторую связность грунтов, называемую капиллярной.

Следует иметь в виду, что доля площади истинных контактов между частицами в общем сечении (*А*) трехкомпонентного грунта составляет лишь небольшую величину (рис.

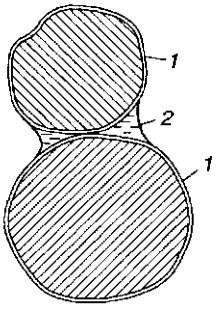


Рис. 8.11. Схема капиллярного контакта в трехфазном грунте:
1 — пленка связанной воды; *2* — мениск капиллярной влаги

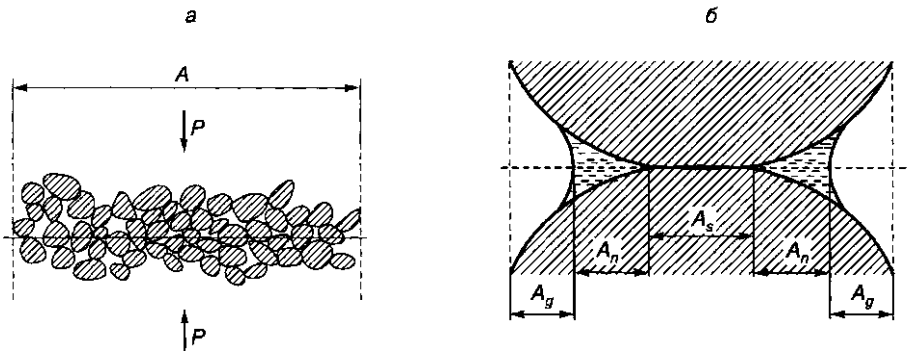


Рис. 8.12. Схема контактов в сечении трехфазного обломочного грунта (*а*) и между двумя частицами (*б*) (*по Кезди, 1974*)

8.12). При этом на контакте двух частиц или зерен можно выделить истинную площадь соприкосновения твердых частиц (A_s), площадь сечения капиллярных манжет (A_n) и площадь сечения, приходящуюся на поровый воздух (A_g) (см. рис. 8.12, *б*).

Механические контакты с участием пленок жидких фаз в грунтах аналогичны по форме таковым в газовой среде, которые были рассмотрены выше (см. рис. 8.1), с той лишь разницей, что контактный зазор в них заполнен поровой жидкостью. Реальная площадь механического контакта между частицами вследствие неровностей поверхностей может быть очень мала (рис. 8.13, *а*, точка *А*). Вследствие этого механическая сила, действующая на частицу, отнесенная к площади истинного контакта, может достигать огромных величин, превышающих прочность самих частиц. Поэтому в зонах точечных механических контактов обычно действуют относительно высокие напряжения.

Водные пленки на механических контактах частиц участвуют в формировании прочности таких контактов. Чаще всего наличие водной пленки в контактном зазоре снижает коэффициент трения, и прочность таких механических контактов уменьшается по сравнению с воздушной средой.

Особенно сильное влияние на механический контакт в грунтах оказывают пленки поверхностно-активных (ПАВ) жидкостей. Молекулы ПАВ способны определенным образом ориентироваться в контактном зазоре вдоль границы раздела «твердое тело—жидкость», формируя мономолекулярный слой, и тем самым еще больше снижать трение и поверхностную энергию системы (см. рис. 8.13, *б*).

В жидкой среде, как и в газовой, могут существовать и цементационные контакты между частицами. Примером таких контактов могут служить

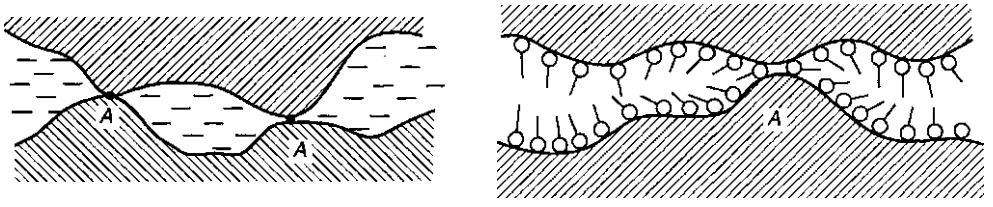


Рис. 8.13. Схема контакта трущихся поверхностей с прослойкой инертной жидкости (*а*) и поверхностно-активной жидкости (*б*)

две плоские частицы, сцементированные в контактном зазоре (см. рис. 8.5) и окруженные жидкостью. Как и в газовой среде, это контакты необратимо разрушающиеся. Наличие жидкости вокруг такого контакта в целом снижает его прочность (по сравнению с газом), а в случае растворимости цемента может приводить к его полному разрушению. В результате растворения наиболее быстро разрушаются цементационные контакты, состоящие из легкорастворимых солей и соединений. В *мерзлых грунтах* эти контакты образуются с участием жидкой фазы – пленки незамерзшей воды, находящейся в термодинамическом равновесии со льдом как в двухфазных системах «твердый компонент—вода», так и в трехфазных системах «твердый компонент—вода—воздух» (см. рис. 8.6). Такие цементационные контакты называются *криогенными*.

ТИПЫ И ФОРМА ТВЕРДОФАЗОВЫХ КОНТАКТОВ

Фазовые контакты в поликристаллических грунтах существуют в твердой среде без непосредственного участия жидкостей или порового воздуха. Это контакты между отдельными кристаллами, зернами, их обломками и т.п. (рис. 8.14).

Непосредственная площадь такого контакта обычно значительна и соизмерима или равна площади всей внешней поверхности частиц или кристаллов, поскольку каждый кристалл окружен контактирующими с ним соседними кристаллами. Большая площадь контакта обеспечивает его высокую относительную прочность и вследствие этого придает высокую прочность всей породе в целом. Это контакты необратимо разрушающиеся, они не могут самопроизвольно восстанавливаться.

В то же время границы между твердофазовыми контактами нельзя рассматривать как абсолютно непроницаемые для других фаз и не имеющие толщины. Современные исследования показывают, что эти границы имеют толщину, что именно по этим границам развиваются дефекты структуры при деформировании пород, происходит внедрение жидких фаз, начинается разрушение при выветривании и т.д. (рис. 8.15).

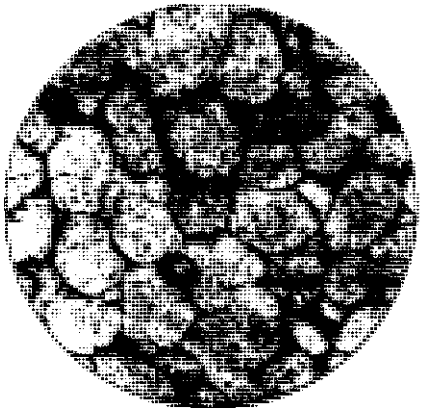


Рис. 8.14. Кристаллизационно-цементационные контакты между зернами кварцевого железистого песчаника (*по Ю.И.Половинкиной, 1966*)

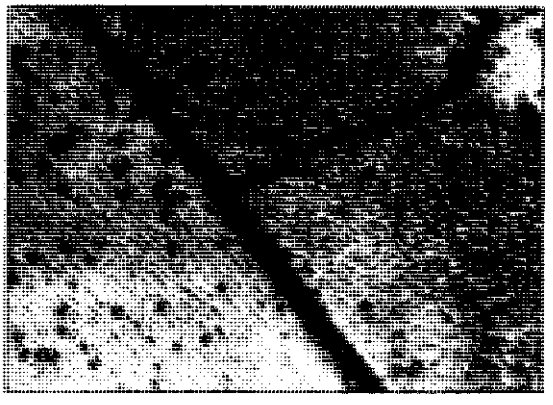


Рис. 815. Граница между тремя зернами каменной соли, видимая под электронным микроскопом (*по В.И.Салохину и др., 2001*)

Такие контакты характерны для различных типов магматических, метаморфических и осадочных сцементированных грунтов. Формируются они в ходе кристаллизации магмы, перекристаллизации пород, их промерзания с участием фазовых переходов «вода—лед» и т.д. Они характерны и для широкого класса мерзлых грунтов с ледяным цементом, особенно крупнообломочных, а также выветрелых магматических и метаморфических разностей. Такие контакты в мерзлых грунтах называются *криогенными*.

8.2. Структурные связи в грунтах

ХИМИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ

Структурные связи между твердыми компонентами грунта в основном обусловлены химическими взаимодействиями в фазовых и цементационных контактах. Химические структурные связи по своей природе аналогичны взаимодействиям внутри кристаллов минералов, которые были рассмотрены выше (см. гл.3). *Химическая связь — это взаимное притяжение атомов, приводящее к образованию молекул и кристаллов.* Как известно, число возможных связей образуемых данным атомом с соседними, характеризуется его валентностью.

К структурным связям химической природы относятся *ковалентная, ионная, металлическая* и *водородная связи*. Механизм их формирования был рассмотрен в гл. 3. Наиболее существенна роль этих связей в образовании фазовых контактов в грунтах. В мерзлых грунтах водородные связи участвуют в формировании *криогенных* цементационных контактов, обеспечивающих сцепление структурных элементов за счет ледяного цемента.

Общими признаками и характерными чертами для всех химических структурных связей в грунтах являются:

- близкодействующий характер: они проявляются лишь на относительно небольших расстояниях между взаимодействующими структурными элементами порядка 0,5—3,5 Å;
- по этой причине образование химических связей в грунтах возможно лишь при непосредственном фазовом контакте твердых частиц (зерен, кристаллов, обломков и др.) и действии высокого давления и температуры или при выпадении на контакте частиц кристаллических или аморфных новообразований из порового раствора;
- высокая прочность и энергия связи (до 300 ккал/моль, или 1200 кДж/моль), обеспечивающая сцепление единичного контакта около 10^{-7}—10^{-2} н, т.е. сопоставимое с прочностью кристаллических решеток минералов;
- необратимый характер разрушения; самопроизвольное восстановление нарушенных химических связей в грунте возможно лишь за длительный период литогенеза или при изменении термодинамических условий среды.

Исходя из этих особенностей можно заключить, что наличие в грунте химических структурных связей как наиболее прочных придает данному грунту большую прочность и устойчивость к выветриванию, обусловливает меньшую деформируемость под внешними нагрузками.

ФИЗИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ

К физическим структурным связям в грунтах относятся связи, обусловленные действием физических полей разной природы (естественных или ис-

кусственных) вокруг взаимодействующих частиц. К таким полям относятся гравитационное поле Земли, электрическое, магнитное и поле механических напряжений.

Гравитационные структурные связи обусловлены действием на соседние частицы силы тяжести и проявляются за счет веса вышележащих пород. Собственное гравитационное притяжение двух частиц в жидкой или газовой среде пренебрежимо мало вследствие малой массы частиц. Однако суммарное действие массы всех частиц грунта может быть достаточно велико. Под действием веса и давления вышележащих пород частицы дисперсных грунтов плотнее прилегают друг к другу. В контактных зазорах под действием гравитационных сил возникают механические напряжения, вызывающие микродеформации соприкасающихся поверхностей, активизируются процессы диффузии вещества через межзеренные границы и т.д. В результате этого постепенно увеличивается прочность гравитационных структурных связей, которые влияют на так называемое *слеживание* грунтов — процесс превращения сыпучего грунта в связный или монолитный, а также играют существенную роль в седиментации осадков. При слеживании за счет гравитационных сил происходит уплотнение сыпучего грунта и формируется более плотная упаковка частиц (рис. 8.16). Наряду с этим возрастают силы аутогезионного[2] сцепления частиц за счет увеличения связи и возрастания площади контакта. В результате после слеживания прочность аутогезионных контактов ($F''_{аут}$) в грунте превышает эту величину до слеживания ($F'_{аут}$), так что выполняется условие $F''_{аут} > F'_{аут}$. Гравитационные связи не единственно ответственны за слеживание грунтов. В этом процессе играет роль время слеживания, наличие влаги и др.

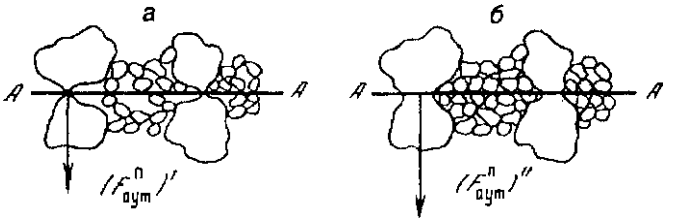


Рис. 8.16. Сыпучий грунт до (*а*) и после (*б*) слеживания частиц (*по А.Д.Зимону, 1983*)

Электростатические структурные связи обусловлены наличием у взаимодействующих частиц разноименных электростатических (кулоновских) зарядов. За счет дипольного (кулоновского) взаимодействия разноименных зарядов частиц формируется их взаимное притяжение. По закону Кулона сила притяжения $F_{эл}$ двух точечных зарядов q_1 и q_2, расположенных на расстоянии h в среде с диэлектрической проницаемостью ε, равна

$$F_{эл} = kq_1q_2/\varepsilon h^2,$$

где k — коэффициент пропорциональности, зависящий от выбранной системы единиц; в Международной системе единиц (СИ) $k = 1/4\pi\varepsilon_0$; ε_0 — электрическая постоянная.

Если электрические заряды одноименны, то между ними возникает взаимное отталкивание. Таким образом, электростатические взаимодействия могут обусловливать как силы притяжения, так и силы взаимного отталкивания между заряженными частицами грунта. Но в любом случае условием их суще-

[2] Аутогезией называется процесс слипания однородных по составу твердых частиц.

ствования является наличие электрических зарядов у частиц и контактная разность потенциалов. Причина и механизм их образования могут быть различны. Электростатические структурные связи проявляются в точечных контактах между структурными элементами грунтов.

В сухой воздушной среде электростатический заряд у дисперсных частиц грунтов может возникать за счет пьезоэффекта и трения частиц — *трибоэлектризации*. Впервые исследование электростатических взаимодействий между частицами грунтов провел в 1939 г. Г.И.Покровский. Позже эти исследования продолжил В.Е.Соколович (1947), Чжао Цзе-сань и Е.М.Сергеев (1963), А.Д.Зимон (1967), Э.И.Пархоменко[3] (1968) и др. Было установлено, что при трении все минеральные частицы приобретают тот или иной заряд, знак и величина которого зависят от ряда факторов: минерального и гранулометрического состава частиц, их электрических свойств, характера адсорбционных пленок на их поверхности, влажности воздуха и др. Так, кварцевые и слюдистые частицы разного размера приобретают отрицательный заряд, а частицы кальцита и гипса — положительный.

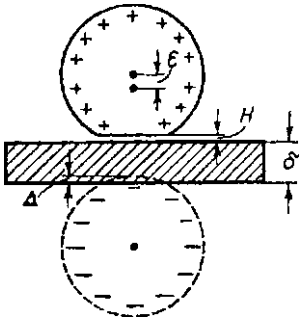


Рис. 8.17. Схема возникновения сил зеркального отображения (*по А.Л.Зимону, 1976*)

Во влажной воздушной среде, обусловливающей адсорбционные водные пленки на поверхности частиц, электростатический заряд не сохраняется, а «стекает» с частиц в результате заземления. Поэтому в такой среде электростатические связи между частицами или ослаблены, или отсутствуют.

Кроме трибоэлектризации в воздушной среде частицы могут заряжаться под действием и других факторов: контактной разности потенциалов, поляризации частиц и др. Наряду с этим частицы могут иметь и первичный электрический заряд, возникающий, например, при их формировании за счет изоморфных замещений атомов в кристаллической структуре глинистых минералов (см. гл.3).

При взаимодействии заряженных и незаряженных частиц во внешнем электрическом поле также могут возникать кулоновские взаимодействия за счет сил зеркального отображения. Например, заряженные сферические частицы, взаимодействующие с незаряженной плоской частицей (или пластиной), могут индуцировать равный по величине, но противоположный по знаку заряд, обусловливающий силы зеркального отображения (рис. 8.17). Силы притяжения за счет зеркального взаимодействия выражаются формулой (Зимон, 1976):

$$F_s = q^2/h^2,$$

где q — заряд частиц; h — расстояние между центрами зарядов, равное

$$h = 2\,(r + H + \delta/2 - \Delta - \varepsilon),$$

где r — радиус частицы; H — зазор между частицей и подложкой; δ — толщина разделяющей пластины (или изолятора); Δ — уменьшение радиуса частицы за счет деформации в зоне контакта; ε — смещение центра заряда частицы

[3] **Пархоменко Э.И.** Явления электризации в горных породах. М.: Наука, 1968. 255 с.

под действием $F_э$. По величине силы зеркального отображения могут превосходить молекулярные или электростатические силы взаимодействия.

Связи магнитной природы в грунтах впервые были детально изучены в 1968 г. Ю.Б.Осиповым. Эти связи образуются при наличии у частиц магнитного момента. Поэтому они могут проявляться и как силы притяжения, и как силы отталкивания между частицами в зависимости от направления (ориентации) магнитного момента.

Магнитные связи, как и электростатические, являются дальнодействующими. Расстояние, на которое проявляется действие этих сил, зависит от экранирующей способности среды между взаимодействующими частицами. Количественно магнитное взаимодействие двух частиц, обладающих магнитными моментами (полюсами), также описывается законом Кулона для двух магнитных зарядов m_1 и m_2, расположенных на расстоянии h:

$$F_{маг} = fm_1m_2/\mu h^2,$$

где f — коэффициент пропорциональности (не совпадающий с k); μ — магнитная проницаемость среды между частицами. Магнитные связи в грунтах могут проявляться в любых средах, однако, в зависимости от их экранирующей способности (учитываемой магнитной проницаемостью μ), величина их может быть различна.

Величина магнитных зарядов у частиц грунтов зависит от их минерального состава, обусловливающего магнитную восприимчивость частиц, наличия на их поверхности ферромагнитных пленок и примесей ферромагнитных минералов (магнетита, гетита, гематита и др.). Остаточная намагниченность частиц горных пород зависит от их генезиса, возраста и условий образования в геомагнитном поле Земли.

Прочность единичного контакта, возникающего за счет магнитного притяжения между частицами, невелика, порядка 10^{-8}—10^{-9} Н, т.е. такая же, как и для электростатической связи.

Связи механической природы обусловлены физическим полем механических напряжений и эффектами сцепления и трения структурных элементов друг с другом. В общем случае сила механической связи $F_{мех}$ между частицами грунта определяется двумя составляющими:

$$F_{мех} = F_{сц} + F_{тр},$$

где $F_{сц}$ — сила механического сцепления частиц; $F_{тр}$ — сила трения между ними.

Наряду с зацеплением определенный вклад в механические связи вносит и трение взаимодействующих частиц $F_{тр}$, особенно в области их зацепления. Эта составляющая зависит от состояния и шероховатости поверхности минеральных частиц. Наличие водной прослойки в контактном зазоре, действующей как смазка, снижает трение частиц, и величина $F_{тр}$ уменьшается. Сухие, неровные и шероховатые поверхности частиц повышают трение. Величина силы трения $F_{тр}$ определяется *законом Амонтона* (1699), согласно которому

$$F_{тр} = k f,$$

где k — коэффициент трения, зависящий от природы трущихся поверхностей; f — сила, действующая по нормали к трущимся поверхностям.

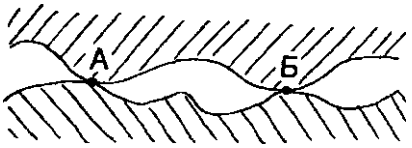


Рис. 8.18. Истинный контакт трущихся поверхностей

Следует иметь в виду, что истинный контакт трущихся поверхностей частиц всегда намного меньше кажущейся площади частиц. Так, на рис. 8.18 показано, что истинная площадь контакта, осуществляемая в точках *А*, *Б* и т.д., намного меньше кажущейся и может составлять всего 0,01%. В силу этих причин при трении частиц в точках истинного контакта возникает очень высокая локальная температура (достигающая многих сотен градусов) и высокие локальные напряжения, приводящие к разрушению выступов и сглаживанию шероховатостей.

Коэффициент трения k — безразмерная величина, для многих сред близкая к 1/3. Величина k, согласно закону Амонтона, не зависит от кажущейся площади контакта частиц: при одной и той же величине нагрузки силы трения на контактах мелких и крупных частиц, скользящих по одной и той же поверхности, одинаковы.

Для сыпучих несвязных грунтов, в которых сила трения преодолевается напряжением сдвига, закон Амонтона записывается в виде:

$$\tau = kf,$$

где сила нормального давления на слой частиц f обусловливается внешним нормальным давлением ($F_н$) и силой аутогезии частиц ($F_{аут}$) и равна $f = F_н + F_{аут}$. Тогда трение частиц грунта можно характеризовать в виде так называемого двухчленного закона трения, предложенного Б.В.Дерягиным

$$\tau = k\,(F_н + F_{аут}).$$

Механические структурные связи имеют наиболее существенное значение в дисперсных (крупно- и мелкообломочных) несвязных (сыпучих) грунтах. Наряду с гравитационными они участвуют в процессе слеживания грунтов.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ

К физико-химическим структурным связям в грунтах относятся связи, обусловливающие сцепление частиц за счет различных физико-химических поверхностных процессов и явлений. К ним относятся молекулярные, ионно-электростатические и капиллярные.

Молекулярные структурные связи имеют электромагнитную природу, они образуются под действием молекулярных сил Ван-дер-Ваальса—Лондона между отдельными молекулами или частицами. Возникновение молекулярных сил сцепления объясняется возможностью проявления между молекулами трех различных эффектов: ориентационного, индукционного и дисперсионного (рис. 8.19).

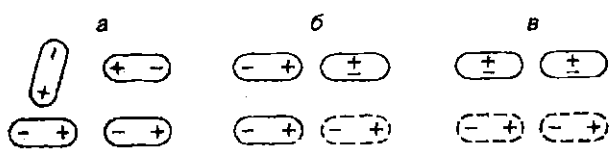


Рис. 8.19. Схема возникновения молекулярных взаимодействий за счет ориентационного (*а*), индукционного (*б*) и дисперсионного (*в*) эффектов. Верхний ряд — исходное положение молекул, нижний — после взаимодействия (по А.Д.Зимону, 1983)

Ориентационный эффект возникает между двумя молекулами, обладающими жест-

кими диполями, и по сути сводится к электростатическому диполь-дипольному взаимодействию между ними (рис. 8.19, *а*). Индукционный эффект возникает при взаимодействии молекулы, обладающей постоянным диполем, с неполярной молекулой, в которой индуцируется диполь в результате ее поляризации (рис. 8.19, *б*). Дисперсионный эффект возникает при взаимодействии неполярных молекул за счет образования у них мгновенных диполей и носит квантово-механический характер (рис. 8.19, *в*).

Основными характерными чертами и признаками молекулярных структурных связей являются:

- универсальный характер связей, возникающих практически между любыми полярными и неполярными молекулами;
- дальнодействие проявления молекулярных сил, распространяющихся на расстояния между взаимодействующими молекулами до нескольких тысяч ангстрем;
- относительно слабая величина прочности и энергии связей; прочность единичного контакта P_i составляет порядка 10^{-8} Н;
- обратимый характер разрушения; при определенных условиях эти связи легко самопроизвольно восстанавливаются.

Впервые теория молекулярных взаимодействий была разработана в 1930—1937 гг. Ф.Лондоном[4] и затем дополнена Г.К.Гамакером и Е.М.Лифшицем[5] (1955). Экспериментальное измерение молекулярных сил притяжения впервые в 1951 г. осуществили Б.В.Дерягин и И.И.Абрикосова. Согласно этой теории, энергия (U_m) и сила (F_m) молекулярных взаимодействий между частицами может количественно оцениваться исходя из следующих соотношений:

— для небольших расстояний (h) между бесконечными плоскими частицами толщиной d, т.е. при $d >> h$:

$$U_m = -A/12\pi h^2,\ F_m = A/6\pi h^3;$$

— для больших расстояний между ними, т. е. при $d << h$:

$$U_m = -Ad^2/2\pi h^4,\ F_m = 2Ad^2/\pi h^5,$$

где А — константа Гамакера, имеющая значения в пределах 10^{-19} — 10^{-21} Дж.

При взаимодействии двух одинаковых пластинчатых частиц толщиной d энергия их молекулярного притяжения рассчитывается по формуле:

$$U_m = -(A/12\pi)\ [1/h^2 + 1/(h+2d)^2 - 2/(h+d)^2],$$

а при взаимодействии двух сферических частиц радиусом r по формуле:

$$U_m = -(A/6)\ [2/(S^2-4) + 2/S^2 + ln\{(S^2-4)/S^2\}],$$

где h — расстояние между частицами; r — радиус частиц; $S = R/r$, где R — расстояние между центрами сферических частиц.

Ионно-электростатические связи обусловлены наличием у частиц и ионов ДЭС электрических зарядов. В отличие от электростатических связей между заряженными частицами, рассмотренными выше, в образовании ионно-электростатических связей существенную роль играют ионы ДЭС. Они

[4] **Лондон Фриц** (*1900—1954*) — физик-теоретик.

[5] **Лифшиц Евгений Михайлович** (*1915—1985*), российский физик-теоретик, академик АН СССР (1979).

могут проявляться и как силы притяжения, и как силы отталкивания между частицами.

Как силы отталкивания, они проявляются за счет перекрытия одноименно заряженных ДЭС, обусловливая так называемую ионно-электростатическую составляющую расклинивающего давления между частицами ($П_1$), которая для плоских поверхностей определяется уравнением:

$$П_1 = 64\ C_0 kT\gamma^2 \exp(-\chi h),$$

где C_0 — концентрация раствора электролита; k — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура; γ — константа, зависящая от параметров ДЭС и определяемая выражением $\gamma = \text{th}(Ze\varphi_0/4kT)$, где th — гиперболический тангенс; Z — валентность иона; e — заряд электрона; φ_0 — потенциал поверхности; χ — дебаевский радиус экранирования; h — расстояние от частицы.

На рис. 8.20 показано падение электрического потенциала ДЭС и концентрации ионов в контактном зазоре между двумя плоскими частицами. Как видно из рисунка, при сближении частиц за счет перекрытия одноименных ДЭС величина потенциала ζ в плоскости симметрии возрастает. Одновременно увеличивается и концентрация катионов в диффузной части ДЭС.

Ионно-электростатическая составляющая расклинивающего давления играет важную роль в процессах структурообразования дисперсных грунтов, процессах коагуляции и диспергирования, набухания и др.

В водной среде, являющейся электролитом, первичный электрический заряд частиц компенсируется ионами из раствора, так что частицы в целом становятся электронейтральными и не способными к описанным выше электростатическим взаимодействиям, как в газовой среде. Однако в слюдах и гидрослюдах ионы калия, находящиеся в межслоевом пространстве между отрицательно заряженными поверхностями, способны прочно связывать их друг с другом. В результате этого и формируется так называемая ионно-электроста-

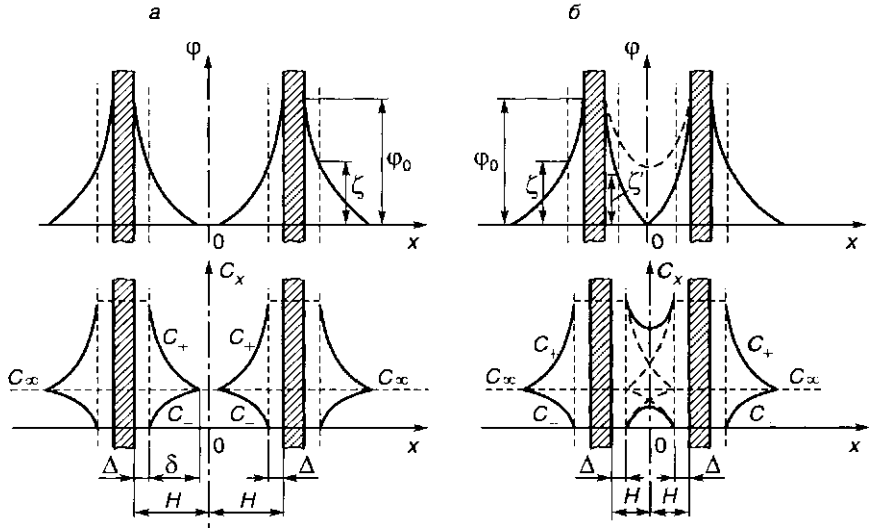


Рис. 8.20. Распределение электрического потенциала ДЭС (вверху) и концентрации ионов (внизу) в контактном зазоре между плоскими частицами на далеком (*а*) и близком (*б*) расстоянии

тическая связь. Сила ионно-электростатического притяжения в первом приближении оценивается по формуле:

$$F_i = [\ (\varepsilon_1 - \varepsilon_2)Z^2e^2 / 8\varepsilon_1\ (\varepsilon_1 + \varepsilon_2)h^2\ ] + [\pi Qeh/(\varepsilon_1 + \varepsilon_2)],$$

где Z — валентность иона; ε_1 и ε_2 — диэлектрические константы воды в зазоре и частицы соответственно; e — заряд электрона; h — расстояние от частицы; Q — поверхностная плотность электрического заряда.

Кроме того, из-за неоднородности распределения электрических зарядов на разных участках поверхности частиц (базальных поверхностях, межслоевых поверхностях, боковых сколах частиц) в общем случае частицы характеризуются электрической гетерогенностью. Особенно сильно она проявляется у частиц глинистых минералов, находящихся в водных средах с разным значением pH. Установлено, что в кислой среде боковые сколы частиц могут заряжаться положительно, а в щелочной — отрицательно. Это обусловливает неоднородность в распределении электрических полей ионов-компенсаторов вокруг частиц, которые в этом случае в целом можно рассматривать как диполи. При этом частицы-диполи приобретают возможность взаимодействовать друг с другом разноименными участками, формируя электростатические диполь-дипольные связи между частицами, которые можно рассматривать как разновидность ионно-электростатических связей. Прочность такого единичного контакта (P_i) относительно мала, порядка 10^{-8} Н.

Связи капиллярной природы возникают в трехфазных или многофазных грунтах за счет действия сил поверхностного натяжения. Искривленные поверхности водных менисков на контактах частиц обусловливают капиллярные силы (рис. 8.21). В зависимости от кривизны поверхности мениска, обусловленной смачиваемостью поверхности частиц, они могут проявляться как силы притяжения (для вогнутых поверхностей) или как силы отталкивания (для выпуклых поверхностей). Смачиваемость поверхности частиц водой в основном определяется минеральным составом частиц грунта и характером их поверхности, рассмотреных в гл.7. Связи капиллярной природы проявляются в капиллярных контактах между частицами.

Для двух сферических частиц одинакового минерального состава и радиуса r сила их взаимного капиллярного притяжения $F_{кап}$ за счет мениска смачивающей жидкости в контактном зазоре с радиусами кривизны a_1 и a_2 выражается зависимостью (см. рис. 8.21):

$$F_{кап} = \pi a_1 \sigma\ (a_1 + a_2)\ /a_2,$$

где σ — коэффициент поверхностного натяжения жидкости.

Выразив радиусы кривизны мениска a_1 и a_2 через радиус частиц r, окончательно получим:

$$F_{кап} = 2\pi\sigma r\ /[1+\mathrm{tg}\ (\alpha/2)],$$

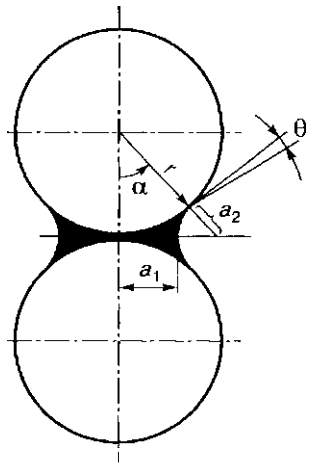


Рис. 8.21. Схема возникновения капиллярной связи между сферическими частицами

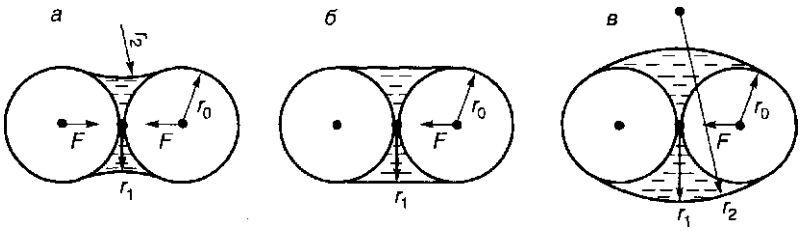


Рис. 8.22. Влияние кривизны мениска на капиллярные связи между частицами

где α — угол, характеризующий ширину мениска жидкости (см. рис. 8.21). Для гидрофильных частиц при $\alpha \to 0$ эта формула примет простой вид:

$$F_{кап} = 2\pi\sigma r.$$

Для случая взаимодействия плоскости и сферической частицы радиуса r сила капиллярного притяжения равна

$$F_{кап} = 4\pi\sigma r.$$

С учетом гидрофильности (или гидрофобности) поверхности частиц в формулы для $F_{кап}$ вводится поправка на краевой угол смачивания θ (см. рис. 8.21). Тогда

$$F_{кап} = 4\pi\sigma r \cos\theta.$$

Величина силы капиллярного притяжения частиц зависит от радиусов кривизны мениска жидкости в контактном зазоре (рис. 8.22). С уменьшением радиусов r_1 и r_2 (см. рис. 8.22, *а*) сила капиллярной связи возрастает. В случае, когда $r_2 \to \infty$ (рис. 8.22, *б*), величина капиллярной связи стремится к нулю, а при смене знака кривизны (рис. 8.22, *в*) силы притяжения могут меняться на силы отталкивания между частицами. При наличии в зазоре гидрофильных частиц несмачиваемой жидкости или в случае гидрофобных частиц капиллярные силы проявляются как силы отталкивания между частицами.

Силы капиллярного взаимодействия являются неустойчивыми: они зависят от относительной влажности воздуха, окружающего частицы, от состояния водной пленки вокруг частиц и исчезают с ее исчезновением. Поэтому они имеют место в грунтах лишь при наличии капиллярной воды. Прочность единичного контакта (P_i) в грунтах, обусловленного капиллярными силами, составляет порядка 10^{-7} Н.

БИОТИЧЕСКИЕ (БИОГЕННЫЕ) СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ

Биотические структурные связи в грунтах образуются с участием биоты — живых компонентов. Это наименее изученные структурные связи. Природа их образования может быть разнообразной в зависимости от типа живых компонентов, участвующих в их формировании.

Большинство микроорганизмов в грунтах имеет определенный положительный или отрицательный заряд. Вследствие этого микроорганизмы могут участвовать в образовании биоэлектростатических структурных связей. В этом случае они могут проявляться как силы притяжения между частицами. Если микроорганизмы способны участвовать в процессах алсорбции и

формировании ДЭС вокруг частиц, то они могут проявляться и как силы отталкивания между частицами, подобно рассмотренным выше ионно-электростатическим взаимодействиям.

Выделяемые микроорганизмами, простейшими и грибами различные ферменты и продукты метаболизма могут формировать биохимические структурные связи между частицами грунта за счет биогенного цемента (биоцемента). Состав биоцемента в контактном зазоре частиц при этом может быть различным и зависит от вида биоты.

В формировании структурных связей грунтов участвуют и растения. Это так называемые фитогенные структурные связи. Своей разветвленной корневой системой растения сцепляют отдельные блоки грунтов и отдельные частицы. Мельчайшие тонкие разветвленные корни растений сцепляют самые тонкие частицы. Хорошо известна прочность дерна в верхнем горизонте почв, где корни настолько густо переплетают почву, что разъединить дерн на части непросто. Фитогенные структурные связи играют наиболее существенную роль в почвах и подстилающих материнских породах, поскольку корни некоторых растений достигают глубины 8 м, т.е. значительно глубже почвенного горизонта. Фитогенные структурные связи препятствуют водной и ветровой эрозии почв.

Высшие организмы, обитающие в почвообразующих породах, особенно черви, насекомые, клещи во время своей жизнедеятельности образуют зоогенные структурные связи. Например, дождевые черви влияют на образование зернистой структуры почв: структурные отдельности почвы — *копролиты*, образующиеся при прохождении через кишечник червей растительных остатков и минеральных частиц, отличаются высокой прочностью, устойчивостью к размыванию и долго в ней сохраняются (Гиляров и др., 1995). Водопрочность копролитов увеличивается в течение суток в связи с тем, что они обогащены углекислым кальцием. Подобные процессы структурообразования происходят в грунтах, включая почвы, и с участием экскрементов и выделений слюнных желез термитов, муравьев, ногохвосток, личинок пластинчатоусых жуков, типулид, а также энхитреид, простейших насекомых коллембол и др. Наиболее сильно влияют на структуру грунтов термиты. Например, песчаные и глинистые почвы они превращают в суглинки.

Роющие животные способны разрыхлять грунты, разрушать или ослаблять существующие структурные связи между частицами. Обитая в различных пустотах грунтов (порах разного размера, трещинах, ходах, норах и др.), роющие животные проникают на глубину до нескольких метров, осваивая значительную часть зоны аэрации и тем самым влияя на ее строение.

8.3. Теория контактных взаимодействий в грунтах

Объединение отдельных структурных элементов в единую систему — грунт — придает ей новые качества и свойства. Важнейшей характеристикой такой системы является ее способность сохранять свою внутреннюю структуру как единое целое, что оценивается ее прочностью (P_c). Как было показано П.А.Ребиндером и др. (1964), если прочность самих частиц выше прочности контактов между ними, то прочность грунта (P_c) в целом определяется прочностью единичных контактов между структурными элементами (P_i) и количеством контактов в единице площади разрушения (N_k):

$$P_c = P_i N_k.$$

Указанное соотношение лежит в основе современной теории контактных взаимодействий, описывающей процессы структурообразования в дисперсных системах, поликристаллических телах и применимой к грунтам. Выше было показано, что в зависимости от типа контакта и его природы меняется и его прочность (P_i). Оценивая тем или иным способом величину P_i и имея геометрическую модель структурных элементов грунта, на основе указанного соотношения можно определить расчетным путем прочность структуры однородного грунта в целом.

Так, для однородного дисперсного грунта, состоящего из округлых частиц (глобулярная модель), например монодисперсного песка, величина N_k оценивается через радиус частиц r и среднее число частиц от узла до узла (N) в принятой модели, зависящее от пористости n,

$$N_k = 1/4r^2N^2.$$

Или, выражая N через пористость n и координационное число упаковки частиц Z, имеем

$$N_k = 3Z(1 - n)/8\pi r^2.$$

Таким образом, если существует возможность теоретически оценить прочность индивидуального контакта P_i и параметр N_k по принятой той или иной модели, то можно оценить и так называемую *теоретическую прочность* грунта в целом (P_c). Однако следует иметь в виду, что теоретическая прочность не учитывает *реальной структуры* грунта, наличия в нем неоднородностей разного масштабного уровня и т.д. Поэтому расчетные значения P_c обычно далеки от реальных значений прочности грунтов, они часто завышены и могут использоваться лишь как ориентировочные.

Помимо глобулярных моделей (моно-, би- и полидисперсных) разработаны модели типа «перекашивающегося карточного домика» и др. Для поликристаллических структур грунтов с фазовыми контактами разработаны модели, учитывающие кристаллизацию вещества на контактах частиц, их спекание, взаимное пластическое деформирование и т.д.[6] В целом следует иметь в виду, что попытки только на основе теории контактных взаимодействий оценивать и прогнозировать изменение прочности реальных грунтов (и тем более грунтовых массивов, пластов и др.) методически не правильны, так как не учитывают реальную неоднородность и макроскопические особенности грунтов, масштабный фактор и т.д.

Иной подход к теоретической оценке структурообразования основан на рассмотрении баланса сил притяжения и отталкивания, действующих между частицами, разрабатываемый в так называемой теории ДЛФО[7]. Суть ее заключается в том, что на контактах частиц грунта происходят взаимодействия, обусловленные силами притяжения и отталкивания. Если учитывать лишь энергию молекулярного притяжения и ионно-электростатического отталкивания между частицами, то баланс этих энергий можно охарактеризовать так назы-

[6] Подробнее эти вопросы рассматриваются в области физико-химической механики дисперсных пород.

[7] Название теории ДЛФО дано по первым буквам фамилий ее авторов: Б.В.Дерягина, Ф.Лондона, Э.Фервея и Я.Овербека.

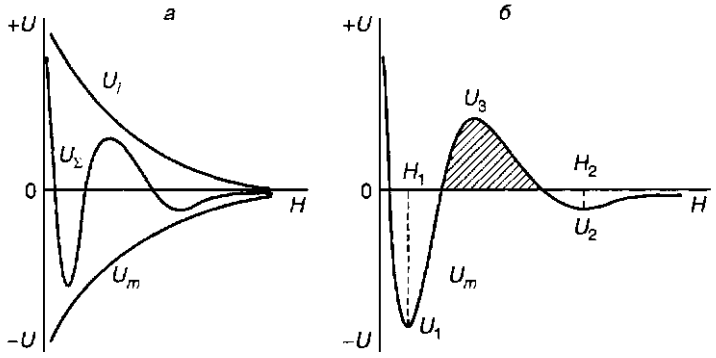


Рис. 8.23. Составляющие (*а*) и суммарная (*б*) энергетическая кривая парного взаимодействия частиц: U_1 — ионно-электростатическое отталкивание; U_m — молекулярное притяжение; U_Σ — суммарная кривая

ваемой суммарной энергетической кривой взаимодействия частиц в данной среде (например, в водном растворе электролита), составляющие и общий вид которой показаны на рис. 8.23.

Суммарная энергетическая кривая парного взаимодействия частиц (рис. 8.23, *а*) представляет собой график в координатах энергия притяжения ($-U$) или отталкивания ($+U$) в функции расстояния (H) от частицы. Она является результатом сложения кривых ионно-электростатического отталкивания (U_1) и молекулярного притяжения (U_m) между взаимодействующими частицами.

В общем случае суммарная кривая (см. рис. 8.23, *б*) характеризуется наличием двух потенциальных минимумов притяжения (ближним U_1 и дальним U_2), а также барьером отталкивания (U_3), показанным в виде заштрихованной области. Расстояния от поверхности частицы, соответствующие ближнему (H_1) и дальнему (H_2) потенциальным минимумам, характеризуют наиболее устойчивые, энергетически выгодные состояния системы, отвечающие формированию притяжения частиц.

Расстояния, соответствующие барьеру отталкивания между частицами, характеризуют неустойчивые состояния системы. Расстояния, соответствующие местам пересечения кривой с осью абсцисс (см. рис. 8.23, *б*), характеризуют неустойчивые равновесные состояния системы, при которых силы притяжения между взаимодействующими частицами равны силам отталкивания.

Наличие на суммарной кривой парного взаимодействия нескольких потенциальных минимумов (а следовательно, нескольких оптимальных и энергетически выгодных расстояний между частицами для взаимодействия и взаимного притяжения) обусловливает многие характерные особенности для таких грунтов, в частности их тиксотропные свойства, а также периодичность формирующейся микроструктуры — ее ячеистое строение и беспорядочную текстуру, характерную, например, для монтмориллонитовых глин в набухшем состоянии, илов и др. (рис. 8.24). Чем больше расстояние, отвечающее дальнему потенциальному минимуму, и его глубина, а также чем выше барьер отталкивания, тем более четко и явно выражена периодичность микроструктуры данного грунта.

Периодичность структуры грунта может быть обусловлена и особенностями коллективного взаимодействия частиц. На рис. 8.25 приведены кривые потенциальной энергии взаимодействия в зазоре между двумя плоскими части-

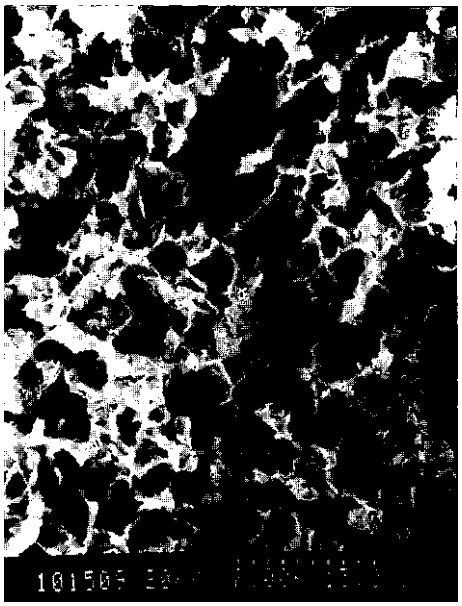


Рис. 8.24. Периодичность микроструктуры набухшей монтмориллонитовой глины, видимая под электронным микроскопом

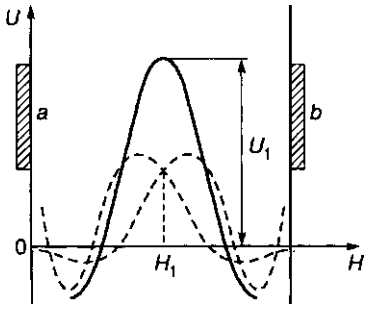


Рис. 8.25. Кривые потенциальной энергии взаимодействия в зазоре между двумя плоскими частицами

цами *a* и *b*. Из приведенной схемы видно, что при определенном расстоянии между частицами в середине зазора на расстояниях H_1 высота энергетического барьера отталкивания (U_1) может возрастать вдвое. Тем самым создаются еще более выраженные условия для вытеснения возможных частиц из контактного зазора, а следовательно, периодичность структуры возрастает.

В то же время, как было показано И.Ф.Ефремовым (1971), в стесненных условиях, когда две частицы сближаются на расстояния большие, чем в предыдущем случае, возможно появление минимума на суммарном энергетическом барьере отталкивания (рис. 8.26). В этом случае, несмотря на наличие барьера отталкивания U_2 в контактом зазоре между частицами *a* и *b*, в его центральной части на расстоянии H_1 образуется минимум отталкивания с энергией $U_1 < U_2$. Вследствие этого третьей частице *c* выгодно располагаться в потенциальной яме на расстоянии H_1. Такая система также будет обладать свойствами периодической структуры.

В зависимости от состава и концентрации порового раствора вид кривых парного взаимодействия частиц может изменяться. Так, если поровый раствор представляет собой электролит, то увеличение его концентрации приведет к снижению величины барьера отталкивания за счет уменьшения сил ионно-электростатического отталкивания одноименных ДЭС вокруг частиц, и, как следствие, агрегированию и коагуляции частиц. При высоких концентрациях барьер отталкивания вообще исчезает, при этом система становится агрегативно неустойчивой. На рис. 8.27 концентрация электролита возрастает от кривой (*1*) к кривой (*5*).

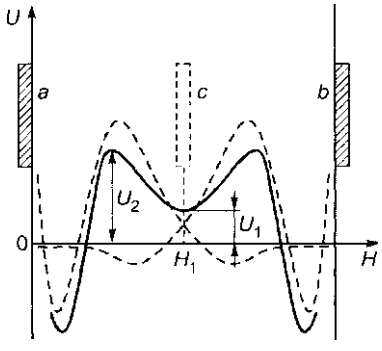


Рис. 8.26. Кривые потенциального взаимодействия плоской частицы с двумя соседними (*по И.Ф.Ефремову, 1971*)

Анализируя суммарные потенциальные кривые парного взаимодействия частиц, можно выявлять многие особенности структурообразования в дисперсных грунтах. Проведенные расчеты суммарной энергии парного взаимодействия

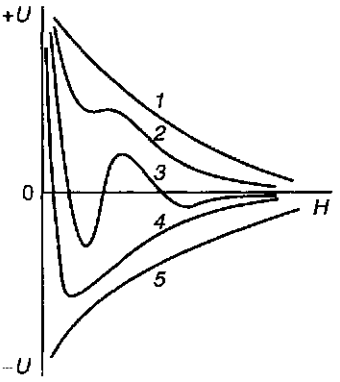


Рис. 8.27. Суммарные потенциальные кривые парного взаимодействия частиц при разном соотношении составляющих расклинивающего давления

для частиц различных глинистых минералов, взаимодействующих с растворами электролита разной концентрации, показаны на рис. 8.28, из которых следует, что в каолинитовой глине барьер отталкивания исчезает уже при концентрации выше 0,001 н, а в монтмориллонитовой — выше 0,01 н.

Как видно из этого графика, при значительной концентрации электролита, когда диффузная часть ДЭС подавляется и при этом снижается барьер отталкивания, между частицами глин существуют только силы притяжения. При низких концентрациях электролита, напротив, в значительном диапазоне межчастичного зазора проявляются силы отталкивания, препятствующие агрегации глинистых частиц. Аналогичные расчеты для этих же глинистых грунтов, проведенные при постоянной концентрации электролита порового раствора, но различных температурах, показаны на рис. 8.29. Как видно из представленных данных, с ростом температуры от 1 до 70°С происходит увеличение энергетического барьера отталкивания между частицами.

Приведенный анализ энергетического баланса взаимодействия частиц на основе теории ДЛФО учитывал лишь силы молекулярного притяжения и ионно-электростатического отталкивания. Однако кроме них существуют и другие силы, влияющие на их баланс в контактном зазоре. К ним относятся:

- силы упруго-вязкого сопротивления слоев связанной воды вокруг частиц, обусловливающие так называемую структурную составляющую расклинивающего давления ($П_s$);
- силы, оказывающие сопротивление прорыву адсорбционных слоев, состоящих из молекул поверхностно-активных веществ (ПАВ), и обусловлива-

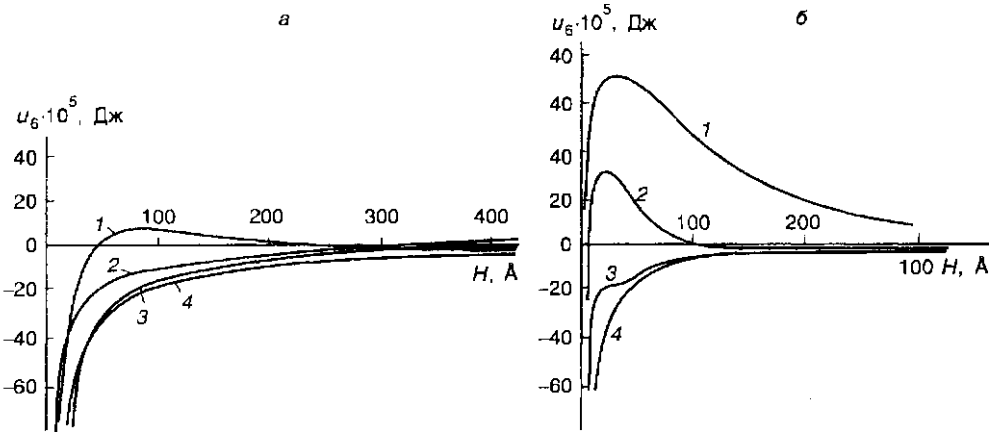


Рис. 8.28. Суммарные потенциальные кривые парного взаимодействия частиц Na-форм каолинита (*а*) и монтмориллонита (*б*) при 20°С в растворах NaCl различной концентрации: *1* — 0,001 н; *2* — 0,01 н; *3* — 0,1 н; *4* — 1 н (*по В.А.Королеву, 1988*)

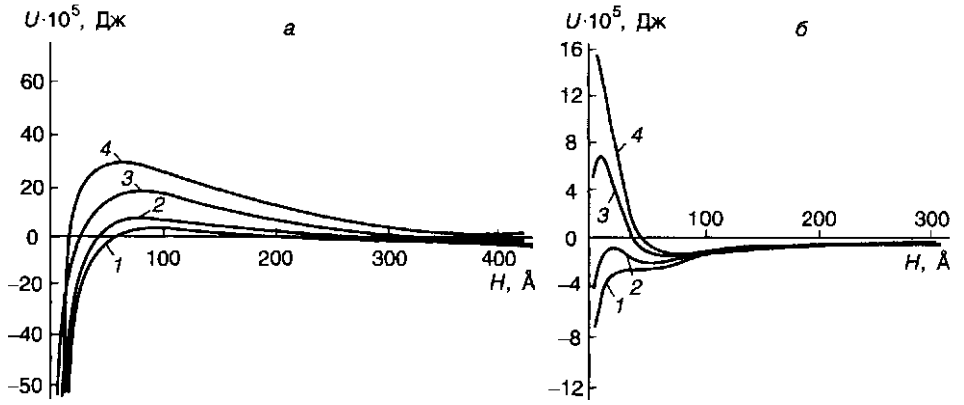


Рис. 8.29. Суммарные потенциальные кривые парного взаимодействия частиц Na-форм каолинита (*а*) и монтмориллонита (*б*) при 0,05 н концентрации порового раствора NaCl и различной температуре (*по В.А.Королеву, 1988*):
1 — 1°; *2* — 20°; *3* — 50°; *4* — 70°С

ющие адсорбционную составляющую расклинивающего давления ($P_{адс}$). Роль этой составляющей особенно велика в техногенных грунтах при наличии ПАВ вокруг частиц.

Таким образом, рассмотрение структурообразования и устойчивости частиц с позиции современных представлений о природе сил, действующих между частицами в контактном зазоре, должно проводиться с учетом всех компонент расклинивающего давления:

$$П = П_i + П_m + П_s + П_{адс} + ...,$$

где $П_i$, $П_m$, $П_s$ и $П_{адс}$ — соответственно ионно-электростатическая, молекулярная, структурная и адсорбционная компоненты расклинивающего давления. Однако пока строгой количественной теории, учитывающей все приведенные составляющие, еще не разработано.

Литература

Адамсон А. Физическая химия поверхностей/Пер. с англ. М.: Мир, 1979. 568 с.

Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Муллер В.М. Поверхностные силы. М.: Наука, 1985. 399 с.

Ершов Э.Д., Данилов И.Д., Черверев В.Г. Петрография мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1987. 311 с.

Ефремов И.Ф. Периодические коллоидные структуры. Л.: Химия, 1971. 192 с.

Зимон А.Д. Адгезия пыли и порошков. М.: Химия, 1976. 432 с.

Зимон А.Д. Что такое адгезия. М.: Наука, 1983. 176 с.

Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах. М.: Изд-во МГУ, 1988. 177 с.

Кульчицкий Л.И., Усьяров О.Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. М.: Недра, 1981. 178 с.

Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород/Под ред Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1989. 211 с.

Урьев Н.Б. Высококонцентрированные дисперсные системы. М.: Наука, 1980. 319 с.

Физико-химическая механика природных дисперсных систем/Под ред. Е.Д.Щукина и др. М.: Изд-во МГУ, 1985. 266 с.

Ямпнский В.В., Пчелин В.А., Амелина Е.А., Щукин Е.Д. Коагуляционные контакты в дисперсных системах. М.: Химия, 1982. 185 с.

ГЛАВА 9

Структурно-пространственная организация грунтов

9.1. Количественное соотношение компонентов грунта

РАСЧЕТ СООТНОШЕНИЯ КОМПОНЕНТОВ ГРУНТА

В общем случае грунт рассматривается как многокомпонентная система (рис. 9.1), суммарный объем которой (V_{tot}) складывается из: 1) объема твердой минеральной части (V_{sk}); 2) объема жидкого компонента — порового раствора (V_w); 3) объема газовой фазы — порового воздуха (V_a); 4) объема биотической (живой) составляющей (V_b). При этом объем пор грунта (V_n) складывается из объемов компонентов, заполняющих его поры:

$$V_n = V_w + V_a + V_b.$$

Пористость грунта (n) и коэффициент пористости (e) соответственно равны:

$$n = V_n / V,$$
$$e = V_n / V_{sk}.$$

Количественное соотношение объемов твердой минеральной части, воды, газа, биотических составляющих в грунте может быть различным. Например, на рис. 9.1 показан грунт с порами объемом 50% (и, соответственно, с пористостью 50% и коэффициентом пористости 1,0), которые на 30% заполнены водой, на 15% — газом и на 5% — биотой.

Все эти и другие возможные соотношения компонентов необходимо иметь в виду при анализе их содержания в грунте и исследовании факторов, влияющих на изменение свойств грунтов и содержание компонентов. Соотношение объемов компонентов в грунте не постоянно: при изменении условий среды (например, испарении влаги и др.) оно меняется. Наиболее не постоянны в грунтах мобильные компоненты: жидкий, газовый и биотический.

При оценке соотношения компонентов в грунтах и расчете их физических характеристик следует иметь в виду, что при наличии в мелкозернистом грунте крупных включений (камней, щебня, гальки и др.) или при изучении крупнообломочных грунтов с заполнителем необходимо учитывать несжимаемость и низкую (вплоть до отсутствия) пористость крупных включе-

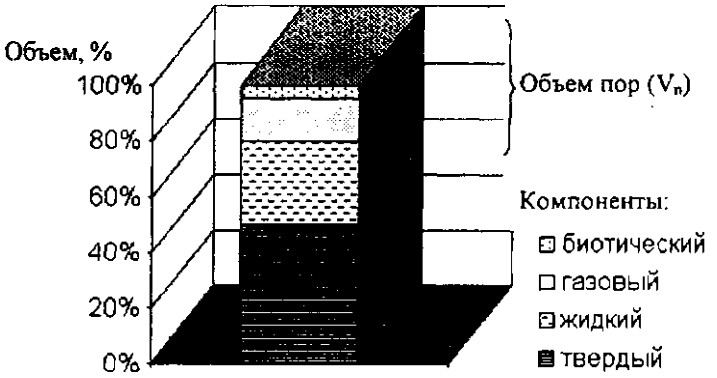


Рис. 9.1. Соотношение объемов составляющих грунта

ний. Поэтому неправильно при расчетах распространять пористость или влажность мелкозернистого материала на весь объем грунта. Например, пористость заполнителя в крупнообломочном грунте может составлять 30%, но если ее отнести ко всему объему грунта, то она может уменьшиться в два раза и более.

В этих случаях следует отдельно определять фазовые характеристики в таких грунтах и при описании грунта указывать два значения каждой фазовой характеристики — для мелкозернистой составляющей и пересчитанные для грунта в целом. Одновременно указывается процентное соотношение в грунте крупнообломочной составляющей. При этом в большинстве случаев принимается, что крупные камни, щебень не имеют внутренней пористости и не содержат влаги.

МЕТОДЫ ГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СООТНОШЕНИЯ КОМПОНЕНТОВ

В общем случае объемные содержания указанных четырех компонентов в грунте можно рассматривать как независимые переменные. Поэтому отражение каким-либо наглядным способом всех возможных сочетаний этих компонентов является довольно трудной задачей.

Если грунт имеет постоянную пористость, то переменными будут уже только три компонента, причем лишь два из них будут независимыми. Если же грунт, помимо постоянной пористости, имеет и постоянное, например, содержание биоты, то в этом случае переменными будут уже два компонента, из которых только один будет независимым, поскольку содержание одного из них будет определять и объемное содержание другого. Наиболее сложная ситуация возникает при анализе многокомпонентного грунта, например, с несколькими несмешивающимися жидкими или биотическими составляющими.

Если не учитывать объем последних (что вполне оправданно при наличии, например, в грунте микроорганизмов, объемная доля которых незначительна или пренебрежимо мала), то грунт можно рассматривать как **трехкомпонентную** систему. Такую систему удобно отражать графически на треугольной диаграмме[1] фазового или компонентного состава, характеризующей соотношение основных фаз или компонент грунта (рис. 9.2).

Отметим основные свойства этой диаграммы (см. рис. 9.2 и 9.3). Каждая сторона равностороннего треугольника отражает содержание объемных долей твердого, жидкого и газового компонентов. Точка A внутри диаграммы отражает соотношение рассматриваемых трех компонентов (фаз) грунта, высота треугольника равна 100%. Линии, выходящие из правого нижнего угла, соответствуют одинаковым значениям степени влажности (S_r). На рис. 9.2 эти линии соответствуют S_r = 0,25; 0,5; и 0,75 (или K_w=0,25; 0,5 и 0,75). Линии, выходящие из левого нижнего угла, соответствуют одинаковым значениям весовой влажности (w = const). Линии одинаковой объемной влажности (w_n) соответствуют объемным долям воды (V_w), откладываемым по правой стороне треугольника. Пористость грунта (n) откладывается на правой стороне треугольника (справа — налево), а сетка значений коэффициента пористости (e) совпадает с линиями одинаковой пористости (см. рис. 9.3).

[1] Впервые анализ компонентного состава грунтов с помощью треугольной диаграммы был предложен венгерским инженер-геологом А.Кезди в 1969 г.

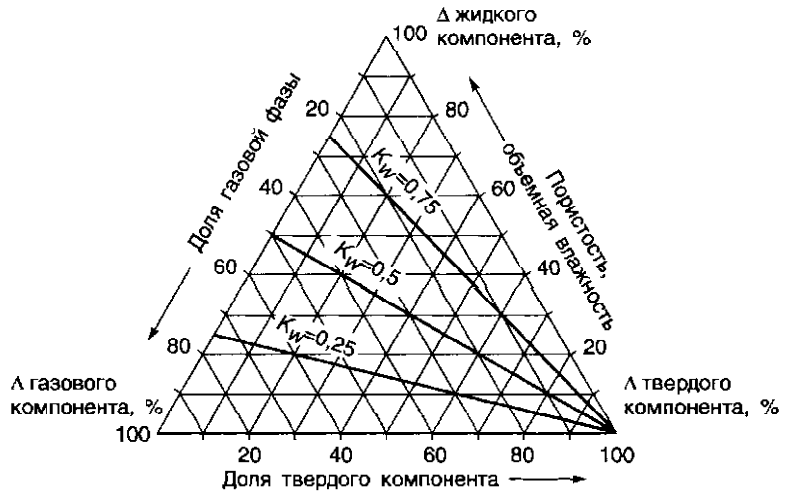


Рис. 9.2. Диаграмма компонентного состава грунта как трехкомпонентной системы

При изменении соотношения компонент в грунте координаты точки *A* будут меняться. Следовательно, изменение компонентного состава грунта на этой диаграмме будет отражаться в виде вектора или линии.

Для графического анализа соотношения компонент в **четырехкомпонентных** грунтах можно использовать диаграммы, построенные по типу рис. 9.2. Однако использование подобных диаграмм для анализа грунтов при меняющихся соотношениях всех четырех компонентов неудобно. В этом случае можно использовать объемные диаграммы четырехкомпонентных систем, построенные в трехмерной системе координат в виде правильных тетраэдров (рис. 9.4).

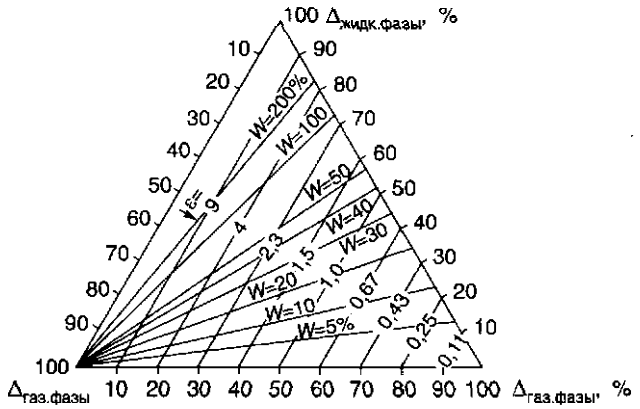


Рис. 9.3. Диаграмма компонентного состава грунта с сетками весовой влажности (*w*) и коэффициента пористости (*e*) при плотности твердой фазы грунта 2,69 г/см³ (*по В.А.Королеву, 1989*)

Вершины данного тетраэдра соответствуют объемному содержанию рассматриваемых четырех компонентов грунта: твердым минералам (V_{sk}), воде (V_w), газу (V_a) и биоте (V_b) в любом агрегатном состоянии; ребра — двойным системам, образуемым попарно перечисленными компонентами системы; четыре грани тетраэдра — соответствующие трехкомпонентные системы (см. рис. 9.2). Состояние такого грунта отражается точкой (*A*), расположенной внутри тетраэдра. Для определения координат этой точки длина ребра тетраэдра принимается за 100% объемного содержания соответствующего компонента. Проекции точки *A* на различные грани тетраэдра (A_1, A_2, A_3, A_4) характеризуют состояние соответствующих трехкомпонентных систем грунта.

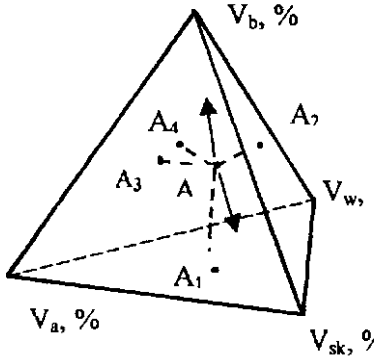


Рис. 9.4. Диаграмма объемного содержания компонент грунта как четырехкомпонентной системы (объяснения в тексте)

При изменении соотношения каких-либо компонентов в грунте координаты точки *A* будут соответствующим образом изменяться. Путь перемещения точки *A* будет отражать при этом характер изменения соотношения компонент в данном грунте (в виде вектора). Например, при увеличении в грунте биоты точка *A* будет смещаться в верх тетраэдра, а при ее уменьшении точка *A* будет смещаться вниз, как показано стрелками на рис. 9.4. При неизменном содержании биоты, но меняющемся соотношении твердой минеральной части, порового раствора и газовой фазы точка *A* будет смещаться в горизонтальной плоскости. Нижняя грань рассматриваемого тетраэдра (см. рис. 9.4) представляет собой диаграмму компонентного состава трехкомпонентного грунта, не содержащего биоты, аналогично рис. 9.2.

ОСОБЕННОСТИ КОМПОНЕНТНЫХ СОСТАВОВ ГРУНТОВ

Природные и искусственные грунты имеют не произвольный, а закономерный фазовый состав, который определяется его литолого-петрографическими и генетическими особенностями. Так, для дисперсных грунтов характерны специфические поля на диаграммах их компонентного состава (рис. 9.5—9.7).

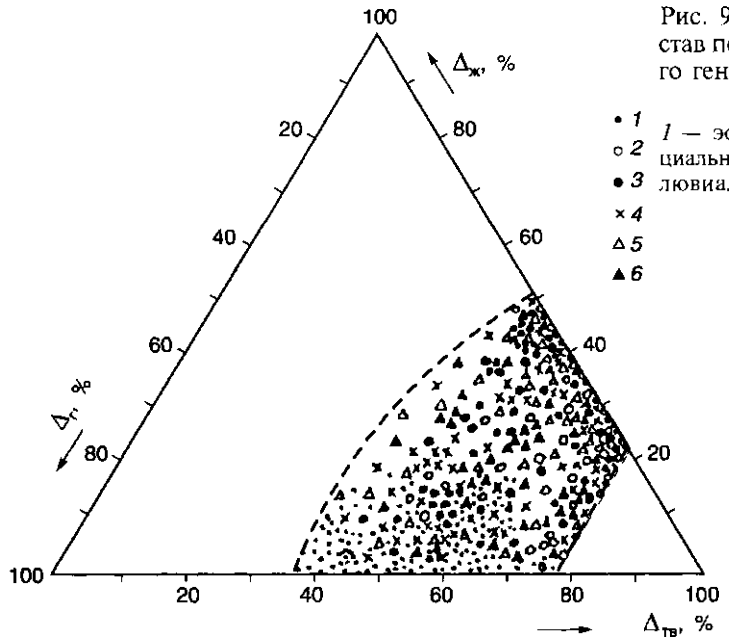


Рис. 9.5. Компонентный состав песчаных грунтов разного генезиса (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — эоловые; *2* — флювиогляциальные; *3* — морские; *4* — аллювиальные; *5* — делювиальные; *6* — озерные

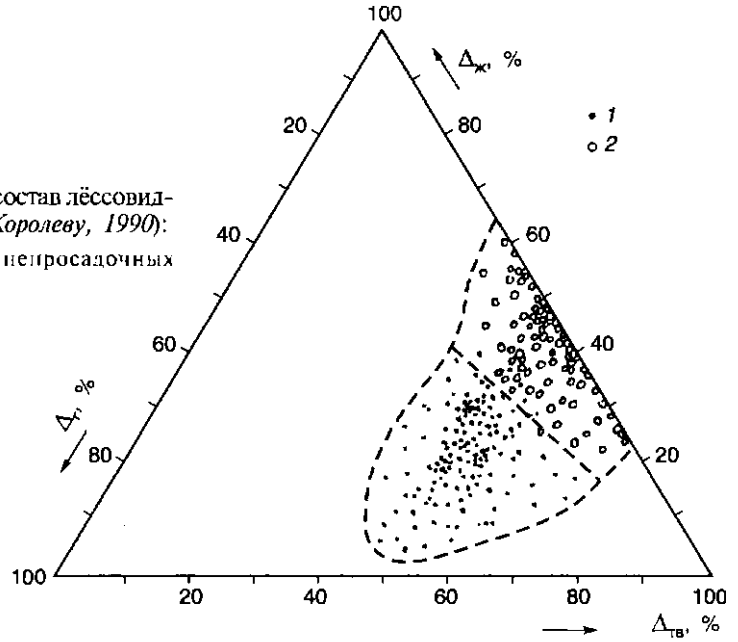


Рис. 9.6. Компонентный состав лёссовидных суглинков (*по В.А.Королеву, 1990*):
1 — просадочных; *2* — непросадочных

Как следует из рис. 9.5, для различных песков характерна довольно широкая область изменения их компонентного состава. Доля твердой фазы в них меняется от 38—40 до 78—80%, а пористость соответственно — от 20—22 до 60—62%. При этом максимальная пористость характерна для эоловых и элювиальных песков, находящихся в рыхлом сложении. Для них же характерно и

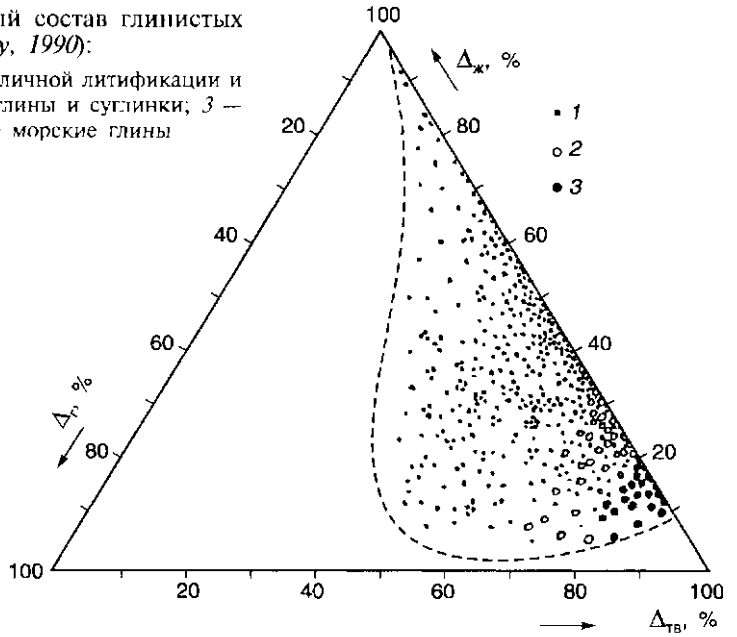


Рис. 9.7. Компонентный состав глинистых грунтов (*по В.А.Королеву, 1990*):
1 — глины и суглинки различной литификации и генезиса; *2* — моренные глины и суглинки; *3* — сильноуплотненные морские глины

незначительное содержание жидкой фазы (менее 5—10%), в отличие от аллювиальных, делювиальных, пролювиальных и морских песков.

Для лёссовых и лёссовидных грунтов, имеющих пылеватый состав, характерно иное соотношение твердой, жидкой и газообразной компонент (см. рис. 9.6). Так, для их просадочных разностей характерна пористость 40—55%, невысокая весовая влажность при степени водонасыщения $S_r < 0,7—0,8$ и относительно высокое содержание воздуха в порах. Для непросадочных лёссовидных суглинков, напротив, при той же пористости характерна более высокая влажность и степень водонасыщения более 0,8.

Глинистые грунты различного генезиса также характеризуются специфическим соотношением их компонентов (см. рис.9.7). Величина их пористости, влажность и плотность в общем случае зависят от степени их литификации и уплотненности в природных условиях: с увеличением уплотненности пористость и влажность снижаются, а плотность возрастает. Наименьшей пористостью обладают сильно уплотненные литифицированные морские и моренные глины. Для глин характерно значительное содержание жидкой фазы и не характерно большое содержание воздуха в порах.

С помощью таких диаграмм могут характеризоваться фазовые составы и прочих грунтов, включая природные скальные и искусственные. Кроме того, для каждого конкретного грунта можно построить диаграмму предельно возможного изменения его компонентного состава в ходе различных процессов.

9.2. Пустотность грунтов

ПОНЯТИЕ О ПУСТОТНОСТИ ГРУНТОВ

Под пустотностью грунтов понимается пространство грунта, не заполненное твердой компонентой, но заполненное газовой и жидкой компонентами или (и) биотической составляющей. Различная пустотность в грунтах отражает разные типы их структурной неоднородности, она имеет иерархический характер и проявляется на разных масштабных уровнях. По форме пустоты в грунтах могут быть каверновые, поровые, трещинные и смешанные (рис. 9.8).

Каверновая пустотность образована пустотами неправильной формы, в виде отдельных или сообщающихся каверн различного размера. Такая пустотность характерна для карстующихся и подверженных выщелачиванию грунтов. Каверновая пустотность развивается и за счет процессов растворения.

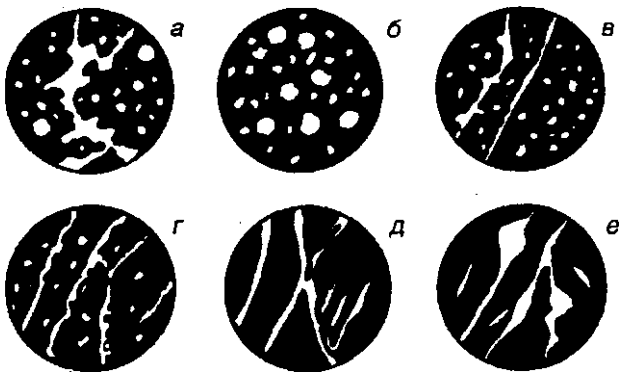


Рис. 9.8. Строение пустотного пространства в грунтах (*по К.И.Багринцевой, 1982*):

а — кавернозно-поровое; *б* — поровое; *в* — трещинно-поровое; *г* — порово-трещинное; *д* — трещинное; *е* — кавернозно-трещинное

Поровая пустотность образована отдельными или сообщающимися порами —

пустотами в частицах, агрегатах, между частицами или структурными агрегатами грунта. Это наиболее характерная пустотность для осадочных дисперсных грунтов. По форме и размеру поры могут быть весьма разнообразны.

Трещинная пустотность образована отдельными или сообщающимися трещинами разной протяженности, ориентации и раскрытости. Она характерна для скальных грунтов любого генезиса.

Смешанная пустотность образована разными сочетаниями отдельных видов пустотности. Выделяют каверново-поровую, каверново-трещинную, порово-трещинную, трещинно-поровую, трещинно-кавернову пустотности и др. При этом в названии на первое место ставится подчиненная пустотность. Смешанная пустотность характерна для разных типов скальных грунтов.

Абсолютно сплошных грунтов не существует — для всех характерна пустотность. Особенности пустотности грунтов определяют многие их важнейшие свойства, такие, как прочность и деформируемость, транспортные характеристики (параметры тепло-массопереноса). Кроме того, пустотность грунтов определяет многие емкостные характеристики, т.е. параметры, отражающие содержание каких-либо субстанций — массы компонентов и энергии.

ПОРОВАЯ ПУСТОТНОСТЬ ГРУНТОВ

Поровая пустотность в той или иной мере характерна абсолютно для всех грунтов. Количественно она характеризуется двумя основными показателями: пористостью (n) и коэффициентом пористости (e).

Пористостью (n) называется отношение объема пустот (пор) ко всему объему грунта, выраженное в %, а коэффициентом пористости (e) — отношение объема пустот (пор) к объему твердой фазы грунта, выраженное в долях единицы. Эти показатели связаны друг с другом соотношениями

$$n = 100e/(1 + e); \; e = n/(100 - n).$$

Кроме того, они могут быть найдены через другие показатели физических свойств грунтов по формулам:

$$n = (\rho_s - \rho_d)/\rho_s; \; e = (\rho_s - \rho_d)/\rho_d,$$

где ρ_s — плотность твердой компоненты; ρ_d — плотность скелета грунта.

Пористость и коэффициент пористости являются показателями емкостных свойств грунта, так как поры являются вместилещем, емкостями для других компонентов грунта. С учетом оценки изолированности пор выделяют общую (n), открытую (n_o) и закрытую ($n_з$) пористость, которые связаны соотношением

$$n = n_o + n_з.$$

Открытая пористость (n_o) грунта обусловлена сообщающимися порами, *закрытая* — изолированными, а общая учитывает оба вида пор. Открытая пористость обусловливает транспортные свойства грунта — его способность пропускать сквозь себя жидкости или газы. Закрытая пористость в процессах переноса вещества прямо не участвует.

Величина пористости колеблется в широких пределах у грунтов разных типов. Наименьшие ее значения (доли %) характерны для невыветрелых ин-

Таблица 9.1

Подразделение пор по размеру

(*по Е.М.Сергееву*)

Название пор	Размер пор	Генетическая принадлежность пор	Движение воды в порах	В каких породах преобладают
Макропоры	более 1	межгранулярная, пузырчатая, выщелачивания	свободное движение гравитационной воды; капиллярное поднятие воды практически отсутствует	крупнообломочные, биогенные эффузивные
Мезопоры	1 -0,01 мм	межгранулярная, межкристаллическая, межагрегатная	движение гравитационной воды происходит при наличии определенного градиента; капиллярное поднятие происходит быстро и на небольшую высоту	песчаные, лёссовые, биогенные, некоторые эффузивные
Микропоры	10- -0,1 мкм	внутриагрегатная, внутригранулярная, частично межагрегатная	капиллярное поднятие воды происходит медленно и на большую высоту; движение гравитационной воды происходит только при больших градиентах напора	глинистые, органо-химические, биогенные, некоторые обломочные сцементированные
Ультракапиллярные поры	менее 0,1 мкм	внутриагрегатная, внутригранулярная	передвижение гравитационной и капиллярной воды отсутствует, поры заполнены связанной водой	глинистые

трузивных и метаморфических грунтов, а наибольшие (до 80% и более) — для высокодисперсных осадочных грунтов — илов, набухших глин и др.

По размеру и генетической принадлежности поры подразделяются на ряд категорий, указанных в табл. 9.1.

МОРФОЛОГИЯ ПОР И ПРИУРОЧЕННОСТЬ К СТРУКТУРНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ ГРУНТОВ

По морфологии выделяются следующие виды пор в грунтах (Соколов, 2001):

1) **изометричные** — отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений не превышает 1,5. Размер поры в этом случае характеризуется диаметром круга, описывающего ее;

2) **анизометричные** — отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений изменяется от 1,5 до 10. Обычно при описании размера указывают длину и ширину поры (в некоторых случаях можно указать только среднюю ширину);

3) **щелевидные** — отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений превышает 10. Размер таких пор характеризуется только их шириной.

Наиболее сложной морфологией пор характеризуются глинистые грунты. Наличие в глинистых грунтах структурных элементов различных размерных уровней, отражающих иерархичность их структуры, обусловливает существование в них нескольких видов пор (рис. 9.9). Среди них выделяются межчастичные, межультрамикроагрегатные, межмикроагрегатные, межагрегатные, межзернистые, межмикроагрегатно-зернистые, внутризерновые и поры биогенного происхождения (Грабовска-Ольшевска и др., 1984).

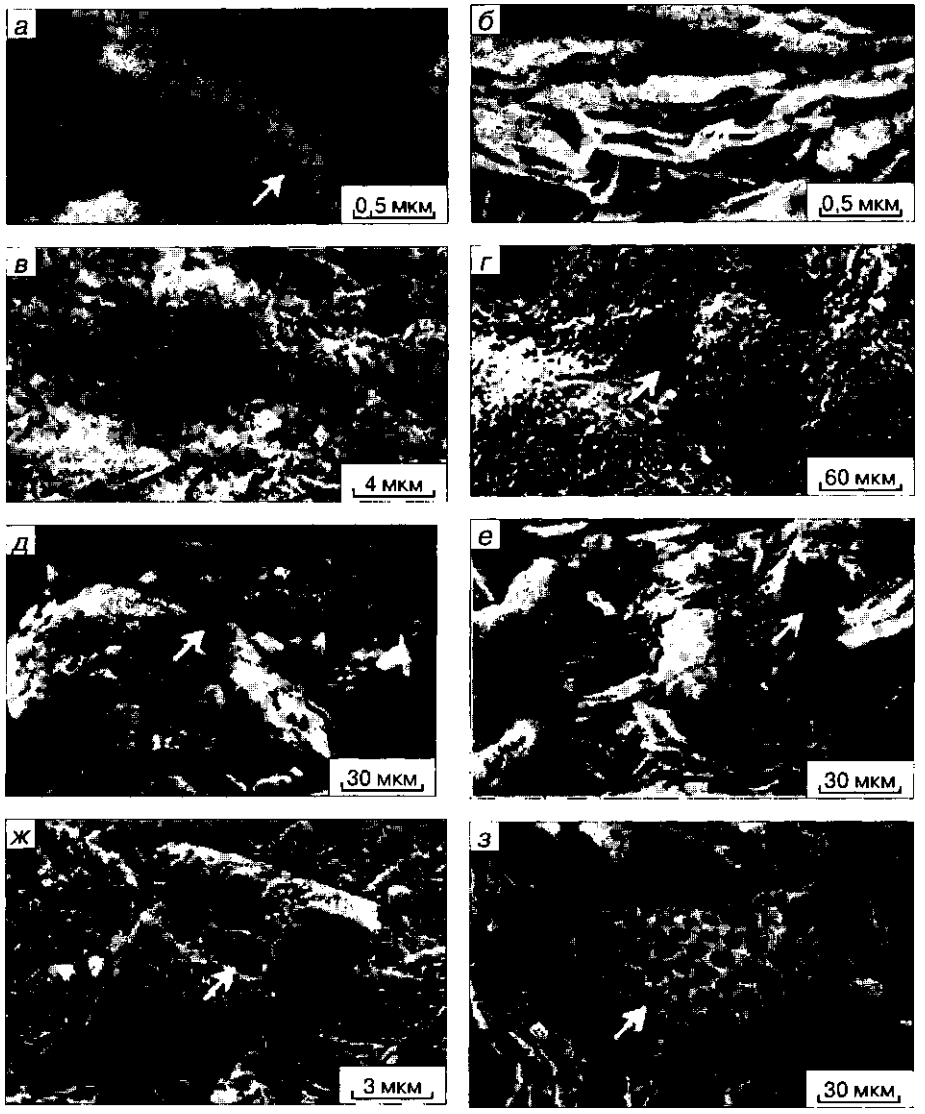


Рис. 9.9. Форма пор в глинистых грунтах (*по В.Н.Соколову, 2001*):

а — межчастичные; *б* — межультрамикроагрегатные; *в* — межмикроагрегатные; *г* — межагрегатные; *д* — межзернистые; *е* — межмикроагрегатно-зернистые; *ж* — внутризерновые; *з* — поры биогенного происхождения

Межчастичные поры возникают внутри ультрамикроагрегатов и микроагрегатов в результате неплотного взаимного прилегания первичных частиц (см. рис. 9.9, *а*). Размеры и формы этих пор определяются морфологией взаимодействующих частиц, размером и характером контактирования. Внутри ультрамикроагрегатов межчастичные поры имеют щелевидную форму с максимальной шириной не более 0,1 мкм (ультрапоры). При отсутствии в породе ультрамикроагрегатов в микроагрегатах встречаются анизометричные поры

шириной до 0,5 мкм, которые также можно называть межчастичными, или внутримикроагрегатными.

Межультрамикроагрегатные поры образуются между ультрамикроагрегатами и могут иметь самую различную конфигурацию в зависимости от пространственного расположения ультрамикроагрегатов (см. рис. 9.9, *б*). Преобладают щелевидные и анизометричные поры, ширина первых не превышает 0,3 мкм, а вторых достигает 1 мкм.

Межмикроагрегатные поры возникают между микроагрегатами и характеризуются большим разнообразием размеров и формы (рис. 9.9, *в*). Морфология этих пор во многом зависит от степени литификации глинистых пород. Для молодых слаболитифицированных осадков характерны открытые межмикроагрегатные микропоры диаметром до 15 мкм. У глинистых пород средней степени литификации преобладают изометричные межмикроагрегатные микропоры диаметром не более 5 мкм, а у пород высокой степени литификации — узкие щелевидные микропоры шириной до 1,5 мкм.

Межагрегатные поры в глинистых породах осадочного происхождения встречаются редко. Они характерны для некоторых видов элювиальных глин и широко развиты в лёссовых породах (рис. 9.9, *г*). Поры обычно изометричные, реже анизометричные, их размер изменяется от нескольких до десятков микрометров.

Межзернистые поры присутствуют в глинистых породах с высоким содержанием песчаных и пылеватых зерен. Возникающие между зернами изометричные и анизометричные микропоры имеют размеры от нескольких до десятков микрометров (рис. 9.9, *д*).

При определенном сочетании глинистого материала и обломочных зерен в глинистых породах образуются микропоры более сложного строения — межмикроагрегатно-зернистые (рис. 9.9, *е*), преимущественно изометричные и анизометричные размером от нескольких до 20 мкм.

В глинистых породах, содержащих карбонатные обломочные зерна, а также включения микрофлоры и микрофауны, имеются *внутризерновые* поры (рис. 9.9, *ж*) и поры *биогенного* происхождения (рис. 9.9, *з*).

Морфология поровой пустотности является важнейшим диагностическим признаком микростроения грунтов, поскольку чаще всего при микроструктурных исследованиях количественно оценивается не твердый скелет, а именно параметры пор.

ТРЕЩИННАЯ ПУСТОТНОСТЬ ГРУНТОВ

Трещины в грунтах имеют различное происхождение. Одна из генетических классификаций трещин в грунтах показана в табл. 9.2.

Наряду с генетическими признаками трещин не менее важно оценить их морфологические особенности — протяженность, ширину раскрытия, заполненность, преимущественную ориентацию и др. (рис. 9.10). Чрезвычайное разнообразие форм и размеров трещин у разных грунтов вызывает определенные трудности в их количественной оценке.

Основные морфологические параметры трещин и их морфогенетическая классификация показаны в табл. 9.3.

Таблица 9.2

Классификация трещин

(по И.И.Аммосову и И.В.Еремину)

<table>
<tr><th rowspan="2">Тип трещин по генетическому признаку</th><th rowspan="2">Подтип трещин</th><th rowspan="2">Основные геологические факторы, вызывавшие образование трещин</th><th rowspan="2">Характер действующих напряжений при разрыве</th><th rowspan="2">Основные направления трещин по отношению к слоистости</th><th colspan="3">Излом</th><th rowspan="2">Характер поверхности трещин</th></tr>
<tr><th>по основной плоскости</th><th>по торцу</th><th>тангенциальный</th></tr>
<tr><td>Эндогенные</td><td>—</td><td>Метаморфизм</td><td>Растяжение</td><td>Перпендикулярное (или почти перпендикулярное)</td><td>Ровный</td><td>Неровный – зубчатый, раковистый</td><td>Ступенчатый, черепичный, чешуйчатый</td><td>Однородная, глазковая, овальноглазковая, ленточная, таблитчатая</td></tr>
<tr><td></td><td>Скалывания</td><td></td><td>Сжатие</td><td>Разнообразное (от 0 до 90°)</td><td colspan="3">Разнообразный – от ровных гладких до неровных различно штрихованных и струйчатых</td><td>Зеркальная, штрихованная, волнистая</td></tr>
<tr><td>Экзогенные</td><td></td><td>Тектоника</td><td></td><td></td><td colspan="3"></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td>Отрыва</td><td></td><td>Растяжение</td><td>Перпендикулярное (или почти перпендикулярное)</td><td>Неровный</td><td colspan="2">Ступенчатый</td><td>Неоднородная, бугорчатая</td></tr>
<tr><td>Гипергеные</td><td>—</td><td>Выветривание</td><td>Растяжение</td><td>Разнообразное</td><td colspan="3">Неровный</td><td></td></tr>
</table>

Таблица 9.3

Морфогенетическая классификация микротрещин, развитых в карбонатных породах

(по К.И.Багринцевой)

Параметр	Характеристика трещин
Положение относительно напластования	Вертикальные; горизонтальные; наклонные
Генетический тип	Литогенетические; тектонические: разгрузки, растяжения — скола и отрыва; закарстованные каналы и трещины
Морфология стенок	Гладкие; шероховатые; бугристые; стилолитовые
Заполненность	Полное; частичное; неоднородное; незаполненные
Раскрытость, мм	Очень узкие, 0,001–0,01; узкие, 0,01–0,05; широкие, 0,05–0,1; очень широкие, 0,1–0,5; макротрещины, 0,5 и более
Выдержанность ширины	Постоянная; изменчивая; резко изменчивая (с расширениями выщелачивания)
Длина, мм	Очень короткие, 5—10; короткие, 10–30; длинные, 30–50; секущие, 50
Характер протяженности	Прямолинейные; извилистые; расщепляющиеся; кулисообразные
Поверхностная плотность, см/см^2	Высокая, 4,4—1,5; средняя, 1,5—0,6; низкая, 0,6—0,2; очень низкая, 0,2 (единичные трещины)
Взаимосообщаемость	Параллельные; взаимно перпендикулярные; хаотические; пересекающиеся; оперяющие; ветвящиеся
Отношение к структуре породы	Секущие слоистость; секущие форменные компоненты; огибающие обломки и кристаллы
Форма раскола породы по системе трещин	Отдельность, обусловленная трещинами: плитчатая; ромбоидальная; кубическая; пластинчатая; сланцеватая

Для их наиболее полной оценки в настоящее время применяют автоматические анализаторы изображений, позволяющие по шлифам, аншлифам, макро- и микрофотографиям полированных поверхностей образцов с помощью ЭВМ оперативно получить объективные количественные характеристики.

Трещинная пустотность грунтов в целом оценивается рядом показателей: *трещинной пористостью* ($n_т$) — оцениваемой аналогично пористости как отношение суммарного объема трещин к объему всего грунта, выраженное в %; этот показатель рассчитывается через плотность скелета и плотность твердого компонента по вышеприведенным формулам;

коэффициент трещинной пустотности ($K_{тр}$), предложенный Л.И.Нейштадт, равный отношению площади трещин в какой-либо плоскости к общей площади этой плоскости; по этому показателю грунты делятся на ряд категорий (табл. 9.4).

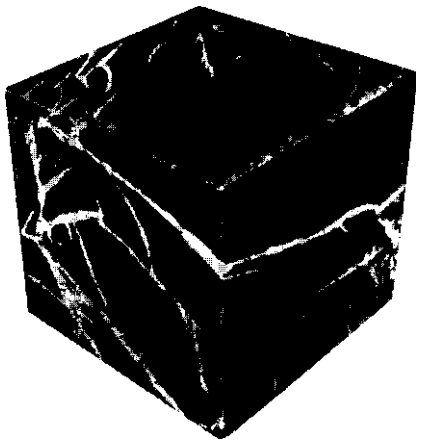


Рис. 9.10. Трещиноватость микрозернистого известняка, выявленная с помощью пропитки образца люминофором (белый цвет) (*по К.И.Багринцевой, 1982*)

Таблица 9.4

Классификация трещиноватости пород

(*по Л.И.Нейштадт*)

Степень трещиноватости	Величина коэффициента трещинной пустотности, %	Характер трещин
Слабая	менее 2	развиты волосные и тонкие трещины шириной до 1 мм с единичными трещинами шириной до 2 мм; средние и крупные трещины отсутствуют
Средняя	2—5	наряду с тонкими трещинами шириной до 1 мм имеют место трещины шириной 2–5 мм и отдельные до 5–20 мм
Сильная	5–20	наряду с мелкими трещинами присутствуют также крупные шириной 20–100 мм
Очень сильная	10–20	наряду с мелкими трещинами присутствуют крупные и очень крупные шириной 20–100 мм и более
Исключительно сильная	более 20	

9.3. Понятие о строении, структуре и текстуре грунтов

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРОЕНИЯ, СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ГРУНТОВ

Грунты представляют собой сложные системы, характеризующиеся определенным строением. При этом термин «строение» применяется в широком смысле, характеризуя все составные части грунта (твердую, жидкую, газообразную и биотическую) как единую систему.

С момента образования грунтоведения изучению строения грунтов уделялось большое внимание. Однако степень изученности строения грунтов разных типов не одинакова. Наиболее полно было изучено строение скальных грунтов, которое анализировалось с помощью оптических микроскопов в шлифах. К тому же строение скальных грунтов активно изучалось и в смежных геологических науках — петрографии, минералогии и литологии. К середине 50-х гг. XX в. были детально изучены структуры магматических, метаморфических и осадочных сцементированных грунтов (А.Г.Бетехтин, Н.А.Елисеев, Ю.А.Жемчужников, А.Н.Заварицкий, Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, Ю.И.Половинкина, Л.В.Пустовалов, Л.Б.Рухин, В.Т.Фролов, М.С.Швецов и др.). Строение же глинистых грунтов наиболее сложно и до последнего времени было наименее изучено (см. разд. 9.7).

Взаимосвязь, взаиморасположение составных частей грунта, строение и устройство принято характеризовать структурой и текстурой. Последние тесно связаны с химико-минеральным и компонентным составом, условиями образования и являются главнейшими генетическими признаками. В то же время структурные и текстурные особенности грунта определяют и его свойства. Поэтому при изучении грунтов в инженерно-геологических целях их структура и текстура рассматриваются как важнейший фактор формирования их свойств.

Строение грунта — *это совокупность структурных и текстурных признаков, отражающих взаимоотношение всех компонент грунта — твердой, жидкой,*

газовой и биотической. Поэтому, когда количественно характеризуют соотношение и взаимоотношение всех компонентов грунта (твердых, жидких, газовых и живых), говорят о его *строении*, а при непосредственной характеристике лишь твердых структурных элементов, пор и взаимосвязи (контактах) между ними — о *структуре грунта.*

В соответствии с этим **структурой грунта** называется *совокупность признаков, отражающих размер, форму, характер поверхности, количественное соотношение его структурных элементов (отдельных зерен, частиц, агрегатов, цемента, стекла) и характер взаимосвязи их друг с другом.* В российском грунтоведении благодаря работам М.М.Филатова (1936), И.В.Попова (1941, 1949), В.А.Приклонского (1955), Е.М.Сергеева (1946, 1956, 1958), А.К.Ларионова (1966), В.И.Осипова (1983), В.Н.Соколова (1988) и других сложились определенные представления о структуре грунта, учитывающие характер связи между структурными элементами. Этим и отличается инженерно-геологическое понятие структуры от чисто петрографического. При этом, необходимо иметь в виду, что характер структурных связей часто неопределим визуально (например, виден только под электронным микроскопом) и оценивается лишь по косвенным признакам или свойствам грунта (например, прочности образца, характеру его деформируемости и др.).

Под **текстурой грунта** *понимают особенности строения, обусловленные ориентировкой и пространственным взаимным расположением всех структурных элементов.* В таком определении текстура выступает лишь как одна из характеристик строения (и структуры) грунта, определяющих прежде всего ориентацию его структурных элементов в пространстве.

Термины «структура» (от лат. structura — строение, расположение) и «текстура» (от лат. textura — ткань, сплетение, сложение) выражают очень близкие понятия. Близкая этимология этих слов привела к тому, что понятиям «структура» и «текстура» грунта инженер-геологи разных стран придают различные значения, что необходимо иметь в виду при чтении иностранной инженерно-геологической литературы. Так, в американской, английской и частично французской литературе понятие «текстура грунта» равнозначно нашему термину «структура грунта», и наоборот. Немецкие и большинство французских геологов употребляют эти термины в том же смысле, что и российские геологи. Приведенные выше определения структуры и текстуры грунта соответствуют российским терминологическим требованиям для создания общего научного языка в различных разделах геологии (Геологические тела..., 1986).

В зависимости от масштаба структурных признаков грунта его строение, структура и текстура могут изучаться визуально (в обнажениях и по образцам пород) или с помощью оптических, электронных, рентгеновских микроскопов и других технических средств. В этих случаях наряду с общими терминами «строение», «структура» и «текстура» иногда используются, соответственно, понятия «макростроение», «макроструктура» и «макротекстура» (для признаков, различимых невооруженным глазом), а также «микростроение», «микроструктура» и «микротекстура» грунта (для признаков, не видимых невооруженным глазом)[2].

[2] Ранее выделяли также понятия «мезоструктура» и «мезотекстура» для масштабных элементов грунта размером от 1 до 5 мм. Однако в последнее время эти термины вышли из употребления в грунтоведении.

Вследствие иерархичности геологических объектов разных рангов организации следует различать понятия «структура массива» или «структура грунтовой толщи», «структура грунта», «структура минерала» и др. Общее и наиболее полное представление о строении грунта как единой многокомпонентной системы можно получить лишь при его изучении на разных масштабных уровнях — от микро- до макроуровня. Только при микроскопических исследованиях грунтов не учитываются, например, их макроскопические особенности, более крупные неоднородности, трещины, которые, тем не менее, определяют многие свойства грунта.

Для структуры любого грунта (как и для структуры кристалла) характерна периодичность, т.е. неизменная повторяемость в пределах области распространения грунта некоторой **элементарной группы** структурных элементов (или представительного объема структуры грунта). Грунт является лишь многократным повторением этой элементарной группы по всей области его распространения. Идея периодичности структур грунтов подчеркивалась многими исследователями. Однако макроструктура грунта не является простым суммированием элементарных групп или микроструктур, так как в ней учитываются еще и системообразующие признаки — неоднородности разного порядка и др.

Наиболее просто элементарная группа структурных элементов выявляется для равномернозернистых однородных грунтов с частицами (кристаллами, зернами, обломками и др.) одинаковой или близкой формы и размера. В этом случае она характеризуется правильным симметричным типом их укладки: тетраэдрическим, кубическим и другими с равными расстояниями между центрами масс смежных зерен.

Если же элементарная группа состоит из нескольких структурных элементов разной формы и величины, то ее структурная решетка может характеризоваться неравными расстояниями между центрами масс и быть асимметричной. Такая структурная решетка представляет собой как бы «элементарную ячейку», многократно повторяющуюся по всему объему грунта. Если структурные «ячейки» равны по объему и изометричны, то они образуют правильную ритмичную (периодическую) структуру грунта (Косыгин, 1974). Если же ячейки анизометричны, то они образуют анизометричные периодические структуры. Ячейки трехмерны и поэтому первым и основным условием объективного корректного описания структуры грунта является правильный выбор его элементарного объема или его элементарной ячейки.

Однако такие идеальные периодические структуры в грунтах встречаются редко. Отклонения от идеальности связаны с наличием в грунтах различных искажений и дефектов структуры, неоднородностей разного порядка и т.д. Таким образом, периодические структуры грунтов носят статистический характер, поскольку выявить структурные особенности «элементарных ячеек» можно, лишь анализируя их большое количество. В соответствии с этим различные структуры реальных грунтов в целом характеризуются статистическими закономерностями — законами распределения структурных элементов и ячеек по различным параметрам (размеру, форме и др.).

В связи со сложностью выделения структурных и текстурных признаков при микроскопических описаниях тонкодисперсных пород некоторыми авторами применяется более универсальный термин — структурно-текстурные особенности.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ СТРУКТУР И ТЕКСТУР В ГРУНТОВЕДЕНИИ

Структуры грунтов могут подразделяться по различным признакам. Так, по морфометрическим особенностям структурных элементов в грунтоведении, так же как и в петрографии, структуры грунтов подразделяются по: размеру обломков, раскристаллизованности, типу цемента, отсортированности, морфологическим характеристикам частиц и др. Следует отметить, что единой классификации структур грунтов разных типов пока не существует.

Однако петрографический принцип подразделения структур, несмотря на его широкое использование в грунтоведении, основывается лишь на морфометрических и геометрических визуальных признаках и не дает полного представления о микроструктуре грунтов, поскольку не содержит характеристики структурных связей — одного из важных показателей микроструктуры. Поэтому при инженерно-геологическом изучении горных пород, наряду с выделением микроструктур по петрографическим признакам, проводится их подразделение по характеру структурных связей.

В соответствии с этим В.И.Осипов (1983) выделил следующие типы микроструктур: 1) кристаллизационные; 2) цементационные или конденсационно-кристаллизационные; 3) коагуляционные; 4) переходные; 5) смешанные (включающие: а) коагуляционно-цементационные, б) коагуляционно-кристаллизационные); 6) несвязные (сыпучие) микроструктуры.

Текстура грунта, независимо от масштабного уровня, может быть упорядоченной (т.е. характеризоваться определенной ориентацией структурных элементов относительно какой-либо оси в пространстве) или беспорядочной (т.е. иметь хаотическое расположение структурных элементов). Однако с учетом характера упорядоченности могут быть выделены разные типы упорядоченных текстур (слоистые, линзовидные, прожилковатые и др.).

Кроме того, различают структуры и текстуры немерзлых и мерзлых грунтов, в формировании которых существенная роль отводится льду. В последнем случае структуры и текстуры называются криогенными. *Криогенной текстурой называют текстуру мерзлых грунтов, определяемую расположением ледяных включений различных форм и размеров.* Особенно разнообразны они в дисперсных грунтах.

9.4. Строение скальных магматических грунтов

СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГРУНТОВ

Структуры и микроструктуры магматических грунтов выделяются по многим, в основном морфометрическим, признакам. Среди важнейших классификационных морфометрических признаков у них являются: 1) степень раскристаллизованности породы; 2) размер кристаллов и зерен; 3) относительный размер кристаллов; 4) форма и взаимоотношение кристаллов (табл.9.5).

Среди глубинных магматических пород выделяются полнокристаллические (рис. 9.11, *а*) равномернозернистые (средне- и крупнозернистые) или порфировидные неравномернозернистые структуры с мелко- и среднезернистой основной массой. Полуглубинные породы характеризуются полнокристаллической (преимущественно мелкозернистой) или порфировидной структурой с мелкозернистой основной массой. Эффузивные породы обыч-

Таблица 9.5

Классификационные признаки структур и микроструктур магматических пород

Структуры по степени раскристаллизованности	**Признаки раскристаллизованности**
Полнокристаллические	Полная раскристаллизация, нет стекловатого вещества
Неполнокристаллические	Содержатся и кристаллы, и стекло
Стекловатые	Порода состоит из стекла, кристаллы отсутствуют (см. рис.9.11, *б*)
Структуры *по* размеру кристаллов	**Размер кристаллов, мм**
Фанеритовые:	
гигантозернистые	>50
крупнозернистые	50—5
среднезернистые	5—1
мелкозернистые	<1
Афанитовые	Зерна не видны невооруженным глазом
Структуры и микроструктуры по относительному размеру кристаллов	**Признаки зернистости**
Равномернозернистые	Близкий размер одинаковых минералов
Неравномернозернистые	Разный размер одинаковых минералов
Порфировидные	Крупные кристаллы среди мелких
Порфировые	Крупные кристаллы в афанитовой массе
Структуры и микроструктуры по форме кристаллов	**Признаки формы**
Панидиоморфная	Зерна ограничены гранями собственных кристаллов (идиоморфных, см. рис.7.7)
Аллотриоморфная	Зерна неправильной формы
Гипидиоморфная	Зерна разной степени идиоморфизма

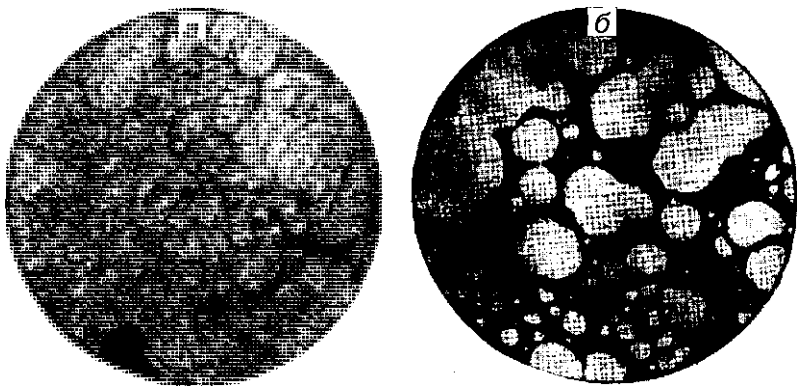


Рис. 9.11. Структуры магматических грунтов (*по Ю.И.Половинкиной, 1966*):
а — полнокристаллическая (габбро); *б* — стекловатая (гиалобазальт), пузыристая текстура

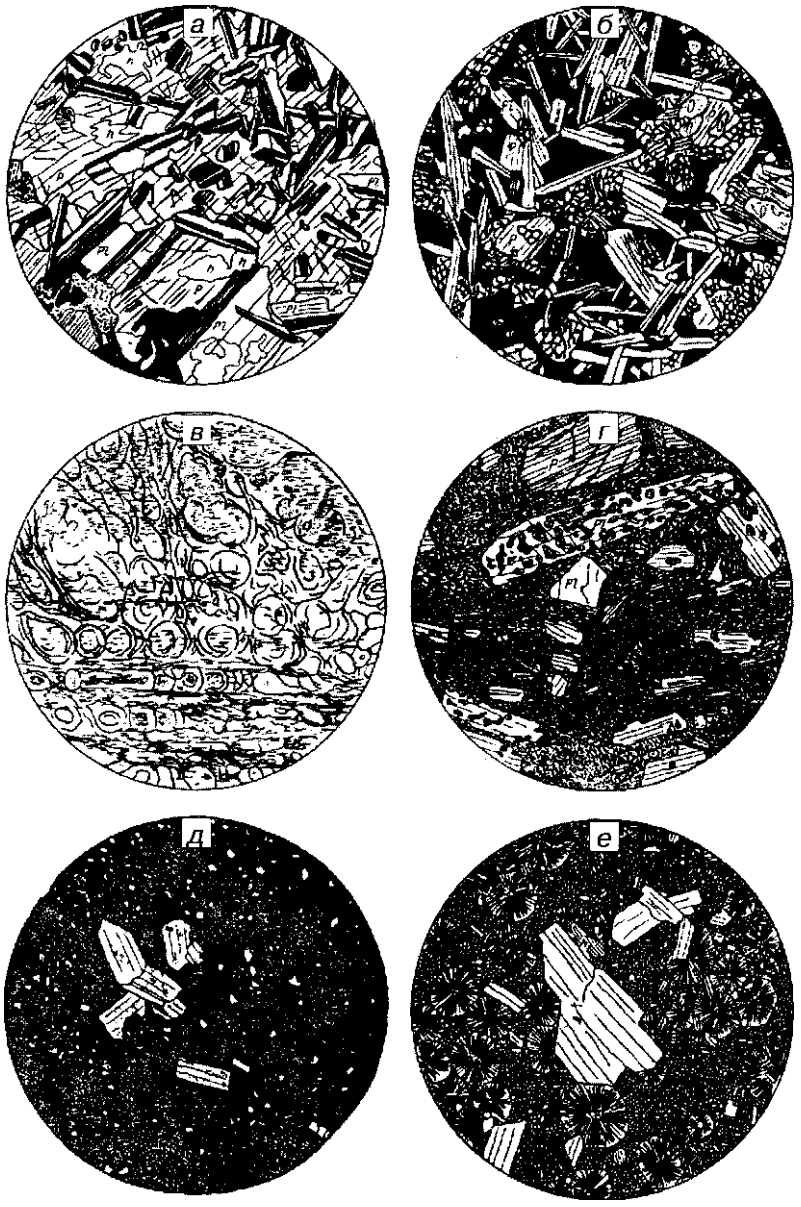


Рис. 9.12. Структуры магматических грунтов (*по Е.А.Кузнецову, 1970*):

а — полнокристаллическая (офитовая), диабаз; *б* — неполнокристаллическая, интерсертальная (базальт); *в* — стекловатая; *г* — порфировая (андезит); *д* — фельзитовая (порфир); *е* — сферолитовая (порфир)

но имеют скрытокристаллические и стекловатые (афанитовые) структуры (рис. 9.11, *б* и 9.12, *в*) или порфировые с неполнокристаллической или стекловатой основной массой (рис. 9.12, *г*).

Среди фанеритовых структур и микроструктур магматических пород по особенностям формы и состава минеральных зерен выделяют специфические

Рис.9.13. Структуры магматических грунтов (*по Е.А.Кузнецову, 1970*):

а — гипидиоморфная или гранитовая (гранодиорит); *б* — габбровая (габбро); *в* — микропегматитовая (микропегматит)

структуры: аплитовую, гранитовую, агпаитовую, габбровую, сидеронитовую, диабазовую (офитовую) (рис.9.13). Для многих пород магматического происхождения свойственны структуры и микроструктуры прорастания кристаллов друг в друга, к которым относятся пегматитовые, пойкилитовые, мирмекитовые и др.

Аналогичные типы, но с приставкой «микро-» выделяются и среди полнокристаллических афанитовых микроструктур (микрогранитовая, микрогаббровая и др.). Для афанитовых микроструктур эффузивных пород выделяют типы по форме микролитов и соотношению их со стеклом: витрофировая (или стекловатая), гиалопилитовая, интерсертальная, пилотакситовая, трахитовая, ортофировая, фонолитовая, фельзитовая, сферолитовая, вариолитовая и др.

ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГРУНТОВ

Текстуры магматических пород характеризуются формами отдельностей, образующихся в результате различных условий охлаждения магматического расплава. Среди них наиболее распространенными являются однородные (массивные) и неоднородные (шлировая, шаровая, флюидальная, шлаковая, ленточная, пузыристая и др.) текстуры. Морфологические признаки текстур магматических пород являются отражением их генезиса.

9.5. Строение скальных метаморфических грунтов

СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГРУНТОВ

Структуры метаморфических грунтов обладают специфическими чертами. Характерной особенностью всех метаморфических грунтов являются их полнокристаллические структуры. Минеральные зерна, слагающие эти грунты, обычно уплощены и хорошо ориентированы в одном направлении, что связано с их образованием в условиях ориентированного давления. Этот процесс называется «бластезом», поэтому все структуры метаморфических грунтов — кристаллобластическими. В зависимости от формы индивидов минералов выделяют структуры: *гранобластовые* — сложенные более или менее изометричными зернами, *лепидобластовые* — сложенные анизометричными (чешуйчатыми и пластинчатыми) кристаллами, и *нематобластовые*, — состоящие из удлиненных призматических кристаллов (обычно амфибола) (табл. 9.6, рис.9.14—9.16).

По соотношению размеров слагающих элементов структуры метаморфических грунтов подразделяются на однородные и неоднородные (порфиробластовые). Помимо этого выделяются диабластовые структуры, характеризующиеся закономерным или незакономерным прорастанием одного минерала другим. Наряду с кристаллобластическими и катабластическими структурами среди метаморфических грунтов встречаются реликтовые.

Таблица 9.6

Классификационные признаки структур и микроструктур метаморфических грунтов

Группы структур	Признаки
Кристаллобластовые	Однородные кристаллы округлые, неправильной формы
Катакластические	Остроугольные кристаллы и обломки в тонкозернистой массе
Реликтовые	Смесь исходной и новообразованной структур
Кристаллобластовые структуры	**Форма кристаллов**
Гранобластовая	Однородная с изометричными и округлыми зернами
Лепидобластовая	Чешуйчатые или пластинчатые ориентированные зерна
Нематобластовая	Удлиненно-призматические, волокнистые кристаллы
Гелицитовая	Мелкие рудные зерна, включенные в более крупные зерна других минералов
Гранулитовая	Таблитчатые или линзовидные крупные зерна кварца в гранобластовой массе
Кристаллобластовые структуры	**Относительный размер кристаллов**
Гомеобластовая	Равномернозернистая
Гетеробластовая (порфировидная)	Неравномернозернистая (крупные порфиробласты на мелкозернистом фоне)
Катакластические структуры	**Признаки структур**
Гранокластическая	Раздробленные изометричные зерна при однородной текстуре и отсутствии сланцеватости
Лепидокластическая	То же с чешуйчатыми или пластинчатыми зернами
Цементная	Первичные минералы как бы цементируются мелкими перетертыми частицами
Милонитовая	Раздробленные перетертые зерна с параллельной текстурой

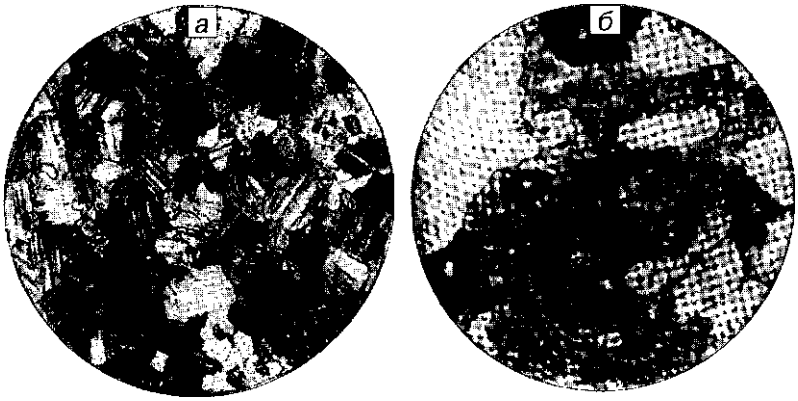


Рис. 9.14. Структуры метаморфических грунтов (*по Ю.И.Половинкиной, 1966*):
а — гранобластовая (лейкократовый амфиболит); *б* — мирмекитовая (гранит)

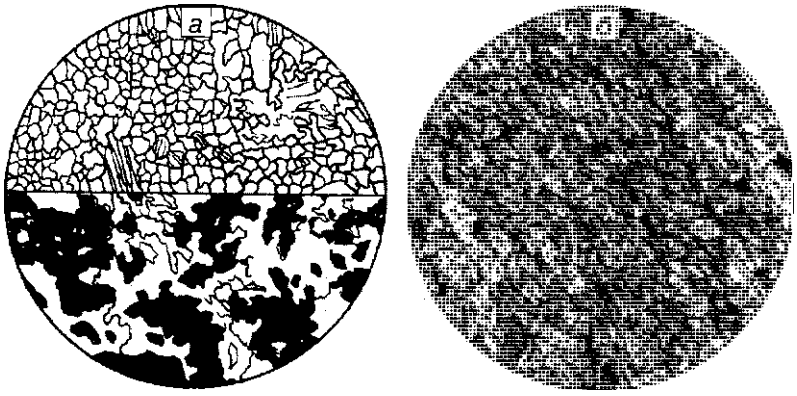


Рис. 9.15. Структуры метаморфических грунтов (*по Е.А.Кузнецову, 1970*):
а — роговиковая: торцовая (вверху) и типичная (внизу); *б* — нематобластовая (сланец)

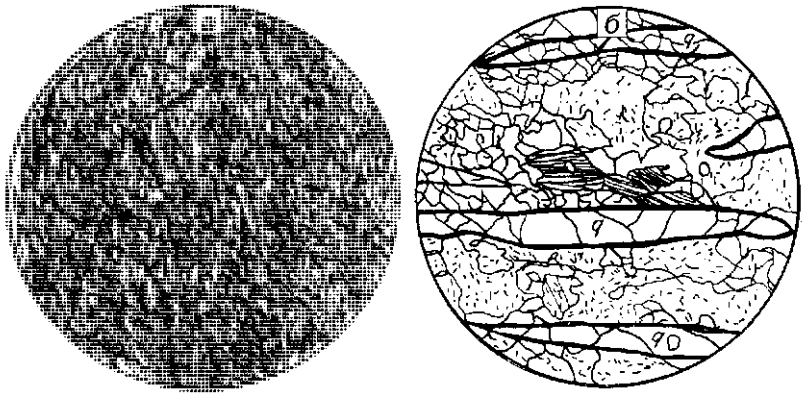


Рис. 9.16. Структуры метаморфических грунтов (*по Е.А.Кузнецову, 1970*):
а — фибробластовая (актинолито-хлоритовый сланец); *б* — гранулитовая (гранитогнейс)

Катакластические структуры возникают в результате катаклаза (дробления) пород разного состава. Для реликтовых структур характерно наличие в грунте структурных особенностей исходной (материнской) породы. Поэтому названия таких структур состоят из приставки «бласто-» и окончания, отражающего реликтовую сохранившуюся структуру, например «бластогранитовая структура» и т.д.

Некоторые основные классификационные признаки структур и микроструктур метаморфических грунтов представлены в табл. 9.6.

ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГРУНТОВ

Текстуры метаморфических грунтов подразделяются на массивные и сланцеватые. Среди последних наиболее распространенными являются плоскопараллельная, волнистая (плойчатая), полосчатая, пятнистая, очковая текстуры и др. Массивная текстура наиболее часто встречается у мраморов, кварцитов и роговиков, плоскопараллельная и пятнистая — у метаморфических сланцев, плойчатая и очковая — у гнейсов. Наряду с перечисленными метаморфическими текстурами встречаются реликтовые, сохраняющие текстурные особенности материнских грунтов, например слоистость осадочных грунтов.

9.6. Строение скальных осадочных сцементированных грунтов

СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ СЦЕМЕНТИРОВАННЫХ ГРУНТОВ

Структуры осадочных сцементированных грунтов — кластолитов — определяются прежде всего размерами и формой слагающих их обломков.

В соответствии с этим их подразделяют на псефитовые (крупнообломочные), псаммитовые (среднеобломочные, или песчаные), алевритовые (мелкообломочные, или пылеватые) и пелитовые (тонкообломочные, или глинистые). Псефитовой структурой обладают брекчии и конгломераты, псаммитовой — песчаники, алевритовой — алевриты, пелитовой — аргиллиты.

Важное значение при характеристике структур обломочных сцементированных грунтов имеет описание цемента — его состава, строения и взаимоотношения с обломочными частицами. Различают несколько **типов цемента**: 1) *базальный*, когда обломочные частицы погружены в цемент и не соприкасаются между собой; 2) *поровый*, заполняющий поры между соприкасающимися обломочными частицами; 3) *контактовый*, располагающийся только на контактах частиц и обломков и др. (рис.9.17, 9.18).

Структуры органогенных и химически осажденных грунтов подразделяются в зависимости от размера кристаллов и степени их окристаллизованности, а также размеров и формы органогенных остатков и их обломков. Наиболее распространенными структурами здесь являются кристаллическизернистая, скрытокристаллическая (афанитовая), биоморфная, детритусовая, оолитовая и др. Первая структура характерна для известняков, доломитов, некоторых кремнистых грунтов и солей, а у карбонатных и кремнистых грунтов — все вышеназванные структуры.

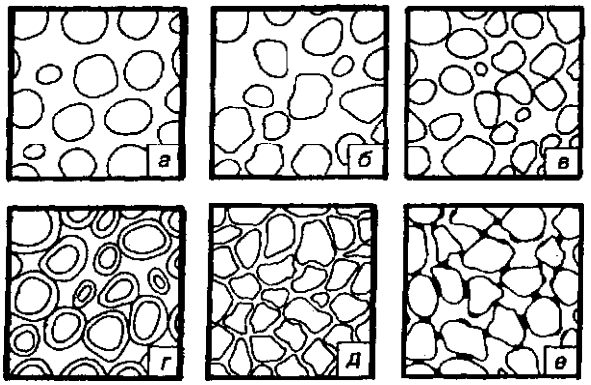


Рис. 9.17. Типы цемента кластолитов по по его количественному соотношению с обломками (*по В.Т.Фролову, 1993*):

а—б — базальный равномерно (*а*) и неравномерно (*б*) распределенный; *в* — поровый; *г* — пленочный с порами; *д* — пленочный конформный (без пор); *е* — контактовый

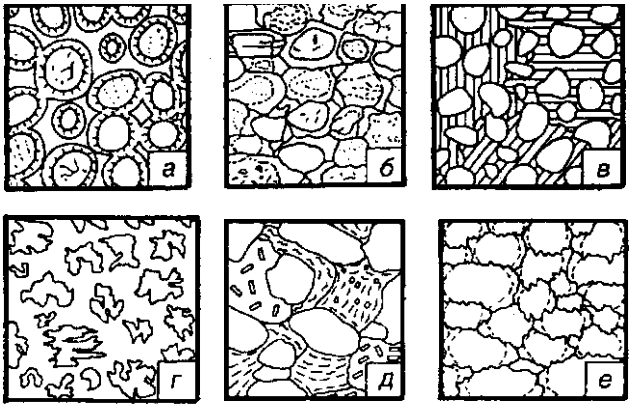


Рис.9.18. Типы цемента кластолитов по взаимоотношению кристаллов цемента с обломками (*по В.Т.Фролову, 1993*):

а — крустификационный (корочковый); *б* — регенерационный; *в* — пойкилитовый (прорастания); *г* — коррозионный (разъедания); *д* — цементации вдавливания; *е* — микростиллолитовый

ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ СЦЕМЕНТИРОВАННЫХ ГРУНТОВ

Текстуры осадочных сцементированных грунтов подразделяются на три больших класса: 1) массивные (однородные или беспорядочные), в которых отсутствует выраженная ориентировка структурных элементов; такие текстуры обусловливают однородность свойств грунта; 2) директивные, или ориентированные, обусловливающие изотропию свойств грунта по разным направлениям; среди них выделяют слоистые (горизонтально- и косослоистые, волнистые, складчатые, стилолитовые, линзовидные и др.); 3) пятнистые (конкреционные, брекчевидные, псевдоконгломератовые и др.), обусловливающие относительную неоднородность свойств грунта в отдельных его частях.

9.7. Строение дисперсных (обломочных) грунтов

СТРОЕНИЕ КРУПНООБЛОМОЧНЫХ ГРУНТОВ

Структуры крупнообломочных несцементированных грунтов очень разнообразны, что обусловливается различием размеров, форм и количественным соотношением их структурных элементов. Указанные особенности использу-

Таблица 9.7

Классификационные признаки структур крупнообломочных грунтов

Классификационные параметры	Характерные структуры
Размер (окатанность) структурных элементов	Валунные (каменистые), галечниковые (щебнистые), гравийные (дресвяные)
Наличие заполнителя и его состав	Без заполнителя, с заполнителем (тип заполнителя: песчаный, глинистый и др.)
Однородность структурных элементов	Однородные, неоднородные

ются для подразделения несцементированных крупнообломочных грунтов на петрографические типы и виды (табл. 9.7).

Названия структур этих грунтов неразрывно связаны с их литолого-петрографическим названием. Так, среди крупнообломочных грунтов выделяются валунные (каменистые — при неокатанных обломках), галечниковые (щебнистые), гравийные (дресвяные) структуры.

При описании структур крупнообломочных грунтов важным является указание состава и количества заполнителя. При значительном содержании заполнителя по весу (более 40% для песчаного заполнителя и 30% — для глинистого) в названии структуры породы обязательно указывается тип заполнителя.

Текстуры крупнообломочных грунтов могут быть ориентированными или беспорядочными. Первые подразделяются на слоистые (косо- и горизонтально-слоистые), линзовидно-слоистые и др. Поскольку структурные и текстурные элементы крупнообломочных грунтов хорошо видны невооруженным глазом, то среди них не выделяются микроструктуры и микротекстуры (за исключением характеристик заполнителя).

СТРОЕНИЕ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ

Строение песчаных грунтов может подразделяться по различным признакам структуры и текстуры (табл. 9.8). Среди песчаных грунтов по степени отсортированности зерен и обломков выделяются **структуры** гравелистых, пылеватых и чистых песков. Последние в свою очередь подразделяются по размеру преобладающих зерен на *грубо-, крупно-, среднезернистые* и др.

Песчаные грунты могут существенно различаться по степени плотности или характеру сложения. Например, в зависимости от характера укладки ша-

Таблица 9.8

Классификационные признаки строения песчаных грунтов

Параметры	Характерные структуры
Отсортированность структурных элементов	Гравелистых, пылеватых и чистых песков
Размер структурных элементов (для чистых песков)	Грубозернистые, крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые и др.
Однородность структурных элементов (по коэффициенту неоднородности)	Однородные, неоднородные
Характер сложения (по степени плотности D)	Рыхлые, средней плотности, плотные
Тип сложения	Раздельно-зернистые, ячеистые, смешанные
Степень влажности (S_r)	Маловлажные, влажные, насыщенные водой
Сыпучесть, связность	Сыпучие, капиллярно-связные, растекающиеся (разжиженные)

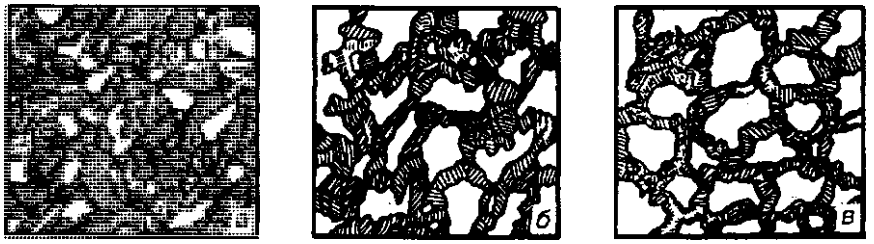


Рис. 9.19. Структуры пылевато-песчаных грунтов (*по К.Терцаги*):
а — плотная; *б* — рыхлая; *в* — ячеистая

ров одинакового размера пористость системы может меняться от 47,64% при наиболее рыхлой кубической укладке до 25,95% при наиболее плотной тетраэдрической укладке. В реальных же песчано-пылеватых грунтах из-за различия размеров их частиц пористость меняется в более широких пределах — от 8—10 до 80%. К.Терцаги назвал структуру таких песчаных грунтов раздельно-зернистой (или отдельно-зернистой), выделяя для нее два крайних сложения — плотное и рыхлое. Плотное сложение относительно устойчиво, тогда как рыхлое неустойчиво и способно переходить в более плотные структуры. Для количественной оценки плотности сложения песков используется показатель относительной плотности или степень плотности (D), определяемый по формуле:

$$D = (e_{max} - e)/(e_{max} - e_{min}),$$

где e_{max}, e_{min} — соответственно коэффициент пористости песка в предельно рыхлом и плотном состояниях; e — коэффициент пористости песка в естественном сложении. При $0 < D \le 0{,}33$ песок находится в рыхлом сложении, при $0{,}33 < D \le 0{,}66$ — в среднем; а при $0{,}66 < D \le 1$ — в плотном.

Пылевато-песчаные грунты, супеси кроме раздельно-зернистой структуры могут иметь и ячеистую структуру (рис.9.19). Сочетание элементов раздельно-зернистой и ячеистой структур образует смешанную структуру песков.

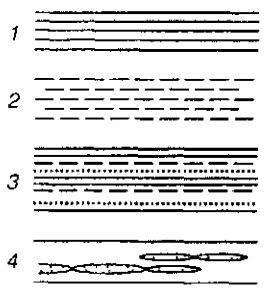


Рис. 9.20. Типы макротекстур песчаных грунтов с горизонтальной слоистостью (*по Ю.А.Жемчужникову*):
1 — линейная; *2* — прерывистая; *3* — повторная; *4* — линзовидная

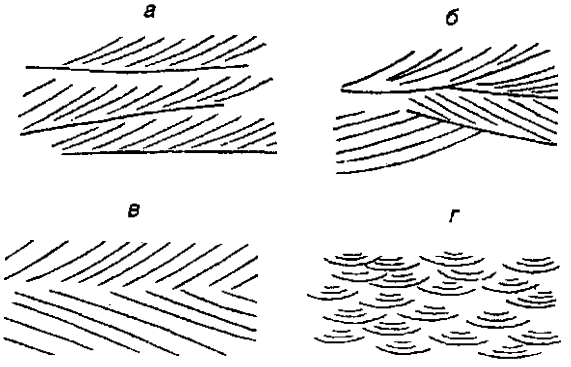


Рис. 9.21. Типы макротекстур песчаных грунтов с косой слоистостью (*по Л.Б.Рухину*):
а — косвенная (диагональная); *б* — перекрестная; *в* — перистая; *г* — мелковолнистая

С учетом жидкого компонента в строении песков выделяются разновидности структур по степени их влажности (S_r), а также по величине характерной влажности — разновидности структур песков по сыпучести, капиллярной связности или разжижаемости (см. табл. 9.8).

Текстуры песчаных грунтов могут быть ориентированными и беспорядочными. Среди первых выделяются такие разновидности, как горизонтальнослоистые, косослоистые, линзовиднослоистые, волнистые и др. текстуры (рис. 9.20 и 9.21).

Наиболее простая текстура у песков с горизонтальной слоистостью (рис. 9.20). Значительно более сложны текстуры у песков с косой слоистостью (рис. 9.21). Основным элементом косой слоистости является серия, характеризующаяся параллельностью слагающих ее слойков с косой слоистостью, возможно с прямолинейной, выполаживающейся к кровле или подошве соседней серии или волнистой.

СТРОЕНИЕ ПЫЛЕВАТЫХ (ЛЁССОВЫХ И ЛЁССОВИДНЫХ) ГРУНТОВ

Строение пылеватых (в том числе лёссовых) грунтов также может подразделяться по различным признакам структуры и текстуры.

Структуры лёссовых грунтов определяются взаимоотношением и характером взаимосвязи обломочных (песчаных и пылеватых) зерен и частиц глинистых минералов. Поскольку последние находятся в агрегированном состоянии или в виде глинистых «рубашек» на поверхности обломочных зерен, то выделение структур глинистых и лёссовых грунтов по их гранулометрическому составу (как это делается для крупнообломочных и песчаных грунтов) нельзя считать правильным. Детальная классификация структур лёссовых грунтов была разработана А.К.Ларионовым (1966), который выделил в лёссах классы зер-

Таблица 9.9

Классификационные признаки микростроения лёссовых грунтов

(по И.Ю.Григорьевой, 1998)

Класс микростроения	Расчетная удельная поверхность пор, S_r, мкм [1]	Коэффициент дисперсности, D
I. Зернистое	>2,7	>0,3
II. Зернисто-агрегативное	1,6—2,7	0,1—0,3
III. Агрегативное	<1,6	<0,1
Группа микростроения	**Активная пористость, %**	
Низкопористое	<30	
Среднепористое	30 37	
Высокопористое	>37	
Подгруппа микростроения с преобладанием:	Вклад категорий пор в общую пористость (%), d_2:d_3:d_4: d_2 – мелких (0,2— 1,0 мкм) и d_3 – крупных (1,0 10 мкм) внутриагрегатных, d_4 межагрегатных и межзернистых (10—110 мкм)	
Межагрегатных пор	10:20:70	
Межагрегатных и крупных внутриагрегатных пор	15:35:50	
Крупных и мелких внутриагрегатных пор	25:40:35	

нисто-пленчатых, зернисто-агрегативных и агрегативных структур. Эти классы он подразделил на подклассы по характеру структурных связей: коагуляционные и смешанные (коагуляционно-кристаллизационные). Типы структур выделялись им по наличию основных категорий воды, а виды по величине общей пористости: ультравысокопористые ($n > 49\%$), высокопористые ($43\% < n < 49\%$), пористые ($39\% < n < 43\%$) и низкопористые ($n<39\%$). Разновидности структур лёссов выделялись по гранулометрическому составу, а именно по содержанию глинистой фракции (менее 0,002 мм): малодисперсные (менее 10%), среднедисперсные (10—25%), дисперсные (25—40%), высокодисперсные (40—60%) и весьма дисперсные (более 60%).

И.Ю.Григорьевой (1998) разработана инженерно-геологическая классификация микростроения лёссовых грунтов в виде однорядной схемы с тремя признаками-основаниями, количественно выражающими размер и форму структурных элементов (табл. 9.9).

Текстуры лёссовых пород могут быть ориентированными и беспорядочными. Среди ориентированных текстур лёссовых и лёссовидных пород выделяются слоистые, линзовидные и др.

СТРОЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

Строение глинистых грунтов наиболее сложное из всех описанных выше грунтов. Наиболее полно оно было изучено лишь в последние десятилетия, хотя попытки его анализа предпринимались в течение всего XX в.

Развитие представлений о строении глинистых грунтов. Изучение строения глинистых грунтов осуществлялось гораздо медленнее, чем скальных, что обусловлено, с одной стороны, сложностью строения самих объектов, а с другой — недостатками применяемой аппаратуры. Глины, как правило, содержащие воду, при высыхании меняют структуру, а изготовить шлиф из влажной глинистой породы невозможно. Поэтому попытки изучать строение глинистых грунтов по шлифам не давали полной картины.

К.Терцаги в 1925 г., основываясь на исследованиях почвоведов, предложил одну из первых схем строения глинистых грунтов. Она напоминала раздельно-зернистое или ячеистое сложение песчано-пылеватых грунтов с той разницей, что в глинах агрегаты из тонкодисперсных частиц образуют хлопья при коагуляции, а затем оседают на дно. М.М.Филатов называл такую структуру простой ячеистой.

Впервые глины под электронным микроскопом изучил в 1939 г. Дж.Розенквист. Однако технические возможности электронных микроскопов и методы подготовки препаратов с сохранением естественной структуры грунта в то время были далеки от совершенства. Поэтому до 1960-х гг. большинство моделей глин носило умозрительный характер. В 1940-е гг. А.Казагранде предложил модель микроструктуры глин, состоящих из песчаных, пылеватых и глинистых частиц. В этой модели крупные песчано-пылеватые частицы соединялись друг с другом через плотные глинистые агрегаты на контактах, образуя каркас, а в поровых промежутках между ними находились хлопья коагулированных глинистых частиц.

В 1950-е гг. Т.Лэмб, Дж.Розенквист и другие развили представления об участии водородных и ионно-электростатических связей между глинистыми частицами. Т.Лэмб в 1953 г. выделил два типа сложения глин: флокулирован-

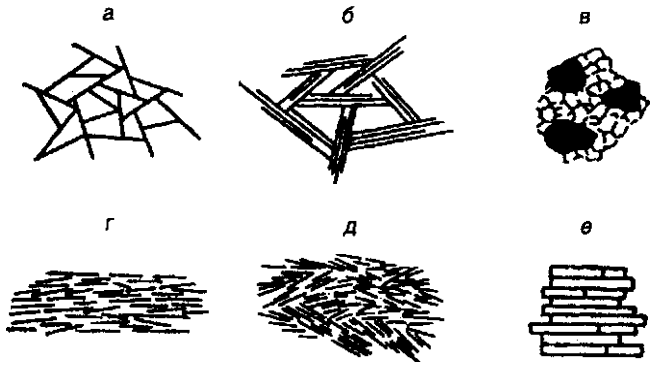


Рис. 9.22. Типы микроструктур глин (*по Г.Сайдсу и Л.Бардену, 1971*):
а — «карточный домик»; *б* — «книжный домик»; *в* — сотовая; *г* — дисперсная; *д* — турбулированная; *е* — штабельная

ное (типа «карточного домика») и дисперсное (ориентированное или пакетное). Р.Йонг и Б.Уоркентин (1966) выделяли уже три основные структурные модели глин: флокулированную, беспорядочную и ориентированную (или пакетную). Г.Сайдс и Л.Барден в 1971 г. выделили шесть типов сложения глин (рис.9.22): типа карточного домика, книжного домика, сотовое, дисперсное, турбулированное и штабельное.

Большое значение для изучения структур глин имели работы П.А.Ребиндера, предложившего выделять в них два типа: коагуляционно-тиксотропные и конденсационно-кристаллизационные. Им же были выделены основные типы контактов между дисперсными частицами: коагуляционный, переходный и фазовый. И.В.Полынов (1941) учел эти типы контактов при оценке структуры почв. И.М.Горькова (1966), развивая эти представления и основываясь на оценке агрегированности частиц, разработала классификацию глинистых грунтов по характеру структурных связей. В ней выделялись структуры: 1) стабилизационные; 2) коагуляционные; 3) пластифицированно-коагуляционные и 4) смешанные (коагуляционно-кристаллизационные или коагуляционно-конденсационные).

А.К.Ларионов в 1966 г. развил агрегатную теорию строения глинистых грунтов, выделив в них различные типы первичных и вторичных агрегатов, микро- и макроагрегаты, обосновал их граничные размеры, а также размеры пор. Разработанная им классификация структур рыхлых осадочных пород (1966) по сути была первой попыткой учесть не только твердые структурные элементы, но также и жидкие, и газообразные. А.К.Ларионовым было выделено четыре класса основных структур (раздельно-зернистый, зернисто-пленчатый, агрегативный и слитный), в каждом из которых выделялось четыре подкласса (коагуляционный, кристаллизационный, кристаллизационный водо-нерастворимый и смешанный). По категориям содержащейся воды выделялись типы структур, по величине пористости — виды, а по гранулометрическому составу — разновидности.

В 1984 г. З.А.Кривошеева разработала классификацию мезо- и микротекстур глинистых грунтов, выделяемых с помощью оптического микроскопа.

Широкое внедрение в 1960—1970-е гг. в грунтоведческие исследования электронной микроскопии привело к детальному изучению строения различных глин. Особое значение при этом имела разработка методики подготовки влажных образцов глин с помощью вакуумной морозной сушки, обеспечивающей консервацию структуры влажных глин. Электронно-микроскопические исследования, проведенные в этот период Г.Г.Ильинской, Л.Г.Рекшинской, Р.А.Бочко, В.Н.Соколовым и другими, позволили выявить основные типы микроструктур глин. В 1983 г. В.И.Осиповым была разработана классификация

Рис. 9.23. Модели коагулированных микроструктур глинистых осадков (*по В.Н.Соколову, 2001*)

микроструктур грунтов по характеру структурных связей, а в 1988 г. В.Н.Соколовым — предложена классификация микроструктур глинистых грунтов.

Для нелитифицированных коагулированных глинистых осадков были выделены диспергированные (А) и агрегированные (Б) микроструктуры (рис. 9.23). Первые состоят из первичных частиц, отделенных друг о друга водными прослойками, вторые — из агрегатов частиц. Разновидности микроструктур выделяются по характеру их упорядоченности. При этом выделяются ориентированные и слабо ориентированные ячеистые микроструктуры.

Новый этап изучения микростроения глин начался в 1990-е гг. в связи с широким внедрением персональных ЭВМ. Это позволило перейти от качественной характеристики строения глинистых грунтов к его обоснованному и детальному количественному анализу. Внедрение в грунтоведение методов получения трехмерных изображений, а также микротомографии, позволяет в настоящее время перейти к объемному анализу строения глинистых грунтов.

Структуры глинистых грунтов. Структурные элементы глинистых грунтов настолько малы, что не видны невооруженным глазом, поэтому для глин не выделяют макроструктуры, а проводят изучение их микроструктур. Кроме того, у глинистых, как и у иных связных грунтов, различают естественную (природную или ненарушенную) структуру и искусственную (или нарушенную, например перемятием и др.). Нарушение естественных структурных связей приводит к существенному изменению многих свойств глин.

В.Н.Соколовым (1988) на основе электронно-микроскопических исследований была разработана инженерно-геологическая классификация микроструктур глинистых грунтов (табл. 9.10). В этой классификации выделяется три класса микроструктур по параметру дисперсности: тонкодисперсная, среднедисперсная и крупнодисперсная. В каждом из них выделяется три подкласса микротекстур[3] по параметрам ориентированности: *слабоориентированная*, *среднеориентированная* и *высокоориентированная*. В пределах подклассов выделены группы микроструктур по преобладающему типу контак-

[3] В классификации В.Н.Соколова (1988) они названы подклассами микроструктур.

Таблица 9.10

Классификационные признаки микростроения глинистых грунтов

(по В.Н.Соколову, 1988)

Классы микроструктур	Параметр дисперсности, D	Число пластичности, I_p
Тонкодисперсная	0,50—0,80	>32
Среднедисперсная	0,81 1,10	20—32
Крупнодисперсная	1,11—2,40	3—20
Микротекстуры[1]	Коэффициент анизотропии	
	по Фурье—спектру, А	по градиенту интенсивности сигнала, $A_г$, %
Слабоориентированная	0,93 1,07	0—7,0
Среднеориентированная	1,08 1,50	7,1—22,0
Высокоориентированная	1,51—3,0	22,1—78,0
Группы микроструктур	Прочность на одноосное сжатие, МПа	Прочность индивидуального контакта, P_i, Н
Коагуляционная	меньше 0,05	$2{,}1\cdot10^{-9}$ – $5{,}3\cdot10^{-8}$
Смешанная	0,05—0,5	$4{,}2\cdot10^{-8}$ – $1{,}5\cdot10^{-6}$
Кристаллизационно-цементационная	больше 0,5	$7{,}1\cdot10^{-8}$—$1{,}0\cdot10^{-5}$

[1] В классификации В.Н.Соколова (1988) микротекстуры названы подклассами микроструктур.

тов: *коагуляционная, смешанная* и *кристаллизационно-цементационная*, каждая из которых характеризуется определенными значениями прочности на одноосное сжатие и прочности индивидуальных контактов. Однако практическое использование данной классификации затруднительно, так как она основывается на технически сложно определяемых параметрах (параметр дисперсности, Фурье-спектр и др.).

Текстуры глинистых грунтов. Согласно Г.Г.Ильинской и Ц.М.Райтбурд (1968), **макротекстуры** глинистых грунтов подразделяются на беспорядочные и упорядоченные (ориентированные) макротекстуры.

Среди беспорядочных ими выделяются: 1) *массивная*; 2) *глыбовая*; 3) *комковатая*; 4) *ореховидная* макротекстуры. Среди упорядоченных выделяются: 1) *слоистая* (горизонтальнослоистая; косослоистая); 2) *столбчатая*; 3) *плитчатая*; 4) *сланцеватая*; 5) *листоватая*; 6) *чешуйчатая* макротекстуры. Все эти особенности макротекстур обнаруживаются невооруженным глазом и устанавливаются на образцах монолитов или в обнажениях глин.

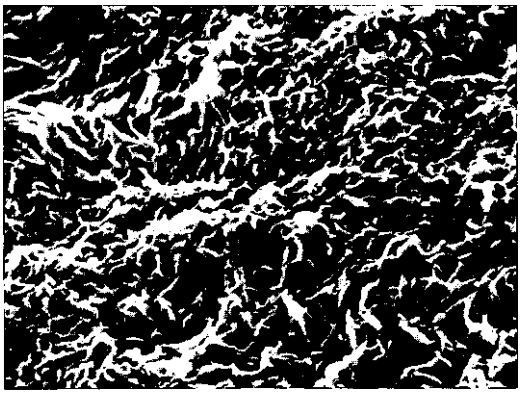


Рис. 9.24. Губчатая беспорядочная микротекстура монтмориллонитовой глины

С помощью оптической и электронной микроскопии к настоящему времени детально изучены **микротекстуры** глинистых грунтов в их есте-

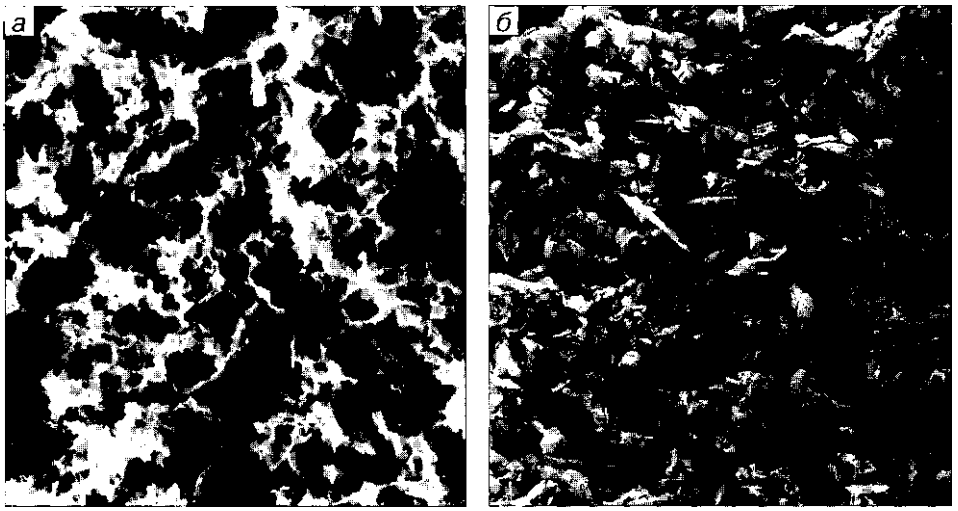


Рис. 9.25. Ячеистая (*а*) и скелетная (*б*) беспорядочные микротекстуры глин

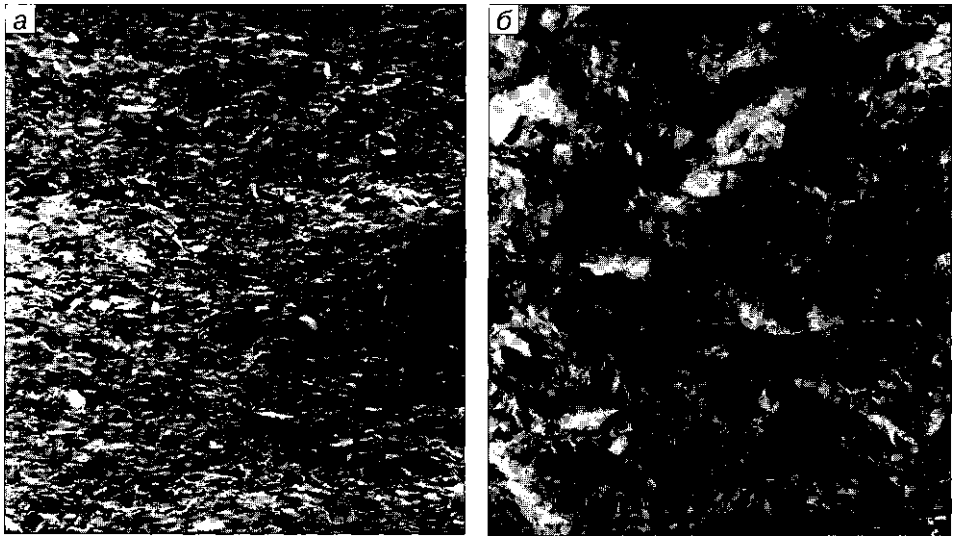


Рис. 9.26. Ламинарная ориентированная (*а*) и матричная беспорядочная (*б*) микротекстуры глин

ственном сложении и на основании морфометрических особенностей выделено несколько основных типов. Среди микротекстур глинистых грунтов по ориентации структурных элементов выделяются беспорядочные и ориентированные.

Беспорядочные микротекстуры могут подразделяться на следующие разновидности: губчатая, или спутанно-волокнистая (рис. 9.24), ячеистая (рис. 9.25, *а*), скелетная (рис. 9.25, *б*), матричная (рис. 9.26, *б*), доменная (рис. 9.27, *б*), псевдоглобулярная (рис. 9.28), а также пятнистая (гнездовидная, сгустковая, зональная, струйчатая, хлопьевидная, очковая).

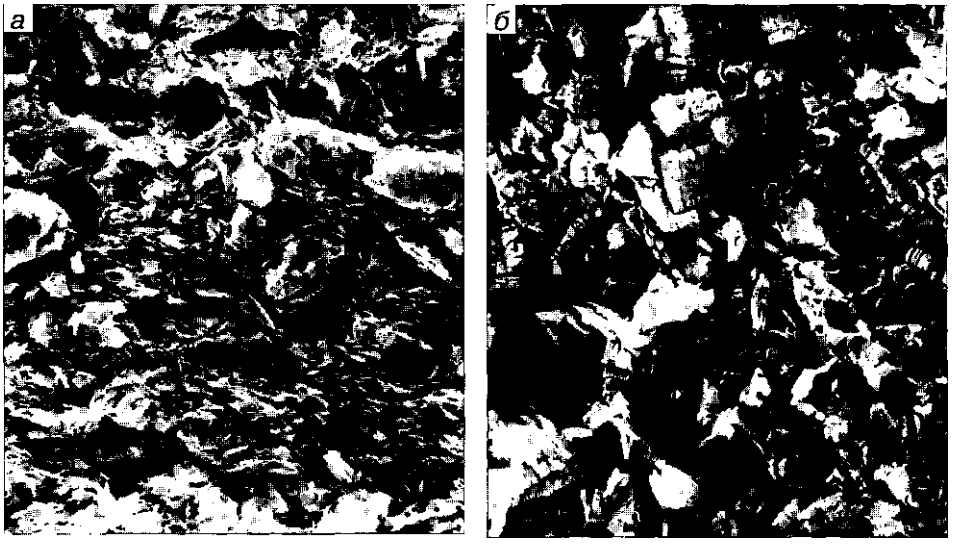


Рис. 9.27. Турбулентная ориентированная (*а*) и доменная беспорядочная (*б*) микротекстуры глин

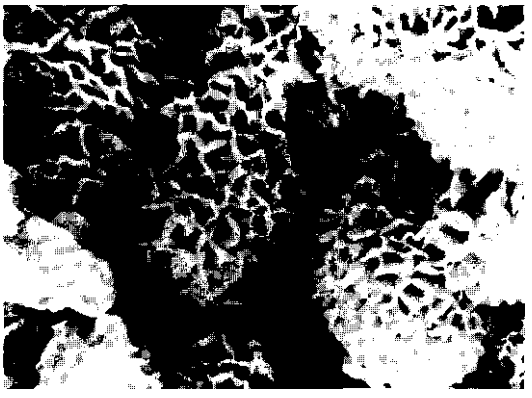


Рис. 9.28. Псевдоглобулярная беспорядочная микротекстура глины (элювиальный контронит)

Ориентированные микротекстуры могут подразделяться на подгруппы по различным параметрам ориентированности. Например, согласно В.Н.Соколову (1988), по коэффициенту анизотропии они могут подразделяться на слабо-, средне- и высокоориентированные (рис. 9.29), а среди них — ламинарная (рис. 9.26, *а*) или слоистая (горизонтальнослоистая, прерывистая, волнистая, линзовидная, неясно-слоистая) и турбулентная (рис. 9.27, *а*).

9.8. Строение мерзлых магматических, метаморфических и осадочных грунтов

СТРУКТУРЫ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

При отрицательных температурах магматические, метаморфические и осадочные грунты могут быть мерзлыми, т.е. содержать в трещинах и пустотах кристаллы льда, либо морозными (без ледовых включений). В первом случае при наличии льда формируются структурные связи нового типа — криогенные. Они образуют, как уже отмечалось, новый тип структур, которые по структурным связям также называются **криогенными**. Грунты с такими структурами выделяются в особый класс мерзлых грунтов (наряду со скальными и дисперсными грунтами).

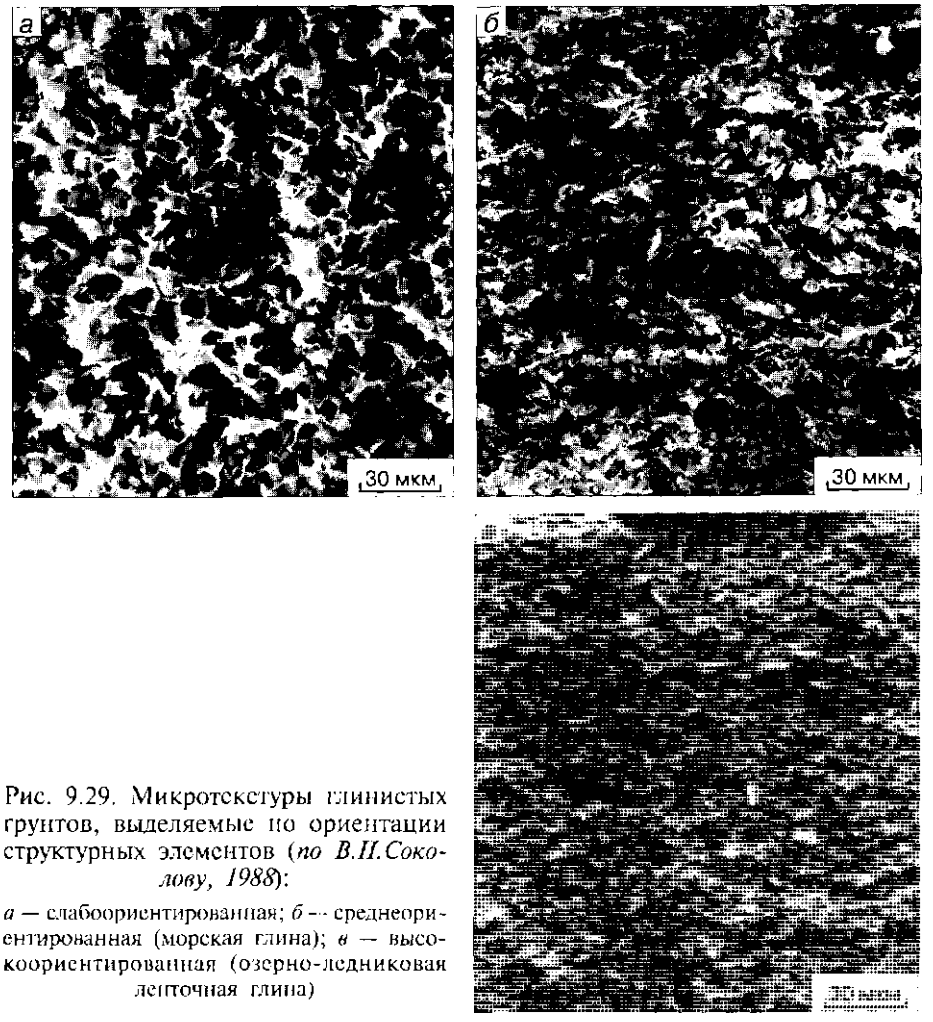


Рис. 9.29. Микротекстуры глинистых грунтов, выделяемые по ориентации структурных элементов (*по В.И.Соколову, 1988*):

а — слабоориентированная; *б* — среднеориентированная (морская глина); *в* — высокоориентированная (озерно-ледниковая ленточная глина)

Прочность криогенных структур зависит от температуры и степени цементации льдом мерзлых грунтов. Особенно ярко это проявляется в промерзающих дисперсных осадочных грунтах. Так, крупнообломочные грунты по этому признаку делятся на: 1) *твердомерзлые* — при температуре грунта $t < 0$°С и суммарной (равной естественной) влажности $w_{tot} > 3\%$; 2) *сыпучемерзлые* — при $t < 0$°С и $w_{tot} \leq 3\%$.

Песчаные грунты по этому же признаку делятся на три разновидности: 1) *твердомерзлые* — температура грунта ниже: для песков крупных и средней крупности −0,1°С; для мелких и пылеватых песков −0,3°С; 2) *пластичномерзлые* — температура грунта выше значений, указанных для твердомерзлых грунтов; 3) *сыпучемерзлые* — температура грунта ниже 0°С и суммарная влажность $w_{tot} \leq 3\%$.

Пылеватые и глинистые грунты по этим же признакам делятся на: 1) *твердомерзлые* с температурой грунта ниже: для супесей −0,6°С; для суг-

линков −1,0; для глин −1,5°С; б) *пластичномерзлые* — температура грунта выше значений, указанных для твердомерзлых.

Среди заторфованных песчаных, пылеватых и глинистых грунтов, характеризуемых определенным содержанием органического вещества ($C_{орг}$), по температуре и степени цементации льдом выделяются разновидности: 1) *твердомерзлые* — относительное содержание органического вещества $C_{орг} \leq 0{,}25$, а температура грунта ниже: для песков крупных и средней крупности $-(10C_{орг} + 0{,}1)$°С; для песков мелких и пылеватых $-(10C_{орг} + 0{,}3)$°С; для супесей $-(5C_{орг} + 0{,}5)$°С; для суглинков $-(5C_{орг} + 1{,}0)$°С; для глин $-(5C_{орг} + 1{,}5$°С); 2) *пластичномерзлые* — $C_{орг} \leq 0{,}25$, а температура выше значений, указанных для твердомерзлых грунтов, а также все грунты, при $C_{орг} > 0{,}25$ (при любой отрицательной температуре).

ТЕКСТУРЫ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Криогенные текстуры дисперсных грунтов не менее разнообразны, чем у немерзлых. Исследованию криогенных текстур дисперсных грунтов посвящены работы Б.И.Втюрина (1968, 1975), Э.Д.Ершова (1979), Е.М.Катасонова (1960), А.М.Пчелинцева (1964) и др.

Криогенные текстуры мерзлых **магматических** и **метаморфических** грунтов формируются в основном лишь в их выветрелых разностях, или являются унаследованными, т.е. образующимися по трещинам и другим пустотам. Текстуры морозных магматических грунтов совпадают с таковыми для немерзлых разностей и поэтому не имеют специальных названий.

Криогенные текстуры **осадочных сцементированных** грунтов, так же как и магматических и метаморфических, обусловлены в основном пространственным характером пустотности в них, сформировавшейся до промерзания. Поэтому в процессе промерзания формирующиеся криотекстуры в осадочных сцементированных грунтах наследуют положение пустот и носят *унаследованный* характер. Среди них выделяют следующие криотекстуры: 1) трещинные; 2) трещинно-жильные; 3) пластово-трещинные; 4) карстово-трещинные; 5) массивные порово-пластовые. При многократном промерзании—протаивании таких грунтов происходит их криогенная дезинтеграция, а формирующиеся при этом криогенные текстуры называются *унаследованными расширенными*.

Наиболее разнообразны криогенные текстуры промерзших дисперсных осадочных грунтов. Согласно ГОСТ 25100-95 выделяется четыре типа криогенных текстур: массивная (лед содержится только в порах без видимых прослоек); слоистая (лед содержится в грунте в виде удлиненных включений (прослоек) разных размеров, ориентированных примерно в одинаковом направлении; сетчатая (лед содержится в виде пересекающихся между собой прослоек разной ориентации); корковая (лед образует корки и линзы вокруг крупных обломков, содержащихся в основной массе).

Согласно работам Э.Д.Ершова (1979), криогенные текстуры дисперсных грунтов объединяются в три класса (табл. 9.11): 1) безшлировые, или массивные, которые образованы контактным, пленочным и поровым льдом-цементом (рис. 9.30); 2) шлировые наложенные, связанные с процессом

Таблица 9.11

Криогенные текстуры дисперсных грунтов

(по Э.Д.Ершову, 1979)

Класс	Тип	Вид
Бесшлировый (массивный)	Контактный Пленочный Поровый Базальный	
Шлировый наложенный	Порфировидный Неполнослоистый Неполнослоистый-порфировидный Неполносетчатый Слоистый с прерывистыми вертикальными шлирами Сетчатый Слоистый	Выделяются по частоте и мощности шлиров
Шлировый унаследованный	Дефектно-прочностный Контактно-напряженный Текстуры инородных включений	То же

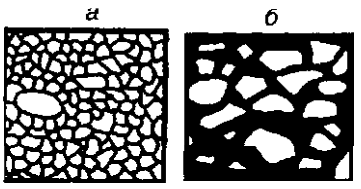


Рис. 9.30. Массивные криотекстуры дисперсных грунтов:
а — поровая; *б* — базальная

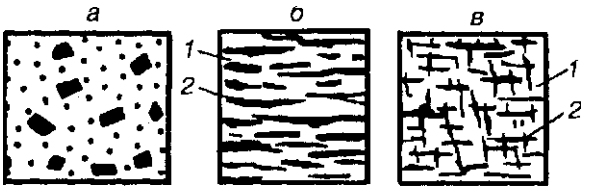


Рис. 9.31. Некоторые типы шлировых наложенных криотекстур дисперсных грунтов:
а — порфировидная; *б* — слоистая; *в* — сетчатая; *1* — минеральная часть грунта; *2* — лед

сегрегации льда в процессе промерзания (рис.9.31); 3) шлировые унаследованные, связанные с развитием унаследованных шлиров.

В классе массивных криотекстур выделяется четыре типа по морфологическим особенностям льда-цемента, который может быть контактным, пленочным, поровым или базальным (см. табл. 9.11).

В классе шлировых наложенных криотекстур выделяется большое число типов по морфологическим признакам формирующихся шлиров (см. табл. 9.11). Всего выделяется семь типов криотекстур, в пределах которых обособляются и виды криогенных текстур по частоте зарождения шлиров, мощности шлиров параллельно и перпендикулярно слоистости.

В классе шлировых унаследованных криотекстур выделяется три типа по морфологии и особенностям формирования шлиров, связанных с неоднородностями грунта, приводящими к образованию собственно унаследованных и искаженных наложенных криотекстур. Виды криотекстур в пределах этих трех типов также выделяются по частоте зарождения шлиров, мощности шлиров параллельно и перпендикулярно слоистости (см. табл.9.11).

Литература

Багринцева К.И. Трещиноватость осадочных пород. М.: Недра, 1982. 256 с.

Геологические тела (терминологический справочник)/Под ред. Ю.А.Косыгина и др. М.: Недра, 1986. 334 с.

Григорьева И.Ю Микростроение лёссовых пород. М.: МАИК (Наука/Интерпериодика), 2001. 147 с.

Ершов Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979. 214 с.

Королев В.А. Термодинамические закономерности формирования фазового состава немерзлых дисперсных грунтов//Инж. геология. 1989. № 3. С. 17--32.

Кузнецов Е.А. Краткий курс петрографии магматических и метаморфических пород. М.: Изд-во МГУ, 1970. 325 с.

Ларионов А.К. Инженерно-геологическое изучение структуры рыхлых осадочных пород. М.: Недра, 1966. 328 с.

Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Т. 2. Лабораторные методы/Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1984. 438 с.

Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород/Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1989. 211 с.

Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч.1. М.: Недра, 1966. 240 с.

Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 159 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.

Соколов В.Н. Инженерно-геологическая классификация микроструктур глинистых пород// Инж. геология. 1988. № 4. С. 25—41.

Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн.1 – 336 с.; 1993. Кн.2 – 430 с; 1995. Кн.3 – 535 с.

Часть IV

СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Под свойством грунта понимается особенность, обусловливающая его различие или сходство с другими грунтами (или телами) и проявляющаяся во взаимодействии с ними или с различными полями и веществами (например, цвет, пластичность, прочность, электропроводность и др.). Существует бесчисленное множество свойств грунтов. Выделяют классы химических, физико-химических, физических и биотических свойств грунтов, отличающиеся своей природой. Химические свойства характеризуют химические процессы в грунтах; физико-химические — различные поверхностные явления и физико-химические процессы в грунтах, происходящие на молекулярном и микроуровне, но без явных химических превращений. Физические свойства грунтов проявляются в результате действия на них различных физических полей: гравитационного, теплового, электрического, магнитного, гидродинамического, аэродинамического, радиационного, механического и др. Биотические свойства отражают процессы и взаимодействия, происходящие в грунтах с участием живой (биотической) составляющей. В каждом классе свойств могут быть выделены постоянные во времени *стационарные* или переменные — *нестационарные* типы свойств.

Внутри типов можно выделять группы свойств, характеризующиеся общими особенностями. К ним, например, относятся: группа *емкостных свойств*, характеризующих поглощение, накопление и сохранение грунтом какой-либо субстанции или ее отдачу; группа *транспортных свойств*, характеризующих проводимость, проницаемость, сопротивляемость грунта прохождению какой-либо субстанции; группа *пороговых* (критических) свойств, отражающих качественное изменение состояния грунта, и др.

Изучение отдельных свойств грунтов составляет в грунтоведении основу познания их качеств. Качественная определенность грунтов и явлений, происходящих в них, — это то, что делает их устойчивыми, что разграничивает их и создает их огромное разнообразие в природе.

ГЛАВА 10

Химические свойства грунтов

Химические свойства грунтов характеризуют происходящие в них химические изменения, их способность участвовать в химических взаимодействиях с различными веществами. Они проявляются во всевозможных химических реакциях и равновесиях, протекающих в грунтах, в растворимости грунтов, их химической поглотительной способности, особенностях кислотно-основных свойств, химической агрессивности грунтов и др.

10.1. Химические реакции и равновесия в грунтах

Грунты являются системами, в которых при изменении термодинамических условий могут протекать различные химические реакции, меняющие их химико-минеральный состав в результате процессов окисления, восстановления, гидролиза, гидратации, растворения и др. Описание этих реакций дается на базе теории химической термодинамики, в соответствии с которой направленность и предел протекания любой химической реакции в грунтах зависит от соотношения в грунтовой системе термодинамических концентраций (a) исходных веществ и продуктов реакции. Например, в обратимой реакции, протекающей в грунте при постоянных температуре T и давлении P, участвуют b молей вещества B, d молей вещества D и т.д., а в ходе реакции образуется m молей вещества M, n молей вещества N и т.д.:

$$bB + dD + ... \leftrightarrow mM + nN + ...$$

В состоянии химического равновесия скорости прямой и обратной реакций выравниваются. Термодинамическая концентрация, или *термодинамическая активность* a (безразмерная величина), определяемая для вещества B в данной фазе равенством

$$\ln a_B = (\mu_B - \mu^o_B)/RT,$$

где μ_B — химический потенциал вещества B в этой фазе при данных P и T; μ^o_B — химический потенциал того же вещества в стандартном состоянии при тех же P и T; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура. Химическим потенциалом вещества или компонента называется частная производная от какой-либо характеристической термодинамической функции (например, энергии Гиббса G) по массе этого компонента при постоянстве соответствующих независимых параметров и массах остальных компонентов в системе. Коэффициент активности γ вещества B показывает отношение его активности a_B к концентрации C_B:

$$\gamma_B = a_B / C_B.$$

Тогда величина изменения энергии Гиббса ΔG системы (или изобарного потенциала) в ходе рассматриваемой реакции будет равна:

$$\Delta G = RT\,[(a'_{\text{М}}\,a'_{\text{N}}\ldots)/(a'_{\text{В}}\,a'_{\text{D}}\ldots)] - RT\,[(a_{\text{М}}\,a_{\text{N}}\ldots)/(a_{\text{В}}\,a_{\text{D}}\ldots)].$$

Это уравнение называется также *уравнением Вант-Гоффа*. Здесь первый член правой части уравнения включает неравновесные активные концентрации в начале реакции (a'), а второй член — те же концентрации в состоянии равновесия в конце реакции (a). Если величина $\Delta G > 0$, то самопроизвольное течение данной реакции невозможно, если $\Delta G < 0$ — напротив, оно энергетически выгодно; если $\Delta G = 0$, система находится в химическом равновесии.

Таким образом, *направление обратимой химической реакции в грунте, протекающей при постоянном давлении, определяется знаком изобарного потенциала (ΔG): если его величина отрицательна, то возможна самопроизвольная реакция, если положительна — невозможна (возможна обратная реакция); если она равна нулю — в грунте достигнуто химическое равновесие.*

Выражение $(a_M\,a_N\ldots)/(a_B\,a_D\ldots)$ является так называемой *константой равновесия* химической реакции при постоянном давлении, обозначаемой символом K_p. Тогда уравнение Вант-Гоффа можно дать в виде:

$$\Delta G = RT \ln\,[(a'_{\text{М}}\,a'_{\text{N}}\ldots)/(a'_{\text{В}}\,a'_{\text{D}}\ldots)] - RT \ln K_p.$$

Если активности веществ в начале реакции равны единице, то уравнение Вант-Гоффа принимает простой вид:

$$\Delta G = - RT \ln K_p.$$

Уравнение, связывающее константу равновесия с величинами активностей, носит название закона действия масс, или *закона действующих масс*. Его физический смысл состоит в том, что независимо от того, какие вещества в данной реакции в поровом растворе грунта являются исходными, а какие — конечными, в каких первоначальных количествах они ни были бы взяты, в момент равновесия соотношение их активностей является величиной строго постоянной. Из этого закона также следует, что при постоянстве соотношения активностей в момент равновесия в грунте состав равновесной смеси веществ может быть различным. Следовательно, вводя в систему дополнительные количества одного из веществ, участвующих в реакции, можно увеличить относительное содержание или уменьшить концентрацию других веществ.

Из уравнения Вант-Гоффа следует, что при стандартных условиях (T=298K и $P = 10^5$ Па)

$$K_p = exp\,(-\Delta G^{\circ}/RT).$$

По этому равенству можно вычислить константу для любых реакций, протекающих в поровом растворе грунта, по изменению энергии Гиббса. Значения ΔG° находятся как разность термодинамических потенциалов продуктов реакции и потенциалов исходных веществ в грунте. Величины ΔG° для различных минералов и соединений содержатся в справочниках термодинамических величин. Если $K_p = 1$, то в системе наблюдается равновесие, если $K_p > 1$, реакция энергетически выгодна, если же $K_p < 1$ — самопроизвольное течение реакции исключено. На основе уравнения Вант-Гоффа можно осуществить расчеты условий существования различных минералов и химических соединений в грунте, оценить возможность протекания в нем различных химических

реакций, прогнозировать химические равновесия в грунте при различных термодинамических условиях и т.д.

10.2. Растворимость грунтов

Растворимостью грунтов называется их способность образовывать с другими веществами растворы, т.е. гомогенные смеси переменного состава. Растворение рассматривается как комплексный процесс химической и физической природы[1], который в современной физической химии описывается в рамках теории растворов. Растворимость минералов в жидкостях при бесконечно большом разбавлении описывается законом Генри и условиями фазового равновесия.

Количественно растворимость характеризуется максимальным количеством грунта (или минерала), способным растворяться в данном растворителе при определенных P и T, т.е. *концентрацией насыщенного*, или *равновесного*, раствора, измеряемой, например, в мг/л, в молярной (кмоль/м^3) или моляльной (кмоль/1000 кг) формах. Поскольку в общем случае грунт является многокомпонентной системой, то его растворимость в целом определяется растворимостью отдельных компонентов: твердых, газообразных и жидких. Растворы могут быть жидкими, газовыми и твердыми, при этом, если термин «раствор» не уточняется, то имеется в виду жидкий раствор. Поровый воздух в грунтах представляет собой газовые растворы.

Растворимость минералов и веществ в грунтах удобно также характеризовать особой величиной — *произведением растворимости* (ПР). Произведением растворимости называется произведение молярных концентраций (активностей) катионов и анионов минерала или вещества в его насыщенном растворе. Так, для минерала вида A_xB_y его произведение растворимости будет:

$$\text{ПР} = [A]^x\,[B]^y,$$

где $[A]$ и $[B]$ — соответственно концентрации катионов и анионов (обычно моль/л). Из закона действующих масс следует правило ПР: *в изобарно-изотермических условиях величина* ПР *является постоянной*, т.е. как бы не менялось содержание ионов $[A]$ и $[B]$ в растворе, насыщенном A_xB_y, произведение их молярных концентраций будет оставаться постоянным. Зная концентрацию в поровом растворе грунта одних ионов, с помощью ПР можно ориентировочно определить концентрацию других.

Согласно диффузионно-кинетической теории скорость растворения грунта зависит от прямого и диффузионного растворения и описывается уравнением

$$(dm/dt) = \alpha\,(C_н - C)S,$$

где m — масса грунта, перешедшего в раствор; t — время растворения; α — коэффициент, отражающий скорость растворения; $C_н$, C — соответственно концентрации вещества в насыщенном и данном растворе; S — площадь по-

[1] На протяжении XIX и XX вв. существовало две точки зрения на природу растворимости: одними учеными (Д.И.Менделеев и др.) растворение рассматривалось как химический процесс, а другими (В.Ф.Алексеев и др.) — как физический. В настоящее время признается важность обеих, химической и физической, теорий растворов и невозможность их противопоставления.

верхности растворения. Величина α в природных грунтовых водах меняется в пределах 10^{-9} — 10^{-4} м/с и определяется вкладом *кинетической* ($\alpha_к$) и *диффузионной* ($\alpha_д$) составляющих

$$1/\alpha = 1/\alpha_к + 1/\alpha_д.$$

Величина $\alpha_д$ определяется реакцией взаимодействия растворяющегося вещества с растворителем. Если $\alpha_д >> \alpha_к$, то растворение носит кинетический характер и лимитируется величиной $\alpha_к$. При этом оно практически не зависит от скорости движения растворителя (скорости обмена). Если же $\alpha_д << \alpha_к$, то растворение имеет диффузионный характер и его скорость лимитируется величиной $\alpha_д$, зависящей от скорости диффузии. При этом скорость растворения тем больше, чем выше градиенты концентрации в растворе.

Растворимость грунтов определяется следующими основными факторами: химико-минеральным составом, структурно-текстурными особенностями, типом и свойствами растворителя, участием биоты, термодинамическими параметрами (*P* и *T*).

Как известно, абсолютно нерастворимых грунтов не существует. Растворимость некоторых минералов и веществ в воде при температуре 20°С показана в табл. 10.1. По степени растворимости минералы можно разделить на четыре группы. Однако в инженерно-геологических целях важно знать наиболее растворимые разности, к которым относятся прежде всего галоидные грунты, содержащие галит, сильвин и другие, некоторые типы карбонатных грунтов (известняк, доломит, мел, мергель), а также сульфатные грунты, содержащие гипс, ангидрит и др. Во всех случаях примесь в грунтах хорошо растворимых в воде минералов класса простых солей с ионным типом связей и обладающих сравнительно невысокими энергиями кристаллических решеток повышает их растворимость.

Структурно-текстурные особенности грунтов влияют на растворимость двояко. Во-первых, растворимость повышается с уменьшением размера слагающих их минералов: крупнозернистые или крупнокристаллические разности пород медленнее растворяются, чем их мелкозернистые аналоги, так как у них поверхность растворения *S* меньше. Во-вторых, растворимость грунта зависит от растворимости его кристаллизационно-цементационных структурных связей, поскольку цемент на контактах частиц (обломков, зерен и др.) обычно более растворим, чем сами частицы. Это имеет особенно большое значение в засоленных дисперсных грунтах, в лёссах и т.п. Именно поэтому в грунтах при растворении наблюдаются причудливые формы развивающихся поровых каналов, каверн и др.

В соответствии со СНиП 2.02.01-83 осадочные сцементированные грунты по степени их растворимости делятся на ряд разновидностей (табл. 10.2).

Растворимость осадочных несцементированных грунтов (крупнообломочных, песчаных, пылеватых и глинистых) в основном обусловлена содержанием в них водорастворимых солей, т.е. их *засоленностью*. Согласно СНиП 2.02.01-83 засоленные грунты выделяются в особую группу, так как при длительном взаимодействии с водой они способны терять свою прочность в результате растворения солей. В соответствии с этим к засоленным грунтам по содержанию легко- и среднерастворимых солей относят:

Таблица 10.1

Растворимость некоторых минералов в воде

(по В.С.Самариной, 1977)

Степень растворимости	Минерал	Растворимость, г/л
Легкорастворимые (>2 г/л)	$CaCl_2$	745
	$MgCl_2$	545
	NaCl	360
	KCl	340
	Na_2CO_3	215
	Na_2SO_4	194
	K_2SO_4	111
Слаборастворимые (2—0,1 г/л)	$CaSO_4$	2,0
	$MgCO_3$	0,27
	$ZnCO_3$	0,20
	$SrSO_4$	0,11
Труднорастворимые (0,1—0,0001 г/л)	$CaCO_3$	0,00694
	$SrCO_3$	0,00591
	$Fe(OH)_2$	0,00045
Практически нерастворимые (<0,0001 г/л)	Сульфиды	—
	Самородные металлы	—
	Силикаты	—
	Глинистые минералы	—

Таблица 10.2

Растворимость осадочных сцементированных грунтов

(по СНиП 2.02.01-83)

Грунты	Растворимость, г/л
Нерастворимые	меньше 0,01
Труднорастворимые	0,01—1
Среднерастворимые	1—10
Легкорастворимые	больше 10

- крупнообломочные грунты с песчаным заполнителем менее 40% или с пылевато-глинистым менее 30% и с солями в количестве более 2% (по массе);
- крупнообломочные грунты с песчаным заполнителем более 40% и солями более 0,5% (по массе);
- крупнообломочные грунты с пылевато-глинистым заполнителем более 30% и солями более 5%;
- песчаные грунты с содержанием солей более 0,5%;
- пылевато-глинистые с содержанием солей более 5%.

Содержание водорастворимых солей в грунтах зоны аэрации зависит от многих факторов, но прежде всего от климатических условий, которые определяют количество выпадающих осадков, способных вымывать соли. Например, для грунтов в пределах Русской равнины с северо-запада на юго-восток выявляются пояса, в которых: 1) грунты полностью выщелочены; 2) распространены грунты с кальцитом; 3) грунты с кальцитом и гипсом; 4) грунты с кальцитом, гипсом и легкорастворимыми солями. В лёссовых грунтах содержание простых солей возрастает по мере повышения аридности климата (рис. 10.1).

Еще более сложно содержание легкорастворимых солей в грунтах меняется по глубине. В зависимости от типа промывного режима, строения массивов грунтов, глубины и других факторов содержание солей вниз по разрезу может изменяться сложным образом, как, например, в почвах и лёссовых грунтах (рис. 10.2). Для лёссов степной зоны Украины характерно наличие нескольких горизонтов, обогащенных легкорастворимыми солями сульфатов натрия и кальция.

Растворимость твердых компонентов грунта обусловлена растворимостью составляющих его отдельных минералов и твердых органических примесей. Из правила ПР следует, что добавление к раствору более растворимой соли, имеющей ион, одноименный с первой, понижает растворимость исходной соли. Правилом произведения растворимости удобно пользоваться при растворимости минералов в воде менее 0,01 моль/л (или ориентировочно менее

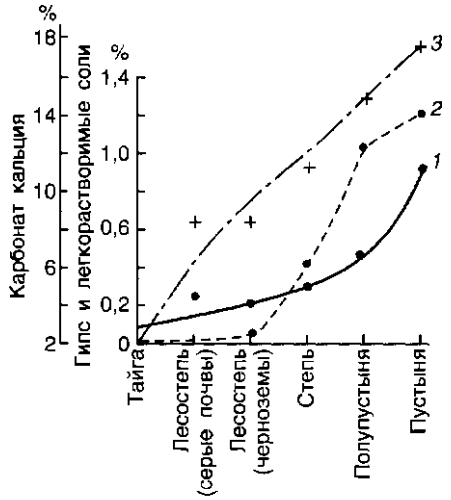


Рис. 10.1. Содержание легкорастворимых солей в лёссовых грунтах разных климатических зон: *1* — легкорастворимые соли; *2* — гипс; *3* — кальцит (*по М.П.Лысенко, 1978*)

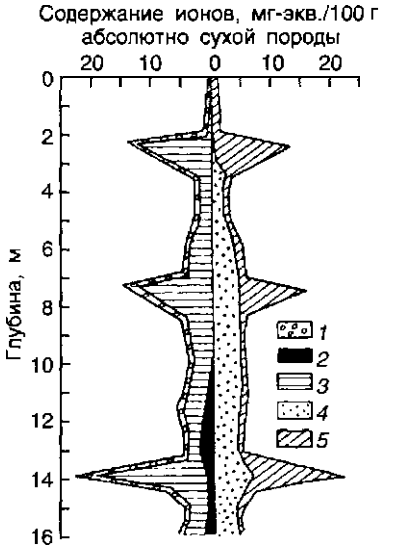


Рис. 10.2. Изменение состава водной вытяжки из лёссового грунта (Запорожская обл.) по глубине (*по Г.С.Гринь, 1959*):

1 — HCO_3^-; *2* — Cl^-; *3* — SO_4^{2-}; *4* — Na^+; *5* — $Ca^{2+}+Mg^{2+}$

1 г/л). К хорошо растворимым минералам оно не применимо (для них концентрации в расчетах должны быть заменены на активности). Однако большинство породообразующих минералов имеет низкую растворимость, что и определяет применимость к ним правила ПР. Значения произведений растворимости различных минералов и веществ в воде в стандартных условиях (при температуре 25°С и давлении 1 атм) содержатся в справочниках.

Состав и свойства растворителя также влияют на растворимость грунтов. Растворяющая способность большинства растворителей возрастает с увеличением их диэлектрической проницаемости. По этой причине связанная вода, имеющая более низкую диэлектрическую проницаемость, чем свободная (см. гл.4), хуже растворяет минеральные соединения. Известно также, что неполярные вещества лучше взаиморастворимы (так же как и полярные). Напротив, растворение неполярных веществ в полярных растворителях затруднено.

На растворимость также влияет наличие и состав растворенных газов в поровом растворе грунтов. Растворимость CO_2 в воде выше, чем таких широко распространенных газов, как кислород, азот, метан и др. Поэтому наличие в воде углекислоты резко повышает растворимость в ней многих карбонатных минералов, которые в обычной воде (без CO_2) являются труднорастворимыми. Растворенные в воде газы обусловливают ее химическую агрессивность (см. гл.4).

Растворимость минералов существенно зависит от термодинамических параметров среды: температуры (T) и давления (P). Температурная зависимость растворимости твердых тел (x^s) в жидкости описывается уравнением Шредера[2]:

[2] **Шредер И.Ф.** (*1858—1918*) – русский физикохимик, профессор Петербургского университета, теоретически вывел в 1890 г. и экспериментально подтвердил уравнение, связывающее растворимость, температуру и теплоту плавления твердых тел.

$$\ln x^p = \Delta H_{пл}\,(T - T_{пл})/RTT_{пл},$$

где $\Delta H_{пл}$ — теплота плавления (в кал/моль); $T_{пл}$ — температура плавления; T — температура; R — газовая постоянная. Из уравнения следует, что растворимость минералов увеличивается с ростом температуры; при данной температуре минерал с более высокой температурой плавления менее растворим в воде по сравнению с минералом, имеющим более низкую температуру плавления; из двух минералов, растворяемых в воде при данной температуре и имеющих равные температуры плавления, менее растворим будет тот, теплота плавления которого будет выше.

Это уравнение соблюдается лишь для идеальной растворимости (рис. 10.3). Для реальных же растворов наблюдаются разные варианты отклонений от уравнения Шредера: при небольших отклонениях (рис. 10.3, кривая *I*) зависимость может рассматриваться как идеальная растворимость; при больших отклонениях (кривая *II*) растворимость приближается к идеальной лишь при температурах, близких к температуре плавления; при весьма больших отклонениях (кривая *III*) растворимость тел даже вблизи точки плавления сильно отличается от идеальной.

Увеличение внешнего давления повышает растворимость большинства минеральных соединений (см. рис. 10.4). В идеальных растворах твердых тел в

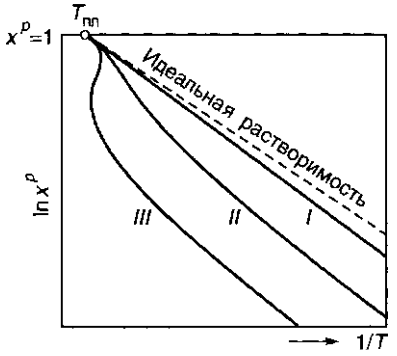


Рис. 10.3. Диаграммы растворимости минералов (*по В.А.Кириллину и др., 1980*)

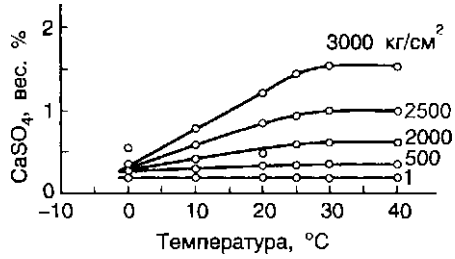


Рис. 10.4. Растворимость гипса в зависимости от давления и температуры (*по П.А.Крюкову, 1971*)

жидкостях растворимость с увеличением давления будет уменьшаться, если мольные объемы растворяемого вещества при его плавлении увеличиваются, и наоборот, растворимость будет увеличиваться, если мольные объемы растворяемого вещества при его плавлении уменьшаются.

В реальных растворах минералов в жидкостях влияние внешнего давления может быть оценено с учетом положительного или отрицательного отклонения от идеальности: при положительном отклонении с ростом давления растворимость уменьшается, а при отрицательном — увеличивается. Так, растворимость гипса, характеризующаяся отрицательным отклонением от идеальности, при постоянной температуре увеличивается с ростом давления (рис. 10.4).

Таким образом, в общем случае растворимость различных минералов может как расти, так и уменьшаться с ростом давления, как показано на рис. 10.5. Здесь растворимость, отложенная по оси ординат, оценивается относи-

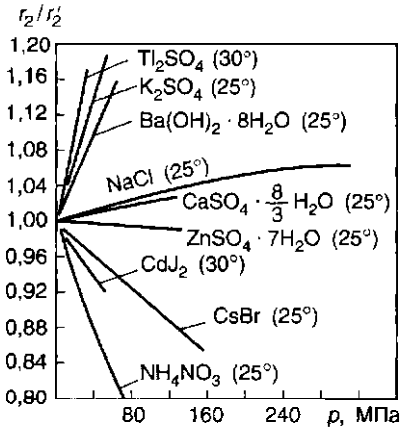


Рис. 10.5. Влияние давления (P) на растворимость некоторых минералов в воде (*по В.А.Кириллину и др., 1980*)

тельной величиной r_2/r'_2, показывающей отношение растворимости вещества при данном давлении (r_2) к растворимости при атмосферном давлении (r'_2).

Учет термодинамических факторов растворимости минералов важен для оценки химического состава поровых растворов, формирующихся на больших глубинах, а также при оценке различных техногенных воздействий на грунты.

10.3. Химическая поглотительная способность грунтов

Химической поглотительной способностью грунтов называется образование в них труднорастворимых соединений в результате протекания химических взаимодействий между твердой, жидкой и газовой фазами. Этот вид поглотительной способности был выделен К.К.Гедройцем в почвах и выражается в том, что те анионы растворенных солей, которые дают с катионами, находящимися в почвенном растворе, нерастворимые или мало растворимые соли, будут выпадать из раствора в виде соответствующих солей; выпадающий осадок будет примешиваться к твердой фазе почвы.

Согласно современным представлениям, «химическое поглощение» может осуществляться в грунтах несколькими путями. Во-первых, в грунте могут образовываться труднорастворимые соединения в результате прямых химических реакций между имеющимися твердыми, жидкими и газовыми компонентами грунта и поступающими в него жидкими или газовыми компонентами. Например, если к грунту, содержащему соли $CaCl_2$ или $CaSO_4$, прибавить раствор фосфорнокислого натрия, то в результате химической реакции образуется очень труднорастворимый $Ca_3(PO_4)_2$, выпадающий в осадок и остающийся в объеме грунта.

Во-вторых, химическое поглощение может происходить за счет реакций ионного обмена (см. гл. 11), при которых вытесняемые в поровый раствор ионы способны вступать в химическое взаимодействие с солями раствора с образованием труднорастворимых соединений. Например, такой процесс происходит при обработке Са-форм грунтов растворами, содержащими Na_2CO_3. В этом случае будет осуществляться физико-химическая реакция обмена Ca^{2+} на Na^+, сопровождающаяся образованием труднорастворимого кальцита $CaCO_3$, остающегося в грунте:

$$\text{Са-грунт} + Na_2CO_3 \rightarrow 2\text{Na-грунт} + CaCO_3\downarrow.$$

В-третьих, химическое поглощение может осуществляться за счет так называемой *хемосорбции*. Хемосорбция представляет вид адсорбции (см. гл.11), сопровождающейся необратимыми химическими реакциями между адсорбентом и адсорбатом с образованием труднорастворимых соединений. Частным видом хемосорбции является *абсорбция*, сопровождающаяся химическими

реакциями между молекулами сорбируемого вещества и поглощающей средой (поровым раствором грунта). Теплота хемосорбции сопоставима с тепловыми эффектами химических реакций и может достигнуть 500 кДж/моль. Поэтому десорбция компонентов затруднена, а хемосорбция практически необратима. Хемосорбированные молекулы на поверхности твердой фазы грунта образуют мономолекулярный слой.

10.4. Кислотно-основные свойства грунтов

Грунты содержат компоненты, проявляющие свойства кислот, оснований и амфотерных соединений. Кислотно-основные свойства грунтов определяют и их агрессивность. Все грунты характеризуются определенной кислотностью, под которой понимают свойство грунта, обусловленное его химическим составом, активностью и распределением ионов H^+. Общая кислотность грунта обусловлена суммой диссоциированных (актуальная кислотность) и фиксированных (потенциальная кислотность) ионов H^+. Универсальным показателем кислотно-основных свойств грунта является pH, величина которого может меняться в грунтах в самом широком диапазоне.

Актуальная (активная или реальная) *кислотность* грунта обусловлена свободными ионами H^+ порового раствора грунта, находящимися в равновесии с другими ионами. Обычно ее измеряют потенциометрически после длительного (несколько часов) взаимодействия системы «грунт—вода» в соотношении 1:2,5. Обозначают актуальную кислотность как $pH(H_2O)$. Присутствующие в грунте ионы Al^{3+} и Fe^{3+} также вносят вклад в создание актуальной кислотности, поскольку образуют протоны в соответствии с реакцией

$$Al^{3+} + nH_2O \leftrightarrow nH^+ + Al(OH)_n.$$

Потенциальная кислотность грунта обусловлена ионами H^+, находящимися в его поглощающем комплексе (см. гл. 11) и способными замещаться металлами при титровании грунта основанием. Она зависит в основном от способности минералов и органических коллоидов грунта фиксировать ионы H^+.

Аналогично выделяют актуальную щелочность грунта, обусловленную свободными ионами OH^-. Ее определяют в поровом растворе, грунтовой пасте, суспензии, вытяжке и др. Она также характеризуется величиной pH (т.к. $pOH = 14 - pH$). Кроме того, необходимо различать *общую щелочность* грунта — показатель его щелочности, характеризующий общее количество основных компонентов в данном грунте. Ее также называют «гитруемой». Кроме общей определяют также конкретные виды щелочности, обусловленные карбонатными, боратными, сульфидными и другими ионами, а также органическими компонентами.

В различных грунтах, включая почвы, величина pH изменяется в широких пределах от 3,0—3,5 до 8,0—9,5 и выше. Так, в кислых болотных почвах pH = 3,0—4,0, а в солонцах и солончаках pH = 8,0—9,0. Большие колебания pH наблюдаются в лёссах, находящихся в разных физико-географических зонах (рис. 10.6). При этом в лёссах лесной зоны, в которых карбонаты полностью выщелочены или содержатся в незначительном количестве, pH=4,5—7,0. В

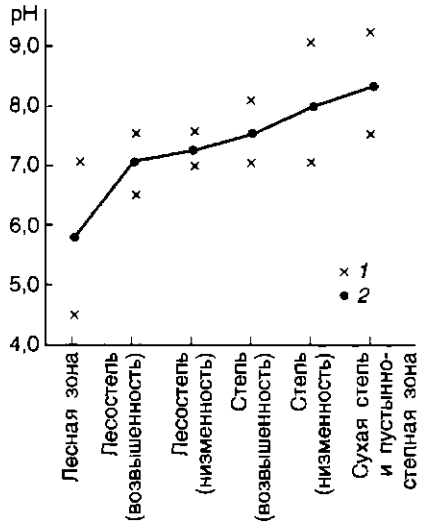


Рис. 10.6. Пределы изменения (*1*) и средние значения (*2*) pH поровых растворов лёссовых грунтов различных физико-географических зон (*по М.П.Лысенко, 1978*)

лёссах степной и более южных зон обычно присутствует карбонат кальция и их pH=7,0—8,0.

Величина pH в грунтах формируется под влиянием многих факторов, она зависит от состава обменных катионов, химико-минерального состава грунта, содержания и состава водорастворимых солей, от характера минерализации грунтовых вод, климатических условий, техногенных воздействий и др. По данным Ф.Д.Овчаренко (1961), при насыщении монтмориллонитовой глины (бентонита) ионами Na^+, Ca^{2+} или H^+ величина pH в образцах составляла соответственно 9,65, 8,1 и 4,5.

Установлено, что грунты, имеющие в составе свободный карбонат кальция, как правило, имеют щелочную реакцию среды. В почвах и других грунтах зоны аэрации в связи с инфильтрационным выщелачиванием щелочность их среды обычно возрастает сверху вниз. Отмечается и прямая связь pH грунтов зоны аэрации с количеством выпадающих осадков: с их возрастанием pH снижается. В пределах одной климатической зоны величина pH грунтов зоны аэрации также зависит от элементов рельефа территории, определяющих тип ее промывного режима. Поэтому обычно на возвышенностях, где выпадает больше осадков и интенсивнее идет инфильтрация, выщелоченность грунтов выше, чем в соседних с ними низменностях.

Величина pH грунтов зависит не только от природных, но и от техногенных факторов. В районах интенсивного техногенного воздействия (территории городов, промышленных и сельскохозяйственных комплексов и т.д.) величина pH грунтов зависит от условий техногенной геохимической миграции различных элементов и может от нейтральной среды смещаться как в кислую, так и щелочную область. Сильное влияние на pH грунтов оказывают кислотные дожди, имеющие pH = 3,0—3,5.

10.5. Химическая агрессивность грунтов

Агрессивность грунтов рассматривается в двух аспектах: широком и узком (Королев, Цуканова, 1995). В *широком смысле* под агрессивностью грунтов понимают их негативное влияние на различные компоненты природно-технических систем, включая развитие неблагоприятных процессов, влияние на биоту и т.д. В *узком смысле* под агрессивностью понимают негативное химическое и физико-химическое влияние грунтов на строительные материалы инженерного сооружения, приводящее к разрушению его частей (фундамента, металлических конструкций и т.д).

Химическая агрессивность влажных грунтов зависит от состава жидкого компонента, от состава растворимых солей и их концентрации. В этом случае

агрессивным будет раствор в порах грунта, и, следовательно, разрушение строительных конструкций будет протекать по механизму процессов их разрушения в жидких средах (см. гл.4). С инженерно-геологической точки зрения наиболее важны два типа химической агрессивности жидкой компоненты по отношению: 1) к бетону (цементному камню); 2) к металлам.

Агрессивность подземных вод по отношению к бетонным сооружениям регламентируется различными нормативными документами, в том числе СНиП 2.03.11-85 (табл. 10.3—10.5). К основным видам химической агрессивности водных растворов по отношению к бетону относятся выщелачивающая, магнезиальная, общекислотная, сульфатная и углекислотная.

Выщелачивающая агрессивность обусловливается растворением различных составных частей бетона и постепенным выносом их фильтрующимся раствором. Так, она возникает за счет присутствия в поровом растворе грунта ионов HCO_3^- и проявляется в растворении $CaCO_3$ и выносе из бетона гидроксида кальция $Ca(OH)_2$. Процесс выщелачивания идет интенсивно в мягкой пресной воде, он характеризуется также выносом солей сульфатно-кальциевого состава, которые обусловливают pH растворов в интервале 8—10. При выщелачивании бетона раствором Na_2HCO_3 происходит вынос солей в основном сульфатно-хлоридно-кальциево-магниевого состава при pH среды 9,4—9,9. Выщелачивание бетона растворами NaCl характеризуется выносом солей преимущественно сульфатно-карбонатно-кальциево-магниевого состава при pH среды 8,2—9,6.

Магнезиальная агрессивность возникает за счет присутствия в поровом растворе грунта ионов Mg^{2+} и также проявляется в разрушении бетона.

Общекислотная агрессивность возникает при понижении значений pH среды. Для портландцемента поровая вода агрессивна при $pH < 6$, она также повышает растворимость кальцита, что ведет к разрушению бетона за счет выщелачивания $CaCO_3$; для шлакового портландцемента — при $pH < 6,7$; для пуццоланового цемента — при $pH < 5$.

Сульфатная агрессивность возникает за счет присутствия в поровом растворе грунтов ионов SO_4^{2-} и проявляется в формировании сначала гипса — кристаллогидратов сульфата кальция $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, а затем — гидросульфоалюмината кальция (так называемой «цементной бациллы», или эттрингита), увеличивающих при кристаллизации свой объем до 2,5 раз и приводящих к вспучиванию и разрушению бетона. При этом происходят следующие реакции:

$$Ca(OH)_2 + SO_4^{2-} \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O,$$

$$3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6H_2O + 2CaSO_4 \cdot 2H_2O \rightarrow 3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3CaSO_4 \cdot 31H_2O.$$

Сульфатной агрессивности способствуют и обменные реакции между $Ca(OH)_2$ цементного камня и сернокислыми солями, содержащимися в поровой воде или грунте (присутствие гипса, пирита и др.).

Углекислотная (карбонатная) агрессивность возникает за счет формирования в поровом растворе грунта углекислоты H_2CO_3, которая также провоцирует процесс разрушения бетона; она часто возникает совместно с выщелачивающей агрессивностью. Этому способствует повышенное содержание в поровом растворе CO_2, которое приводит к образованию растворимых бикарбонатов кальция, способных к выщелачиванию:

Таблица 10.3

Агрессивность подземных вод по отношению к бетонным сооружениям, расположенным в грунтах с $K_ф$ >0,1 м/сут

Показатель агрессивности	Показатель агрессивности жидкой среды[1] для напорных сооружений при марке бетона по водонепроницаемости			Степень агрессивного воздействия
	W_4	W_6	W_8	
Бикарбонатная щелочность, мг-экв/л (град)*	0—1,5(3)	—	—	слабая
Водородный показатель pH**	5,0—6,5 4,0—5,0 0,0—4,0	4,0—5,0 3,5—4,0 0,0—3,5	3,5—4,0 3,0—3,5 0,0—3,0	слабая средняя сильная
Содержание агрессивной углекислоты, мг/л	10—40 >40***	>40*** —	—	слабая средняя
Содержание магнезиальных солей (мг/л) в пересчете на Mg^{2+}	1000—2000 2000—3000 >3000	2000—3000 3000—4000 >4000	3000—4000 4000—5000 >5000	слабая средняя сильная
Содержание аммонийных солей (мг/л) в пересчете на NH_4	100—500 500—800 >800	500—800 800—1000 >1000	800—1000 1000—1500 >1500	слабая средняя сильная
Содержание едких щелочей (мг/л) в пересчете на ионы K^+ и Na^+	50000—60000 60000—80000 >80000	60000—80000 80000—100000 >100000	80000—100000 100000—150000 >150000	слабая средняя сильная
Суммарное содержание хлоридов, сульфатов[2], нитратов и других солей (мг/л) при наличии испаряющих поверхностей	10000—20000 20000—50000 >50000	20000—50000 50000—60000 >60000	50000—60000 60000—70000 >70000	слабая средняя сильная

[1] При оценке степени агрессивного воздействия среды в условиях эксплуатации сооружений, расположенных в слабофильтрующих грунтах с $K_ф$ > 0,1 м/сут, значения показателей должны быть умножены на 1,3.

[2] Содержание сульфатов в зависимости от вида и минералогического состава цемента не должно превышать пределов, указанных в табл. 10.3 и 10.4.

* При любом значении бикарбонатной щелочности среда не агрессивна по отношению к бетону с маркой по водонепроницаемости W_6 и более, а также W_4 при коэффициенте фильтрации грунта $K_ф$ < 0,1 м/сут.

** Оценка агрессивного воздействия среды по pH не распространяется на растворы органических кислот высоких концентраций и углекислоту.

*** При превышении значений показателей агрессивности, указанных в таблице, степень агрессивного воздействия среды по данному показателю не возрастает.

$$Ca(OH)_2 + CO_2 + nH_2O \rightarrow CaCO_3 + mH_2O,$$

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Ca(HCO_3)_2.$$

Согласно В.М.Москвину (1980), по механизму выделяется три основных вида разрушения (коррозии) бетона. К *первому виду* он относит все процессы коррозии, которые возникают в бетоне при действии жидких сред (водных растворов), способных растворять компоненты цементного камня. При этом составные части цементного камня растворяются и выносятся из структуры бетона. Особенно интенсивно этот процесс может протекать при фильтрации воды через толщу бетона. Подобные процессы могут протекать не только при свободном обмывании бетонных сооружений водой, но и в высокопроницае-

Таблица 10.4

Агрессивность сульфатсодержащих подземных вод по отношению к бетонным сооружениям, расположенным в грунтах с $K_ф$ > 0,1 м/сут и открытых водоемах

Цемент	Показатель агрессивности жидкой среды* (по содержанию сульфатов в пересчете на ионы SO_4^{2-}, мг/л) при содержании ионов HCO_3^-, мг-экв/л			Степень агрессивного воздействия на бетон марки W_4**
	0-3,0	3,0—6,0	>6,0	
Портландцемент по ГОСТ 10178-76	250 - 500	500 1000	1000 1200	слабая
	500 1000	1000 1200	1200 1500	средняя
	>1000	>1200	>1500	сильная
Портландцемент по ГОСТ 10178-76 с содержанием C_3S(≤65%), C_3A (≤7%), C_3A+C_4AF (≤22%) и шлакопортландцемент	1500 3000	3000 4000	4000 5000	слабая
	3000 4000	4000 5000	5000 6000	средняя
	> 4000	> 5000	> 6000	сильная
Сульфатостойкие цементы по ГОСТ 22266-76	3000—6000	6000—8000	8000—12000	слабая
	6000—8000	8000—12000	12000—15000	средняя
	>8000	>12000	>15000	сильная

* При оценке степени агрессивности среды в условиях эксплуатации сооружений, расположенных в слабофильтрующих породах с $K_ф$ < 0,1 м/сут, значения показателей таблицы должны быть умножены на 1,3.

** При оценке степени агрессивности среды для бетона марки по водонепроницаемости W_6 значения показателей таблицы должны быть умножены на 1,3, для бетона марки по водонепроницаемости W_8 — на 1,7.

мых грунтах при наличии в них водоносных горизонтов. При этом важно учитывать фильтрационную проницаемость грунта.

Если в воде содержатся соли, не реагирующие непосредственно с составными частями цементного камня, то они могут повысить растворимость гидратированных минералов цементного камня из-за повышения ионной силы раствора. Коррозия бетона первого рода вызывается последовательным растворением (выщелачиванием) сначала наиболее растворимого минерала цементного камня портландита $Ca(OH)_2$, а затем с понижением в растворе концентрации CaO и других составляющих цементного камня — гидросиликатов и гидроалюминатов. Присутствие в растворе солей оказывает значительное влияние на растворимость портландита. Одноименные ионы Ca^{2+} и OH^- снижают, а посторонние, как, например, SO_4^{2-}, Cl^-, Na^+, K^+, повышают его растворимость.

Ко *второму виду* коррозии можно отнести процессы, при которых происходят химические взаимодействия — обменные реакции между компонентами цементного камня и раствора, в том числе обмен катионами; образующиеся продукты реакции либо легко растворимы и выносятся из структуры путем диффузии или фильтрации, либо отлагаются в виде аморфной массы, не обладающей вяжущими свойствами и не влияющей на дальнейший разрушительный процесс.

Наиболее распространенный вид коррозии второго рода — коррозия под влиянием углекислых вод, вызывающих разрушение карбонатной пленки бетонов (*углекислотная агрессивность*). Этот процесс ускоряется с увеличением

Таблица 10.5

Агрессивность жидкой неорганической компоненты по отношению к арматуре железобетонных конструкций

Содержание хлоридов в пересчете на ион Cl^-, мг-экв	Степень агрессивного воздействия	
	постоянное погружение	периодическое смачивание
до 500	Неагрессивная	Слабоагрессивная
500 – 5000	Неагрессивная	Среднеагрессивная
более 5000	Слабоагрессивная	Сильноагрессивная

скорости течения воды (скорости фильтрации воды в грунте). В слабо фильтрующих грунтах, в поровых растворах сравнительно быстро устанавливается карбонатное равновесие и процесс замедляется.

В приморских районах широко распространена *магнезиальная коррозия* бетонов (также коррозия второго рода). Она вызывается солями (как правило, сульфатами и хлоридами) магния, вступающими в обменную реакцию с портландитом, в процессе которой гидроксид магния выпадает в осадок в порах и трещинах бетонной конструкции, а соли кальция выносятся раствором, причем образующийся при этом сернокислый кальций также может оказывать значительное коррозионное воздействие на бетон. К коррозии второго рода приводят также кислотные и щелочные растворы, однако этот вид коррозии бетонов в грунтах редко встречается и возможен только при их техногенном загрязнении.

Третий вид коррозии бетона включает процессы, при развитии которых в порах бетона происходит накопление и кристаллизация малорастворимых продуктов реакции с увеличением объема твердой фазы или веществ, способных при фазовых переходах, полимеризации и подобных процессах увеличивать объем твердой фазы в порах бетона. Кристаллизация и другие вторичные процессы, развивающиеся в бетоне, создают внутренние напряжения, которые могут привести к повреждению структуры бетона. К коррозии этого вида относится коррозия под действием сульфатов (*сульфатная агрессивность*). В данном случае разрушение происходит из-за роста кристаллов гидросульфоалюмината кальция. Подобный вид разрушения бетона встречается часто в грунтах с переменным уровнем грунтовых вод или при контакте бетонных конструкций с периодически увлажняемыми засоленными грунтами.

Агрессивность грунтов по отношению к металлам рассматривается ниже в связи с коррозионными свойствами грунтов (см. гл.12).

Литература

Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.

Булах А.Г. Методы термодинамики в минералогии. Л.: Недра, 1974. 184 с.

Воробьева Л.А. Теория и методы химического анализа почв. М.: Изд-во МГУ, 1995. 136 с.

Горев Л.Н., Пелешенко В.И. Методика гидрохимических исследований. Киев: Вища школа, 1985. 215 с.

Кириллин В.А., Шейндлин А.Е., Шпильрайн Э.Э. Термодинамика растворов. М.: Энергия, 1980. 288 с.

Королев В.А. Термодинамика грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1997. 168 с.

Королев В.А., Цуканова Л.А. Агрессивность грунтов и методы ее оценки. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. 46 с.

Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971. 220 с.
Пособие по проектированию оснований зданий и сооружений (к СНиП 2.02.01-83). М.: Стройиздат, 1986. 415 с.
Самарина В.С. Гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 300 с.
Спозито Г. Термодинамика почвенных растворов/Пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 240 с.

ГЛАВА 11

Физико-химические свойства грунтов

К физико-химическим относят свойства грунтов, проявляющиеся в ходе различных физико-химических взаимодействий и явлений, происходящих на границах раздела фаз или в объеме всего грунта. Значительную роль среди них играют взаимодействия на поверхностях или границах раздела фаз грунта, обладающих поверхностной энергией, и обусловливающие различные поверхностные физико-химические явления, такие, как концентрирование фаз на границах раздела (адсорбция), ионный обмен, адгезия, смачивание, капиллярность и т.д. Эту группу свойств можно назвать *физико-химическими поверхностными*.

Другие физико-химические свойства, хотя и связаны с поверхностными процессами и явлениями, но проявляются во всем объеме грунта, как, например, процессы диффузии, осмоса, набухания, усадки, размокания и др. Эту группу физико-химических свойств можно назвать *физико-химическими объемными*. Обе эти группы свойств, деление между которыми условно, играют очень важную роль в оценке инженерно-геологических особенностей грунтов, в первую очередь дисперсных.

11.1. Адсорбционные свойства

Адсорбцией называется концентрирование вещества (адсорбата) из объема фаз на поверхности раздела между ними. В грунтах адсорбция может происходить на различных межфазных поверхностях: твердой и жидкой (адсорбция из раствора), твердой и газообразной (адсорбция из паров или газа), жидкой и газообразной и др. Поэтому она имеет наиболее существенное значение в таких грунтах, где доля межфазных поверхностей наиболее значительна. К таким грунтам, прежде всего, относятся дисперсные, а также высокопористые скальные грунты с большой удельной поверхностью. Различают *физическую адсорбцию*, являющуюся результатом проявления дисперсионных (молекулярных) сил и электростатических взаимодействий, и *химическую адсорбцию* (*хемосорбцию*), при которой адсорбат вступает в химические реакции с адсорбентом (см. гл.10).

Физическая адсорбция является самопроизвольным процессом, идущим с уменьшением свободной поверхностной энергии, и описывается уравнением Гиббса:

$$\Gamma_i = -(\partial\sigma/\partial\mu_i)_T,$$

где Γ_i — поверхностный избыток компонента i в поверхностном слое по сравнению с его равновесной концентрацией в объемной фазе; σ — поверхностное натяжение; μ_i — химический потенциал i-го компонента; T — температура. Для идеальных растворов, в которых $d\mu_i = RT\ln dC_i$, где C_i — концентрация i-го компонента, уравнение Гиббса имеет вид:

$$\Gamma_i = -(C_i/RT)(\partial\sigma/\partial C_i).$$

Как отмечалось выше (см. гл.4), физическая адсорбция из растворов может быть положительной (при которой поглощается растворенное вещество) или отрицательной (поглощается растворитель). Положительно адсорбирующиеся вещества, вызывающие понижение поверхностного натяжения, называются поверхностно-активными (ПАВ), а отрицательно — поверхностно-инактивными (ПИВ). Адсорбция веществ сопровождается выделением теплоты (теплота адсорбции).

К настоящему времени предложен ряд теорий адсорбции, которые делятся на две группы: теории *нелокализованной адсорбции* (предполагающие возможность перемещения адсорбата по поверхности адсорбции) и теории *локализованной адсорбции*, в которых считается, что молекулы адсорбированного вещества, попав на поверхность адсорбента, не могут по ней перемещаться. В рамках теорий второй группы наибольшее распространение к настоящему времени получили теории адсорбции Ленгмюра[1], теория Брунауэра, Эммета и Теллера (теория БЭТ), потенциальная теория Поляни, а также теория объемного заполнения пор М.М.Дубинина.

Уравнение Ленгмюра для адсорбции, полученное им в 1918 г. для газов, имеет вид:

$$\theta = bp/(1+bp),$$

где θ — степень адсорбции (отношение числа адсорбированных молекул к максимально возможному их числу, которое может образоваться при адсорбции на данной поверхности); p — давление газа; b — константа равновесия адсорбции, зависящая от массы молекул газа и температуры.

Адсорбция различных компонентов (газообразных, жидких и др.) характеризуется *изотермой адсорбции* — графиком зависимости количества адсорбированного вещества (адсорбата) на твердом теле (адсорбенте) от концентрации этого вещества в объемной фазе. Адсорбция воды различными глинистыми минералами, факторы и вид изотерм адсорбции воды были рассмотрены в гл.4.

Помимо рассмотренных факторов (минерального состава, обменных катионов) на адсорбцию воды влияет температура (рис. 11.1). С ростом температуры вследствие увеличения кинетической энергии молекул воды усиливается и их десорбция с поверхности. Поэтому во всех грунтах рост температуры приводит к снижению адсорбции воды, при этом изотермы смещаются вниз.

Изотермы адсорбции воды на других типах грунтов по виду сходны с изотермами на глинистых грунтах. Опыты показывают, что изотермы адсорбции воды на торфе, песках, песчаниках, лёссах, карбонатных грунтах (известняках, мергелях, мелу и др.) также имеют *S*-образную форму (рис. 11.2).

[1] **Ленгмюр Ирвинг** (*1881—1957*) - американский физик и физикохимик, установил предел адсорбции, Нобелевский лауреат (1932) за открытия в области поверхностных явлений.

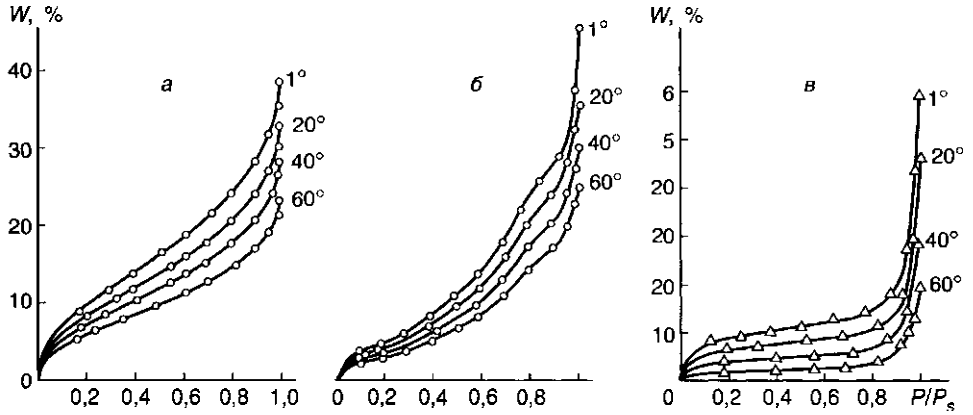


Рис. 11.1. Изотермы адсорбции воды на Са-монтмориллоните (*а*), Na-монтмориллоните (*б*) и каолините глуховецком (*в*) при температурах 1—60°С (*по В.А.Королеву, 1989*)

Процесс, обратный адсорбции, называется десорбцией, может осуществляться при вытеснении адсорбата другими веществами (десорбентами), путем повышения температуры или снижения давления. Сравнение изотерм адсорбции и десорбции воды в грунтах показывает, что они не совпадают (рис. 11.3). При этом наблюдается так называемый *гистерезис адсорбции*, сохраняющийся в широком температурном диапазоне.

Причинами гистерезиса являются: нежесткость субмикроскопической кристаллической структуры минералов, особенно у минералов с внутрикристаллическим набуханием; влияние формы пор-капилляров на характер их заполнения и опустошения при адсорбции-десорбции; наличие адсорбированного воздуха в порах и др.

Не меньшее значение, чем адсорбция грунтами паров воды для инженерно-геологических и эколого-геологических целей, имеет адсорбция грунтами различных неоргани-

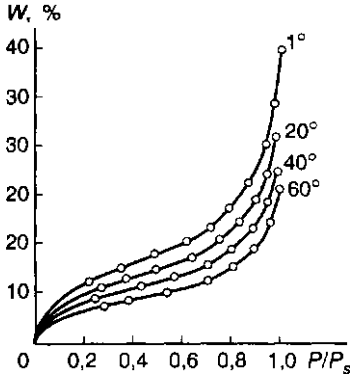


Рис. 11.2. Изотермы адсорбции воды сеноманским мергелем (Крым) при температурах 1—60°С (*по В.А.Королеву, 1989*)

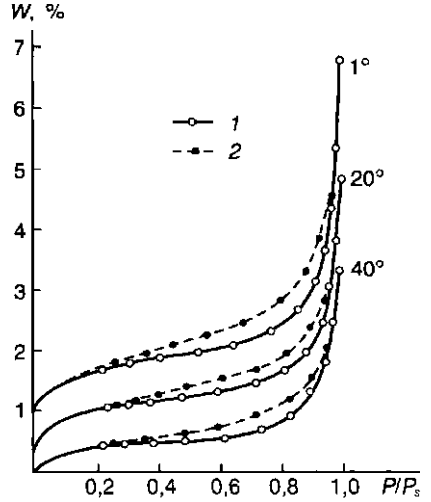


Рис. 11.3. Изотермы адсорбции (*1*) и десорбции (*2*) воды на лёссовидном суглинке (окр. г.Колхозабада, Таджикистан) при температурах 1—40°С (*по В.А.Королеву, 1989*)

ческих и органических веществ из *растворов*. При этом различают адсорбцию из растворов неэлектролитов (или молекулярную) и электролитов (или ионную). Неэлектролиты адсорбируются грунтами в молекулярной форме, электролиты — в ионной. В последнем случае участки поверхности, имеющие определенный заряд, адсорбируют противоположно заряженные ионы, а ионы, одноименно заряженные с поверхностью адсорбента, ею не адсорбируются. Под действием электростатических сил они остаются около адсорбированных ионов, образуя вместе с ними вблизи поверхности двойной электрический слой (ДЭС). С ростом валентности ионов электролита возрастает их способность адсорбироваться на заряженных микроучастках адсорбента ($Na^+ < Ca^{2+} < Fe^{3+}$).

В природных условиях грунты участвуют и в молекулярной, и в ионной адсорбции различных веществ. В частности, грунты могут сорбировать всевозможные *органические красители*, попадающие в них со сточными водами. Одним из таких широко распространенных красителей является метиленовый голубой (МГ), изотермы адсорбции которого на разных минералах показаны на рис. 11.4.

Как следует из рис. 11.4, где изотермы показаны в координатах $a = f(C_p)$, где a — удельное количество адсорбированного МГ, C_p — равновесная концентрация МГ в растворе, наибольшей сорбционной емкостью по отношению к МГ обладают глинистые минералы с раздвижной кристаллической решеткой — монтмориллониты, особенно их Na-формы. Исследования показывают, что сорбция грунтами красителей, подобных МГ, происходит преимущественно по ионообменному механизму: органические катионы МГ вытесняют и замещают не только катионы внешней поверхности сорбента, но и внутренней — в межпакетных промежутках. На основе изучения адсорбции МГ разработан способ определения удельной поверхности глинистых минералов и грунтов.

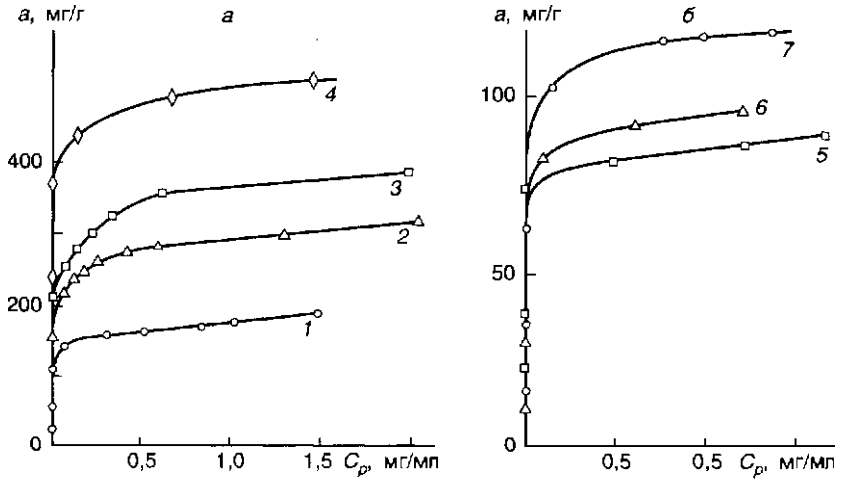


Рис. 11.4. Изотермы адсорбции красителя метиленового голубого (МГ) на глинистых минералах (*по Ю.И.Тарасевичу, 1981*):

1 — смеси черкасского монтмориллонита и палыгорскита; *2* — монтмориллоните черкасском; *3* — Са-монтмориллоните пыжевском; *4* — Na-монтмориллоните пыжевском; *5* — черкасской гидрослюде; *6* — Са-каолините глуховском; *7* — Na-каолините глуховском

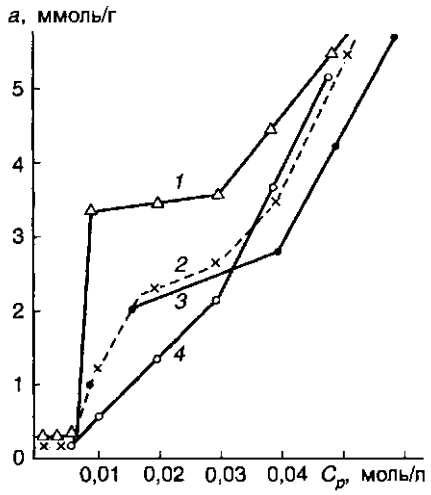


Рис. 11.5. Изотермы адсорбции карбамида (мочевины) из водных растворов на катионных формах монтмориллонита (*по Ю.И.Тарасевичу, 1981*):

1 — Cu; *2* — Co; *3* — Cd; *4* — Ca

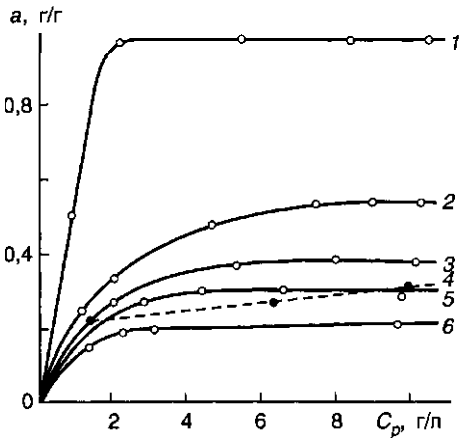


Рис. 11.6. Изотермы адсорбции альбумина на глинистых минералах (*по Ю.И.Тарасевичу, 1981*):

1 — Na-монтмориллоните черкасском; *2* — гидрослюде леовской; *3* — асканrеле; *4* — смеси монтмориллонита и палыгорскита; *5* — черкасской гидрослюде; *6* — Ca-монтмориллоните черкасском

Не менее важное значение имеет изучение закономерностей адсорбции грунтами из растворов различных *низкомолекулярных органических веществ*. Среди них широко распространен карбамид, или мочевина, содержащаяся в бытовых и промышленных сточных водах. На рис. 11.5 показаны изотермы адсорбции карбамида на различных катионзамещенных формах монтмориллонита. Ступенчатый характер изотерм в этом случае отражает последовательные стадии связывания карбамида активными центрами внешней поверхности, а также вследствие образования межслоевых адсорбированных молекулярных комплексов размером 1,38—1,76 нм.

В бытовых и промышленных сточных водах содержатся также различные *высокомолекулярные органические вещества*, в том числе белковые соединения, которые также могут сорбироваться грунтами. Адсорбция высокомолекулярных органических веществ зависит от размера их макромолекул и соотношения их с микропорами грунта. На рис. 11.6 показаны изотермы адсорбции на глинистых минералах альбумина — одного из сывороточных белков с размером макромолекул до 26 нм, имеющих положительный заряд.

Как следует из формы изотерм, альбумин активно адсорбируется лишь на внешней поверхности глинистых минералов. Тонкие микропоры размером 6—8 нм заполняются альбумином уже с трудом, а в еще более тонкие поры (менее 6 нм) он вообще не проникает. В то же время часть альбумина все же проникает в межпакетное пространство Na-монтмориллонитов, чему способствует самопроизвольное диспергирование натриевых монтмориллонитов в водной среде вплоть до элементарных пакетов.

Широким распространением в грунтах и подземных водах пользуются *гуминовые вещества* (см. гл.3). Поэтому изучение закономерностей их адсорбции грунтами имеет большое значение. На рис. 11.7 показаны изотермы адсорбции гумата натрия с молекулярным весом M_c<50000 на различных катионзаме-

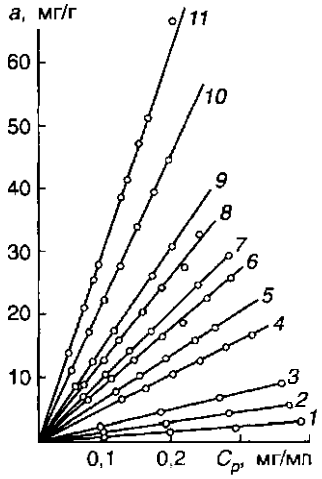


Рис. 11.7. Изотермы сорбции гумата натрия на катионзамещенных формах монтмориллонита (*по Ю.И.Тарасевичу, 1981*):

1 — Na; *2* — K; *3* — Cs; *4* — Ba; *5* — Ca; *6* — Zn; *7* — Co^{2+}; *8* — Cu^{2+}; *9* — La^{3+}; *10* — Al^{3+}; *11* — Fe^{3+}

щенных формах монтмориллонита при pH=7. Основными активными центрами адсорбции являются обменные катионы.

Из рисунка следует, что для монтмориллонитов с двух- и трехвалентными катионами в обменном комплексе величина адсорбции (*a*) гумата натрия возрастает с увеличением поляризующих характеристик катионов, она изменяется в ряду: $Ba^{2+} < Ca^{2+} < Zn^{2+} < Co^{2+} < Cu^{2+} < La^{3+} < Al^{3+} < Fe^{3+}$. В то же время линейный характер изотерм свидетельствует о сложном механизме адсорбции гумата натрия, который может быть обусловлен вкладом в адсорбцию молекул воды, а также механизмом лигандного обмена. Высокомолекулярные фракции гуматов не проникают в межпакетные промежутки монтмориллонита, а сорбируются лишь на его внешней поверхности. В то же время фульвокислоты при pH<4 адсорбируются не только на внешней, но и на внутренней поверхности монтмориллонитов. Таким образом, адсорбция гуминовых веществ на слоистых силикатах определяется несколькими механизмами.

11.2. Ионно-обменные свойства

Явление ионного обмена было открыто в почвах Д.Спенсом в первой четверти XIX в. Позже эти работы были продолжены Г.Томпсоном в конце 1840-х, а в 1852—1855 гг. обобщены Д.Уэем, установившим строгую эквивалентность количества поглощенных почвой ионов и перешедших из почвы в поровый раствор.

Ионный обмен в грунтах представляет собой разновидность адсорбции — обменную адсорбцию, процесс поглощения поверхностным слоем грунта ионов из порового раствора электролита, сопровождающийся переходом в раствор эквивалентных количеств ионов из грунта (без разрушения его кристаллической структуры), поглощенных им ранее. В соответствии со знаком обменивающихся ионов адсорбенты (иониты) делятся на катиониты и аниониты. Для большинства дисперсных грунтов характерен катионный обмен, т.е. они проявляют себя как катиониты. Поглощающий комплекс (ПК) в грунтах обусловлен наличием минералов, проявляющих ионно-обменные свойства (главным образом глинистых), и наличием органики.

Количественно обмен ионов оценивается величиной *емкости обмена грунта* (СЕС), т.е. концентрацией способных к обмену ионов в поглощенном комплексе ионита (в мг·экв на 100 г грунта, или в кг·экв на 1 $м^3$ грунта). Емкость обмена для данного грунта в данных условиях является постоянной величиной (СЕС = const). Однако она существенно зависит от условий, в которых осуществляется ионный обмен.

Ионный обмен — это самопроизвольный обратимый процесс, протекающий до установления в системе равновесия и подчиняющийся закону действующих масс. Так, для реакции ионного обмена Na^+ на Ca^{2+} в поглощающем комплексе [ПК] грунта

$$2Na\,[ПК] + CaCO_3 \leftrightarrow Ca\,[ПК]_2 + Na_2CO_3$$

константа равновесия ионного обмена (K), являющаяся постоянной величиной при данной температуре и давлении, определяется соотношением

$$K = [x\mathrm{Na}+]^2\gamma_{Ca}\,[Ca^{2+}]/[x\mathrm{Ca}^{2+}]\gamma^2_{Na}[Na^+]^2,$$

где $[Ca^{2+}]$,$[Na^+]$ — молярные концентрации катионов в растворе; $[x\mathrm{Na}^+]$, $[x\mathrm{Ca}^{2+}]$ — моляльные концентрации катионов в поверхностном слое грунта (в поглощающем комплексе); γ_{Ca}, γ_{Na} — соответственно коэффициенты активности катионов Ca^{2+} и Na^+ в растворе. Константа ионного обмена определяет избирательность минерала (или ПК) по отношению к ионам, участвующим в обменной реакции.

Зависимость состава сосуществующих фаз (в растворе и в ПК) графически представляют в виде изотермы ионного обмена — графика зависимости состава ионита от равновесного с ним состава порового раствора. Обычно изотерма ионного обмена строится в координатах $y = f(x)$, где y — эквивалентная доля рассматриваемого обменивающегося иона в фазе ионита; x — эквивалентная доля того же иона в равновесном поровом растворе грунта (рис. 11.8).

Вид изотерм ионного обмена у разных грунтов, а также для разных ионов может быть различным. Например, для бинарной смеси, близкой к идеальной, при обмене ионов одинакового заряда зависимость $y = f(x)$ имеет вид гиперболы, лежащей по одну сторону от диагонали в зависимости от соотношения x и y (см. рис. 11.8). Такой вид имеют изотермы в ряде реальных грунтов (рис.11.9).

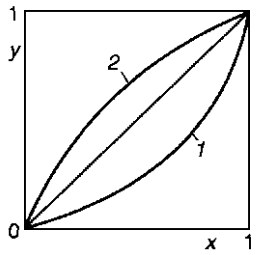


Рис.11.8. Типы изотерм ионного обмена для грунтов, отвечающих условиям $x>y$ (*1*) или $x<y$ (*2*) во всем интервале концентраций

У других же грунтов при ионном обмене наблюдаются различные отклонения от идеальной смесимости, показанные на изотермах на рис. 11.10. В этом случае состав смеси характеризуется не концентрациями, а активностями (см. гл.10).

Максимальная обменная емкость соответствует полному изоморфному замещению одних ионов на другие, возможному при данных условиях. В тех случаях, когда максимальная емкость не достигается, степень обмена может быть выражена в ионных процентах. В реальных условиях в ионном обмене могут участвовать не пара, а значительно большее число ионов разного вида. Теоретическое описание такого обмена в грунтах представляет наибольшие сложности.

Основными факторами ионного обмена являются химико-минеральный состав грунта, его дисперсность, концентрация ионов в поровом растворе и их тип, pH раствора и др.

По величине СЕС минералы, согласно Ф.Д.Овчаренко, делятся на три группы:

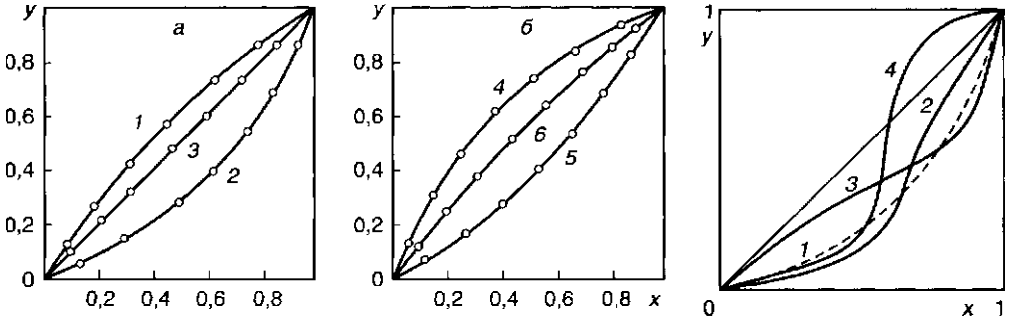


Рис. 11.9. Изотермы ионного обмена на монтмориллоните (*по В.Е.Полякову, 1972*):

1 — $Ca^{2+} \rightarrow NH_4^+$; *2* — $NH_4^+ \rightarrow Ca^{2+}$; *3* — $Mn^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$; *4* — $Co^{2+} \rightarrow NH_4^+$; *5* — $NH_4^+ \rightarrow Mn^{2+}$; *6* — $Co^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$

Рис. 11.10. Типы изотерм ионного обмена для реальных грунтов: для идеальной смеси (*1*); с положительным (*2*), отрицательным (*3*) и со знакопеременным (*4*) отклонением от идеальной смесимости (*по Н.Ф.Челищеву, 1973*)

1) с высокой емкостью обмена — СЕС > 80 мг·экв на 100 г грунта (смектиты, монтмориллонит, вермикулит и др.);

2) со средней емкостью обмена — СЕС = 15—80 мг·экв на 100 г грунта (иллиты, хлорит, палыгорскит и др.);

3) с низкой емкостью обмена — СЕС < 15 мг·экв на 100 г грунта (каолинит, галлуазит и др.).

Ионный обмен является глобальным процессом, широко распространенным в природе. В ПК природных грунтов чаще всего содержатся ионы H^+, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Al^{3+} и Fe^{3+}. Другие катионы встречаются в грунтах намного реже. Например, в морских глинах преобладают Na^+ и Mg^{2+}, в карбонатных грунтах, а также лёссах — Ca^{2+}, в кислых грунтах (при pH<7) — Al^{3+} и H^+. По преобладающему катиону называют катионные формы соответствующих глинистых грунтов, например натрисвая глина и т.д. Наибольшая емкость обмена характерна для высокодисперсных грунтов (с высокой удельной поверхностью), а также содержащих гумусовые компоненты, так как СЕС гумуса выше, чем у большинства глинистых минералов.

Основные количественные закономерности ионного обмена в почвах и глинистых породах были установлены К.К.Гедройцем[2], а также почвоведами и физикохимиками Г.Вигнером, Н.И.Горбуновым, Б.П.Никольским, Е.Н.Гапоном, И.Н.Антиповым-Каратаевым, С.С.Морозовым, Ф.Д.Овчаренко, Ю.А.Кокотовым, Н.Ф.Челищевым, В.Келли, Г.Гейнсом, Г.Томасом, Р.Баррером, Г.Спозито и сводятся к следующим.

1. Замещение катионов в грунтах подчиняется закону действующих масс и происходит в эквивалентных по заряду (валентности) соотношениях, т.е. подчиняется и закону сохранения электрического заряда.

2. Ионы с более низкой валентностью легче замещаются ионами с более высокой валентностью, чем наоборот.

3. По способности к замещению ионы можно расположить в ряд:

[2] **Гедройц Константин Каэтанович** (*1872—1932*) — русский почвовед и агрохимик, академик АН СССР (1929), директор Почвенного ин-та (1928—1930), президент Международной ассоциации почвоведов (1927), автор учения о «поглощающем» комплексе почв, состоящем из минеральных, органоминеральных и органических частиц высокой дисперсности.

$$Li^+ < Na^+ < K^+ < H^+ < NH^{4+} << Mg^{2+} < Ca^{2+} << Al^{3+} < Fe^{3+}.$$

Способность водорода к замещению других ионов почти такая же, как у натрия, однако водородные формы глин не устойчивы и легко переходят в алюминиевые.

4. Чем больше радиус иона, тем выше его способность замещать другие ионы с той же валентностью (правило Гольдшмидта). Однако ион, который по своему размеру лучше подходит к кристаллической решетке минерала, легче замещает ионы с менее подходящими размерами.

5. Скорость обмена и количество замещенных ионов тем больше, чем выше концентрация замещающих ионов в поровом растворе. Равновесное распределение ионов в поровом растворе и поглощающем комплексе приближенно описывается рядом формул (например, формулой Гапона, уравнением Никольского и др.). Формула Гапона часто используется для приближенных оценок и имеет вид:

$$\frac{M_e^{m+}}{N_e^{n+}} = k\frac{\sqrt[m]{M_o^{m+}}}{\sqrt[n]{N_o^{n+}}},$$

где M и N — молярные концентрации катионов с валентностями соответственно m и n; индексы e и o относятся соответственно к замещаемым и замещающим ионам; k — константа обмена, зависящая от вида ионов и характера распределения зарядов на поверхности частиц.

Например, при обмене Na на Ca в иллитовой глине формула Гапона примет вид:

$$\frac{[Na_e^+]}{[Ca_e^-]} = k\frac{[Na_o^+]}{\sqrt{[Ca_o^+]}},$$

где k — для иллитовой глины равна 0,4 (л/моль)$^{1/2}$. Если эту глину перемешать с раствором электролита, содержащим (моль/л) 0,04 $CaCl_2$ и 0,04 NaCl, то по этой формуле можно найти отношение обменного натрия к кальцию:

$$\frac{[Na_e^-]}{[Ca_e^+]} = 0{,}4\frac{0{,}04}{\sqrt{0{,}04}} = \frac{0{,}016}{0{,}2} = 0{,}08.$$

Если при этом емкость обмена иллитовой глины составляет 40 мг·экв на 100 г, то полученный результат означает, что глина обменно сорбирует 37 мг·экв Ca и 0,08·37 ≈ 3 мг·экв Na, хотя концентрация этих ионов в растворе была одинакова.

6. Величина CEC зависит от pH среды, в глинистых грунтах увеличение pH повышает CEC и наоборот. Поэтому Б.П.Никольский ввел понятие условной емкости обмена, определяемой в нейтральной среде (при pH = 6,5). С другой стороны, pH порового раствора грунта может меняться за счет самого процесса ионного обмена.

7. С увеличением температуры скорость и интенсивность ионного обмена возрастают.

Ионный обмен в грунтах сопровождается изменением микроструктуры грунтов, так как замена одних ионов на другие вызывает изменение параметров ДЭС, а следовательно, влияет на ионно-электростатическую составляющую расклинивающего давления между частицами. В результате этого изменяется высота энергетического барьера отталкивания между частицами, вызывая процессы коагуляции частиц или диспергирования агрегатов. Так, замена в глине одновалентных катионов на многовалентные вызывает агрегирование частиц, увеличение размера пор и т.д.

Поэтому искусственный ионный обмен в грунтах используется для целенаправленного изменения их структуры и свойств: для подготовки грунта к гранулометрическому анализу, для уменьшения величины их водопроницаемости[3], для регулирования их физико-химических свойств, для очистки грунтов от загрязнений и т.д. В почвах ионный обмен используется для повышения их плодородия.

11.3. Адгезионные свойства и липкость грунтов

В основе адгезионных свойств и липкости грунтов лежат такие близкие и взаимосвязанные явления, как адгезия, когезия и аутогезия.

Адгезией называется прилипание жидкости или твердых частиц к разнородным твердым поверхностям. В соответствии с этим выделяют адгезию жидкостей и адгезию твердых частиц к минеральным или иным поверхностям. Когезией называется взаимодействие молекул внутри одного тела, например внутри жидкости или минерала. Аутогезией называется слипание друг с другом твердых частиц одинакового состава в воздушной или жидкой среде, например слипание пылеватых частиц грунта одинакового минерального состава. Липкостью грунтов называется их способность прилипать к внешним разнородным предметам, взаимодействующим с данным грунтом. Это свойство характерно для влажных высокодисперсных грунтов: глинистых, лёссовых, торфяных и др.

АДГЕЗИЯ В ГРУНТАХ

Адгезия различных жидкостей к минеральным поверхностям грунтов имеет существенное значение в технической мелиорации грунтов, в процессах смачивания грунтов, проявлении капиллярных свойств и др. Адгезия твердых грунтовых частиц к внешним предметам имеет значение в основном для транспортных средств, землеобрабатывающих и горнодобывающих механизмов и др. Адгезия частиц лежит в основе явления кольматации грунтов. С проблемой устранения адгезии частиц реголита к скафандрам столкнулись космонавты на Луне, так как прилипшая к обуви в результате адгезии пыль загрязняла атмосферу посадочного аппарата и космического корабля.

Адгезия частиц грунта определяется силой, которую необходимо приложить к частицам для их отрыва от поверхности. Так же как и адсорбция в грунтах, адгезия осуществляется за счет уменьшения свободной поверхностной энергии системы. Причинами адгезии частиц грунта могут быть те же

[3] Этот метод, основанный на замене Ca^{2+} на Na^{+}, в 1933 г. предложил А.Н.Соколовский, метод получил название *метода солонцевания*. С его помощью можно уменьшить водопроницаемость в 10—300 раз.

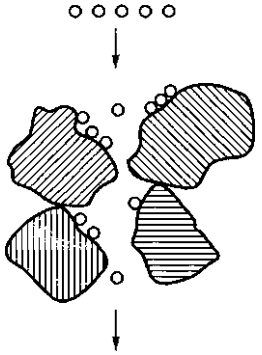


Рис. 11.11. Схема адгезии частиц при кольматации грунта

силы, которые ответственны за структурообразование грунтов (см. гл.8), т.е. силы молекулярного притяжения, кулоновская или сила зеркального отображения, магнитное притяжение, капиллярная сила, а также расклинивающее давление тонкого слоя жидкости и в ряде случаев — химическая связь.

Кольматацией грунта называется процесс заполнения его пустот более мелкими частицами, проходящими сквозь грунт с фильтрующимся раствором (суспензией). При этом происходит закупорка части сквозных пор, за счет чего снижается фильтрационная способность грунта и он уплотняется. Этот процесс широко распространен в природе и применяется в технической мелиорации грунтов.

Механизм кольматации комплексный: за счет молекулярных сил адгезии наиболее мелкие частицы прилипают к поверхности более крупных частиц (рис. 11.11). Кроме того, более крупные частицы, размер которых соизмерим с диаметром пор, способны застревать в сужениях поровых каналов в результате «механического поглощения», а точнее — механического зацепления и трения. Процесс адгезии мелких частиц при кольматации лимитируется активностью адсорбционных центров поверхности, насыщенность которых приостанавливает этот процесс и далее частицы при фильтрации свободно проходят по поровым каналам.

Кроме кольматации адгезия частиц грунта имеет существенное значение в таких природных процессах, как ветровая эрозия почв, суффозия, водная эрозия грунтов, их водопрочность и т.д.

ЛИПКОСТЬ ГРУНТОВ

Липкость обусловлена взаимодействием твердой компоненты грунта с внешним предметом через пленку связанной воды и воды переходного состояния. Последняя играет решающую роль. При этом вода, с одной стороны, взаимодействует с частицами грунта, а с другой — с поверхностью соприкасающегося предмета. По своему типу это взаимодействие является комплексным, оно близко к адгезии, но существенный вклад в него вносят явления когезии внутри жидкости и аутогезии между соприкасающимися частицами грунта.

Липкость грунтов наиболее полно характеризуют три показателя, которые определяют по зависимости липкости от влажности (рис. 11.12): влажность начального прилипания ($w_{нп}$), влажность максимального прилипания ($w_{мп}$) и максимальная липкость (L_{max}). Величина максимальной липкости измеряется в единицах давления (МПа, кг/см^2, Н/см^2).

Параметры липкости грунтов зависят от таких внутренних факторов, как химико-минеральный состав, дисперсность, сложение, влажность грунта, состав обменных катионов, состав и концентрация порового раствора.

Проявление липкости глинистых грунтов по мере увеличения их влажности состоит в следующем: на самых ранних стадиях гидратации поверхности глинистых минералов молекулы воды прочно адсорбируются поверхностью и поэтому при соприкосновении такой системы с посторонним предметом не в состоянии смачивать его. При увеличении влажности ($w>w_g$) в грунтах появ-

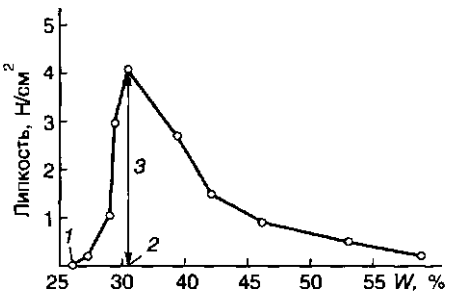


Рис. 11.12. Зависимость липкости грунта от влажности (*W*): влажность начального прилипания (*1*), влажность максимального прилипания (*2*) и максимальная липкость (*3*)

ляется связанная вода полимолекулярной адсорбции, которая, очевидно, при возрастании внешнего давления до нескольких десятков мегапаскалей (в местах контакта частиц) переходит в менее связанную воду, способную взаимодействовать с посторонними телами, что приводит к появлению липкости.

По мере дальнейшего увлажнения ($w>w_{mg}$) грунта происходит значительное улучшение условий контакта. Здесь уже в полной мере проявляется когезионный тип отрыва, что указывает на взаимосвязь величин липкости грунтов и их сцепления. При достижении влажности максимальной молекулярной влагоемкости сцепление грунтов возрастает в результате наиболее полного развития капиллярных сил. Это ведет к значительному увеличению липкости, поскольку влажность грунта уже настолько велика, что капиллярные мениски в полной мере могут формироваться и в местах контакта штампа с грунтом. Суммарный эффект капиллярного «поджатия», возросшая площадь контакта штампа с грунтом и наличие в грунтах наряду с водой полимолекулярной адсорбции, капиллярной и «осмотической» влаги обусловливают наибольшие значения липкости при этой влажности. При последующем увеличении влажности ($w_{mmc}<w<w_p$) липкость грунтов интенсивно падает, что объясняется уменьшением их структурной прочности ввиду резкого сокращения количества капиллярных менисков в результате заполнения капилляров поровым раствором и перехода грунтов из трехфазного в двухфазное состояние.

Постепенное уменьшение липкости грунтов, находящихся в пластической консистенции ($w>w_p$), по мере их увлажнения связано с падением их структурной прочности вследствие увеличения ионно-электростатического отталкивания развивающихся диффузных слоев и практически полного исчезновения капиллярной составляющей. Адгезия грунтов текучей консистенции мала и определяется когезией грунтовой суспензии.

Таким образом, начало проявления липкости глинистых грунтов в зависимости от величины внешнего давления определяется содержанием в них связанной воды, за исключением воды мономолекулярной адсорбции, а максимальные значения липкости обусловливаются суммарным содержанием категорий воды полимолекулярной адсорбции, капиллярной и «осмотической» влаги.

Влияние химико-минерального состава, влажности, сложения и дисперсности различных грунтов иллюстрируют номограммы В.Я.Калачева[4] (рис. 11.13) для оценочных определений липкости. Они построены по обобщенным данным для различных литологических типов грунтов. В них все грунты разбиты на пять групп от сильно липких (тяжелые глины) до очень слабо липких (супеси). Выбрав литологический тип грунта, его влажность, сложение и задавшись определенными значениями давления на штамп, по номограмме можно легко оценить примерное значение липкости данного грунта.

[4] **Калачев Владимир Яковлевич** (*1940—1996*) — инженер-геолог, доцент кафедры инженерной геологии и охраны геол. среды геол. ф-та МГУ, создатель ряда приборов и методик для определения липкости грунтов.

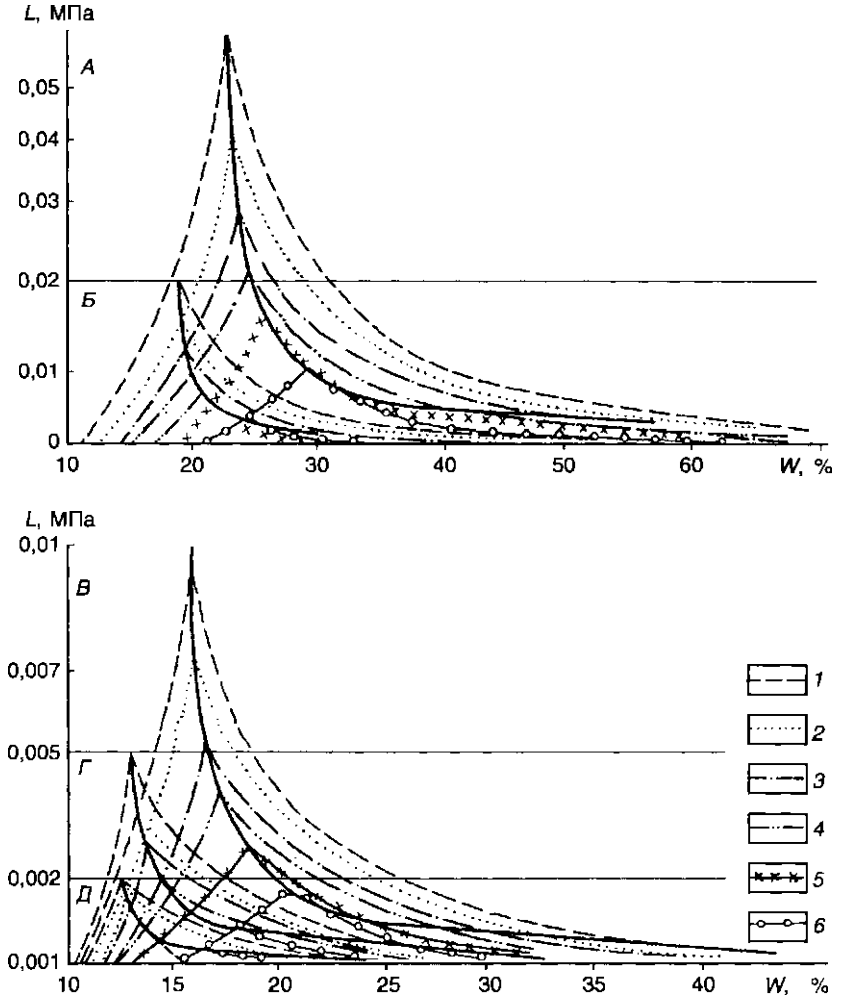


Рис. 11.13. Номограммы для оценки липкости грунтов (*по В.Я.Калачеву*): *А* — глины тяжелые, нарушенного сложения, сильнолипкие; *Б* — глины легкие нарушенного сложения и тяжелые ненарушенного сложения, среднелипкие; *В* — суглинки средние и легкие, диатомиты, липкие; *Г* — супеси тяжелые, суглинки легкие, илы, мел нарушенного сложения, слаболипкие; *Д* — супеси легкие полутвердые нарушенного сложения, очень слаболипкие; давление на штамп, МПа:

1 — 1; *2* — 0,7; *3* — 0,5; *4* — 0,3; *5* — 0,2; *6* — 0,1

Из этих номограмм следует, что при прочих одинаковых условиях наибольшая липкость характерна для высокодисперсных глин (монтмориллонитового и гидрослюдистого состава). С уменьшением дисперсности параметры липкости также снижаются. Глины нарушенного сложения проявляют большую липкость, чем те же глины ненарушенного сложения.

Влияние обменных катионов на липкость наиболее сильно проявляется в тяжелых глинах монтмориллонитового состава. Наибольшие параметры липкости имеют глины с одновалентными катионами в обменном комплексе, а наименьшие — с многовалентными (рис. 11.14).

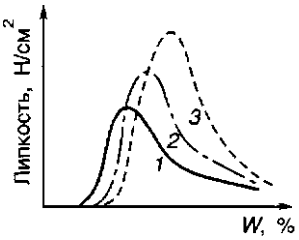


Рис. 11.14. Зависимость липкости катионзамещенных форм монтмориллонитовой глины от влажности при наличии в обменном комплексе ионов Al^{3+} (*1*), Ca^{2+} (*2*) и Na^{+} (*3*)

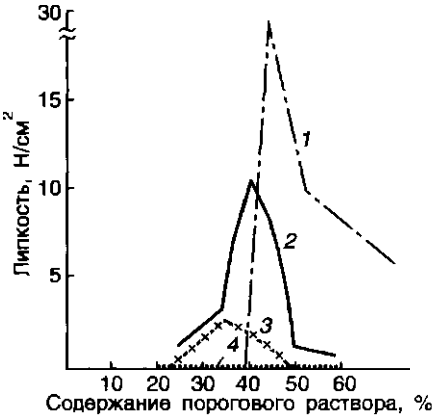


Рис.11.15. Зависимость липкости монтмориллонитовой глины при давлении на штамп 5 МПа от содержания и вида порового раствора (*по В.Я.Калачеву*):

1 — вода; *2* — смесь воды и этилового спирта в соотношении 1:1; *3* — этиловый спирт; *4* — керосин, толуол, бензол

Липкость зависит и от состава порового раствора грунта. Установлено, что полярные жидкости в поровом растворе, а также жидкости с большим поверхностным натяжением увеличивают липкость грунтов, а неполярные — снижают (рис. 11.15). Влияние концентрации электролита порового раствора на липкость носит экстремальный характер. Так, для каолинитовых глин максимум липкости соотвстствует концентрации 0,1—0,5 н для растворов NaCl и $CaCl_2$, а для монтмориллонитовых — при концентрации 0,05—0,1 н.

Липкость грунтов зависит от таких внешних факторов, как давление на штамп, время действия давления, температура и др. При увеличении давления на штамп величина максимальной липкости возрастает, а влажность начального и максимального прилипания снижается, причем первая стремится к влажности максимальной гигроскопичности, а вторая — к влажности максимальной молекулярной влагоемкости (рис. 11.16).

Кроме давления, большое влияние на липкость оказывает время предварительного давления на штамп. С увеличением длительности действия постоянной нагрузки на штамп величина липкости нелинейно возрастает, стремясь к некоторому постоянному значению (рис. 11.17).

Среди прочих внешних факторов на липкость влияет скорость отрыва штампа, температура, а также материал самого штампа. С увеличением скорости отрыва липкость глинистых грунтов возрастает вследствие проявления грунтом реологических свойств и превышения мгновенных параметров над длительными.

В области положительной температуры нагревание грунтов приводит к снижению их липкости в связи с переходом при этом части связанной воды в свободную, а также уменьшением ее вязкости (и вязкости грунта в целом). В наибольшей мере температура влияет на липкость грунтов пластичной консистенции, а в наименьшей — полутвердой и твердой. В области отрицательных температур «прилипание» глинистых грунтов к внешним предметам обусловлено их примерзанием и происходит с участием льда.

Материал штампа также влияет на липкость. Установлено, что глинистые грунты сильнее прилипают к дереву и резине по сравнению с металлическими поверхностями, а песчаные и торфяные грунты — наоборот к металлам.

Рис. 11.16. Зависимость липкости полиминеральной глины от влажности при разном давлении на штамп (*по В.Я.Калачеву, 1985*):
1 — 5 МПа; *2* — 2 МПа; *3* — 1 МПа; *4* —0,5 МПа

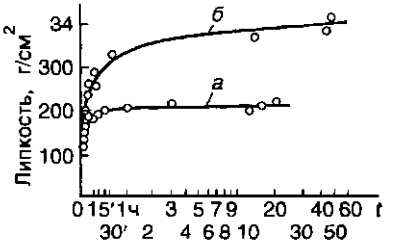


Рис. 11.17. Зависимость липкости каолинитовой (*а*) и монтмориллонитовой (*б*) глины от времени действия постоянной нагрузки (*по В.Я.Калачеву*)

Учет липкости необходим при работе различных дорожных и почвообрабатывающих машин, землеройной техники, транспортеров и др. От липкости во многом зависит эффективность работы различных горнодобывающих механизмов при выполнении вскрышных работ на карьерах, добыче полезных ископаемых и их транспортировке.

11.4. Диффузионные свойства

Диффузией называется самопроизвольный процесс выравнивания концентрации одного вещества в объеме другого под влиянием теплового движения атомов или молекул (молекулярная диффузия) или более крупных частиц, например коллоидных. В результате диффузии происходит взаимное проникновение соприкасающихся веществ. Диффузия в грунтах проявляется в виде различных процессов диффузионного переноса, происходящих за счет выравнивания концентраций тех или иных компонентов (твердых, жидких или газовых) в разных частях грунтовой системы. Диффундировать могут как частицы постороннего вещества (диффузия примесей), так и частицы самого вещества данной среды. В последнем случае говорят о явлении самодиффузии.

В соответствии с *первым законом Фика* (1855) скорость одномерного диффузионного потока вещества ($J = dm/dt$) определяется градиентом его концентрации (C) в направлении диффузии (x)

$$J = -DS\,(dC/dx),$$

где D — коэффициент молекулярной диффузии вещества, см^2/с, который численно равен количеству вещества, диффундирующего в единицу времени через единицу площади при единичном градиенте концентрации; m — масса вещества; t — время; S — площадь поперечного сечения. Из уравнения видно, что поток диффузии направлен в сторону уменьшения концентраций вещества.

Зависимость коэффициента молекулярной диффузии ионов или молекул различных веществ от их параметров описывается формулой Эйнштейна

$$D = \frac{RT}{6\pi\eta r N_A},$$

где R — газовая постоянная; T — абсолютная температура, °К; η — вязкость среды; r — радиус диффундирующей частицы (иона, молекулы); N_A — число Авогадро. Отсюда следует, что коэффициент диффузии возрастает с повышением температуры, уменьшением вязкости среды и радиуса частиц.

Первый закон Фика описывает стационарную (установившуюся) диффузию, при которой концентрация диффундирующего вещества в любой точке пространства с течением времени не меняется, являясь функцией только пространственных координат. Если концентрация изменяется во времени (t), то диффузия будет нестационарной (неустановившейся). В этом случае диффузия вещества описывается *вторым законом Фика*, выраженным уравнением:

$$\partial C/\partial t = D\,\partial^2 C/\partial x^2,$$

где t — время диффузии; x — координата в направлении диффузии.

Таким образом, движущей силой диффузии в любой фазе при одинаковой температуре во всей системе является разность концентраций. Однако направленная диффузия может наблюдаться и в системе, в которой градиента концентрации нет, но она подвергается действию внешних полей — температуры и давления. Под влиянием создаваемых внешними полями градиентов поля температуры и давления в системе могут возникать направленные диффузионные потоки частиц — соответственно термодиффузия и бародиффузия.

Экспериментально установлено, что в свободных растворах электролитов коэффициенты молекулярной диффузии солей (т.е. коэффициенты самодиффузии) имеют величину порядка 10^{-5} см^2/с, в то время как в водонасыщенных пористых средах величина коэффициента диффузии составляет величины порядка 10^{-6} см^2/с. Занижение истинных коэффициентов диффузии D в пористых средах происходит вследствие: 1) удлинения пути диффузии за счет извилистости пор (капилляров); 2) механической блокировки диффузионного потока твердым скелетом; 3) торможения движения молекул диффундирующего вещества стенками пор; 4) аномальной вязкости жидкости (связанной воды) в капиллярах и слоях, непосредственно прилегающих к твердой минеральной поверхности.

Таким образом, при определении скорости диффузии в пористой среде, включая и грунты, величина D в отличие от диффузии в свободной жидкости будет представлять собой *эффективный коэффициент диффузии* и определяться уравнением

$$D_{эф} = \Omega\chi D,$$

где Ω — площадь свободного сечения пор на единицу площади полного сечения; χ — *коэффициент извилистости*, учитывающий структуру и длину поровых и трещинных каналов и равный отношению длины пути диффузии (L_0) в свободной среде (в объеме раствора) к длине пути диффузии в пористой среде (L); $\chi = L_0/L$; D — коэффициент молекулярной диффузии в свободном объеме.

Для пористых сред величина коэффициента χ определяется приближенной формулой Викке через пористость (n):

$$\chi = |1 - (1 - n)^{2/3}|/n.$$

Величина коэффициента извилистости (χ) изменяется от 0 до 1, а для грунтов — от 0,2—0,3 (для плотных грунтов) до 0,7—0,9 (для рыхлых).

Значения эффективного коэффициента диффузии зависят от фазового состояния и природы диффузионной среды, структуры грунта, природы и концентраций диффундирующего вещества и других присутствующих в системе веществ, температуры и давления.

Первые экспериментальные данные по диффузии солей в природных дисперсных грунтах были получены М.Вольни, А.Мюнцем и Г.Годшоном при изучении распределения влаги и диффузии раствора соли в почве. Среди первых отечественных исследований следует отметить работы А.Шошина, В.А.Чернова (1935), М.Б.Гилиса (1935), Н.А.Комаровой (1936), С.А.Долгова (1937) и др. Основные результаты их экспериментальных исследований диффузии сводились к следующим закономерностям:

- при понижении влажности отмечается замедление диффузии растворов солей в грунтах;
- соли не диффундируют в почвах, если их влажность ниже максимальной гигроскопичности;
- катионы и анионы различных солей имеют различную скорость диффузии;
- при совместной диффузии в почвах различных ионов солей одни способны ускорять, а другие замедлять скорость движения по сравнению с той, которая наблюдается при диффузии каждой из этих солей в отдельности;
- в ряде случаев диффузия осложняется вследствие адсорбции и сопутствующего перемещения влаги.

Так, при исследовании диффузии хлористого натрия в каолине И.А.Брилинг и др. (1978), характеризуя распределение диффундирующего натрия, вступающего в ионный обмен, и распределение по длине образца вытесненных ионов кальция и магния, заметили, что разность между не адсорбирующимся анионом Cl^- и адсорбирующимся Na^+ неэквивалентна вытесняемой сумме Ca^{2+} и Mg^{2+}. Авторы предположили, что адсорбция Na^+ обусловлена кроме ионного обмена на минерале также наличием органических компонентов, которые могут не проявиться во время кратковременных ионообменных исследований, но способствуют адсорбции Na^+ во время длительных экспериментов. И.А.Брилинг с соавторами сделали вывод о том, что движение вытесняемых катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} не подчиняется диффузионному закону выравнивания концентраций, а приобретает черты конвективного потока за счет вовлечения вытесненных катионов в массовый направленный поток диффундирующих ионов.

Минеральный состав грунтов влияет на диффузию солей через связанные с ним дисперсность и гидрофильность. Наличие в грунтах высокодисперсных и гидрофильных глинистых минералов с большой емкостью катионного обмена (прежде всего смектитов) оказывает тормозящее действие на диффузию солей и снижает эффективный коэффициент диффузии. При прочих одинаковых условиях скорость диффузии в бентонитовых глинах ниже, чем в иллитовых или каолинитовых. Поэтому монтмориллонитовые глины являются наилучшими защитными экранами в солехранилищах.

Влияние на диффузию солей неглинистых минералов в грунтах определяется в основном их дисперсностью и содержанием: чем выше их содержание и ниже дисперсность, тем выше эффективный коэффициент диффузии.

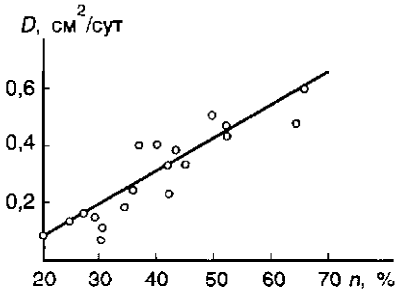


Рис. 11.18.Зависимость эффективного коэффициента диффузии (D) ионов Cl^- в гидрослюдистой глине от пористости (*по Н.П.Затенацкой*)

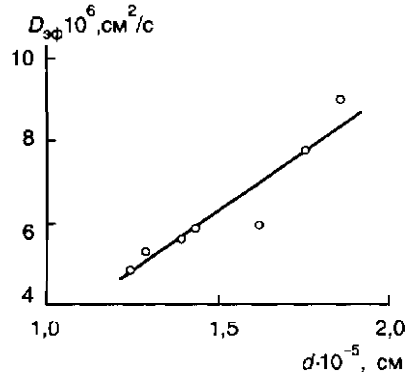


Рис. 11.19. Зависимость эффективного коэффициента диффузии ($D_{эф}$) ионов NO_3^- в тяжелом суглинке от среднего диаметра (d) пор (*по А.Н.Галкину, 1999*)

Структурно-текстурные особенности грунтов также сильно влияют на диффузию солей. Это влияние прежде всего проявляется через дисперсность, как отмечено выше, а также параметры структуры порового пространства, его извилистость. Опыты Н.П.Затенацкой показали, что с ростом общей пористости глинистых грунтов эффективный коэффициент диффузии ионов хлора Cl^- возрастает почти линейно (рис. 11.18). Исследования А.Н.Галкина (1999) выявили почти линейную зависимость эффективного коэффициента диффузии ионов NO_3^- в суглинках от среднего диаметра пор, их средней площади и среднего периметра, оцениваемых по результатам электронно-микроскопических исследований (рис. 11.19).

Кроме того, грунты с ориентированной текстурой обладают анизотропией эффективного коэффициента диффузии солей в разных направлениях. Опыты показывают, что в таком грунте эффективный коэффициент диффузии солей в направлении, параллельном ориентации частиц (напластованию, слоистости), выше, чем в направлении, перпендикулярном ориентации.

Влажность (плотность) глин является существенным фактором, влияющим на диффузионные процессы. Диффузионный перенос электролитов в глинистых грунтах становится возможным, как только влажность достигнет такого значения, при котором вокруг грунтовых частиц образуются пленки прочносвязанной воды ($0{,}1\ w_{mg} < w < w_{mg}$), так как диффузия ионов идет только через жидкую фазу. Ввиду высокой вязкости и ограниченной подвижности первых порций прочносвязанной воды (а также наличия «нерастворяющего объема» воды) диффузия вначале происходит очень медленно, однако при приближении влажности к w_{mg} существенно возрастает эффективный коэффициент диффузии.

В интервале $w_{mg} < w < w_p$ диффузия происходит также по пленкам вторично ориентированной воды полислоев. При этом наблюдается рост эффективного коэффициента диффузии (рис.11.20). При увеличении влажности выше w_p наблюдается монотонное возрастание эффективного коэффициента диффузии и его последующее снижение при высокой влажности ($>w_L$).

На диффузию в грунтах солей, кислот и щелочей существенное влияние оказывают процессы *сорбции* диффундирующих компонентов и ионного обмена. Сорбция, как и ионный обмен, являются факторами, тормозящими и подавляющими диффузию. Оба эти процесса зависят от минерального состава

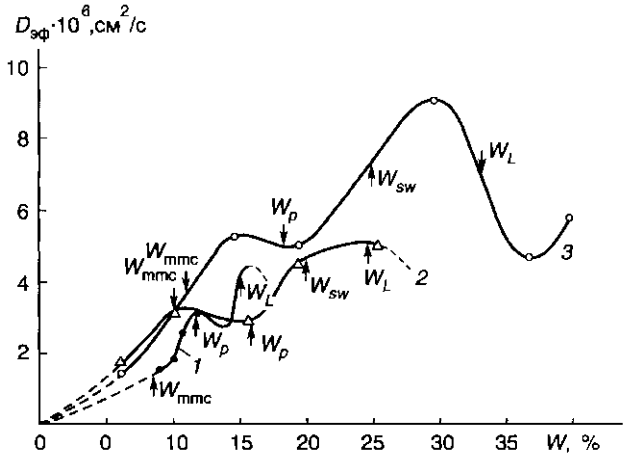


Рис. 11.20. Зависимость эффективного коэффициента диффузии ионов NO^{3-} в глинистых грунтах от их влажности при градиенте концентрации 1 моль/см^4 (*по А.Н.Галкину, 1999*):

1 - супесь тяжелая; *2* - суглинок средний; *3* — суглинок тяжелый

грунта, влияние которого рассмотрено выше. Изучению влияния сорбции на диффузию солей в грунтах посвящены работы И.А.Брилинг (1967), В.И.Сергеева (1993) и др. В работах Т.Г.Макеевой (1990) выполнены прогнозные расчеты диффузионного распространения щелочных растворов высоких концентраций (8 н. NaOH) при инъекционном закреплении водонасыщенных глинистых грунтов с учетом процессов кинетики сорбции.

Влияние состава электролита на диффузию в грунтах остается слабо изученным. Если в поровом растворе диффундируют смесь солей, состоящих из разных катионов и анионов, то эффективные коэффициенты диффузии ионов в этом случае будут отличаться от таковых в соответствующих бинарных растворах. Это объясняется тем, что в смесях ионы оказывают тормозящее или ускоряющее действие на диффузию других ионов путем изменения структуры порового раствора. Ионы с положительной или отрицательной гидратацией (см. гл.4) способны упорядочить или разупорядочить структуру воды в своем ближайшем окружении. Поэтому в смеси полиэлектролитов суммарный эффект влияния на диффузию определяется соотношением этих двух процессов.

Из внешних физических факторов наиболее важную роль в диффузии солей играет температура. Влияние температуры имеет значение: 1) когда это связано с абсолютной величиной температуры (изотермические условия); 2) когда возникают температурные градиенты (неизотермические условия).

Исследования, проводимые Н.А.Окпиной (1970) по изучению процессов изотермической диффузии в глинистых породах, показали, что повышение температуры от 5 до 20°С повышает коэффициент диффузии Cl^- в спондиловых глинах от 0,12—0,14 до 0,3—0,4 см^2/сут. Такой рост диффузионной проницаемости глин под воздействием температуры объясняется усилением теплового движения молекул, разрушающим воздействием на структуру связанной воды, уменьшением ее вязкости и снижением прочности связи с поверхностью глинистой частицы, в результате чего мощность диффузного слоя уменьшается, а диффузионная проницаемость соответственно возрастает. Таким образом, создаются новые условия для диффузии растворенных веществ в поровой жидкости. При этом характер изменения параметров диффузии в дисперсных грунтах под влиянием температуры будет отличаться от диффузии в свободном объеме.

С этими данными согласуются и результаты исследований Л.И.Кульчицкого (1975). Им установлено, что при увеличении температуры от 10 до 80°С коэффициент диффузии NaCl (при концентрации 5 г/л) в Na-монтмориллонитовой глине увеличивается от $2{,}3\cdot10^{-7}$ до $4{,}0\cdot10^{-6}$ см^2/с, причем наиболее

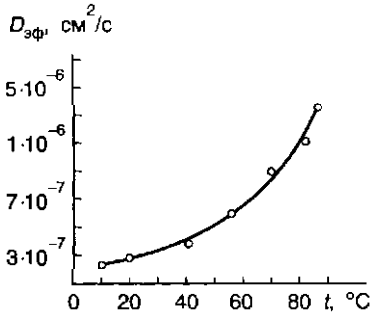


Рис. 11.21. Зависимость эффективного коэффициента диффузии NaCl от температуры в Na-монтмориллонитовой глине (*по Л.И.Кульчицкому, 1975*)

резко он вырастает при температуре свыше 60°С (рис. 11.21). Диапазон изменения коэффициента диффузии в глинах при различных температурах будет тем шире, чем меньше в них радиус микрокапилляров. Поскольку в монтмориллонитовых глинах содержится наибольшее количество связанной воды и они обладают большей удельной поверхностью по сравнению с каолиновыми и гидрослюдистыми глинами, при разных температурных режимах рост диффузии здесь более значителен. Аналогичные данные по влиянию температуры были получены З.М.Товбиной (1967), И.А.Брилинг и В.А.Королевым (1990).

На диффузию солей в грунтах, ускоряя или замедляя ее, могут оказывать влияние и иные процессы массопереноса, такие как фильтрация, диффузия воды, осмос и др. Если эти потоки совпадают по направлению с диффузией, то происходит ее «ускорение», в противном случае диффузия замедляется. В работах И.А.Брилинг (1967) было установлено, что перенос порового раствора в грунте за счет различных конвективных потоков существенно влияет на диффузию солей в нем. Так, в грунтах с коэффициентом фильтрации порядка 10^{-8} см/с (лёссы, супеси, легкие суглинки) и выше диффузия подавляется даже при небольшом градиенте напора. А в грунтах с коэффициентом фильтрации порядка 10^{-9} см/с и менее диффузия преобладает над фильтрационным переносом солей.

Наряду с диффузией солей в грунтах может осуществляться диффузия влаги и иных жидкостей, а также диффузия газов и паров воды (см. гл. 12).

В неизотермических условиях из-за неравномерного нагревания среды под влиянием градиента температуры происходит перенос компонентов газовых или жидких смесей в результате термодиффузии и термоосмоса. Если между отдельными частями системы поддерживается постоянная разность температур, то в результате термодиффузии в объеме смеси появляются градиенты концентрации компонентов, что инициирует обычную диффузию. Последняя в стационарном состоянии уравновешивает термодиффузию, и в системе возникает разность концентраций компонентов.

11.5. Осмотические свойства

Осмос — это движение растворителя через полупроницаемую перегородку[5], причиной которого является наличие градиента концентрации. Осмотический поток воды навстречу диффузии ионов или коллоидных частиц вызван полупроницаемыми свойствами пористой среды. Если диффундирующие частицы благодаря размерам испытывают препятствие для свободного проникновения через пористую перегородку, а молекулы воды легко проникают через ее поры, то выравнивание концентраций по обе стороны перегородки осуществляется в результате осмоса — притока воды в раствор, обусловливающего его разбавление. При этом в растворе создается избыток давления,

[5] Полупроницаемая перегородка свободно пропускает молекулы растворителя (например, воды) и задерживает молекулы растворенного вещества (ионы).

которое называется осмотическим ($P_{осм}$). *Осмотическое давление* в равновесной системе подчиняется закономерности, установленной Вант-Гоффом:

$$P_{осм} = iRTC,$$

где $P_{осм}$ — осмотическое давление, МПа; R — газовая постоянная, T — абсолютная температура, °К; C — молярная концентрация раствора, i — коэффициент Вант-Гоффа, близкий к 1.

В некоторых работах формула Вант-Гоффа была применена для глинистых систем, но в несколько иной форме. В отличие от коллоидных растворов, в которых и катионы, и анионы участвуют в образовании активных концентраций раствора, активность глин в нейтральной водной среде обусловлена лишь активной эффективной концентрацией их обменных катионов $C_к^а$ в силу немолекулярных размеров «макроанионов», являющихся зарядами поверхности твердых частиц глины. Если для глин экспериментально определить величину $C_к^а$, то формула будет представлена в виде

$$P_{осм} = RTC_к^а,$$

где $C_к^а$ — активная концентрация поверхностных (обменных) катионов (противоионов ДЭС) в поровом растворе, которая может быть найдена, например, по поверхностной проводимости глин. Осмотическое давление в глинистых грунтах играет существенную роль при их набухании, однако оно не тождественно давлению набухания.

В грунтах осмос проявляется на микро- и на макроуровне. На микроуровне формируется осмотическая вода в пределах ДЭС. Избыток положительного заряда ДЭС способствует торможению анионов и как следствие — всего диффузионного потока, в то время как молекулы воды беспрепятственно диффундируют навстречу ему, пытаясь разбавить «более концентрированный раствор» в пределах ДЭС. Таким образом, внешняя граница ДЭС играет роль полупроницаемой перегородки. С этим и связано формирование осмотической воды в грунтах (см. гл. 4).

На макроуровне причиной осмоса в грунтах является возникновение диффузионного потенциала по направлению диффузии, причем отрицательный заряд скапливается в начале пути диффузии, поэтому поток воды в массиве направлен навстречу потоку диффузии, т.е. к отрицательному заряду.

Скорость осмотического передвижения влаги в дисперсных грунтах можно выразить в форме, аналогичной закону Дарси для фильтрации, используя понятие о коэффициенте осмоса:

$$V_{осм} = K_{осм} \cdot dC/dx,$$

где dC/dx — градиент концентрации; $K_{осм}$ — коэффициент осмоса. Из этого уравнения следует, что $K_{осм}$ определяется скоростью осмотической фильтрации при единичном градиенте концентрации (табл. 11.1).

Наличие осмотического потока представляет собой фильтрационную аномалию, так как осмотический поток в зависимости от направления может ускорять фильтрацию и диффузию или препятствовать им.

До этого речь шла о так называемом нормальном осмосе, когда обычный осмотический поток, вызванный полупроницаемостью пористой среды, направлен навстречу градиенту концентрации. Однако он может менять направление на противоположное. Такой осмос называют аномальным. При-

Таблица 11.1

Коэффициенты осмоса ($K_{осм}\cdot10^{-4}$ см^5/моль·с) мономинеральных глин при их разной пористости

Концентрация $CaCl_2$, %	Монтмориллонитовая глина при пористости		Каолинитовая глина при пористости	
	60,8 %	48,6%	65,1%	51,1%
20	1,05	1,95		0,83
25	1,61	2,40	0,50	2,08
30	2,58	2,80	1,10	2,20
35	1,98	2,50	1,65	2,18

чина его появления заключается в увлечении массовым потоком диффундирующих ионов молекул растворителя за собой — диффундирующие ионы «плывут», окруженные молекулами воды.

Б.В.Рельтов с сотрудниками наблюдал в глинах при перепаде концентрации раствора от 1 до 10% аномальный осмос, а при больших концентрациях (30%-й раствор) — нормальный осмос. Основные экспериментальные выводы И.А.Брилинг и Б.В.Рельтова сводятся к следующему: в более легких глинистых породах осмос имеет обратное направление, т.е. совпадает с направлением диффузии и является аномальным, который возрастает с увеличением среднего радиуса пор. Кроме того, осмотический поток может возникнуть и при наличии неравномерного засоления и небольших градиентов концентраций.

Интенсивность осмотических процессов в дисперсных грунтах зависит от тех же внутренних и внешних (физических) факторов, что и диффузия. В наибольшей степени осмотические процессы в грунтах проявляются при наличии в них развитых ДЭС. В соответствии с этим на величину коэффициента осмоса будут влиять те же факторы, которые влияют на параметры ДЭС: минеральный состав, вид обменных катионов и концентрация порового раствора электролита и т.д. (см. гл.8). Поэтому при прочих одинаковых условиях коэффициент осмоса выше в незасоленных монтмориллонитовых глинах, чем в каолинитовых. Гидрослюдистые глины занимают промежуточное положение. Поскольку увеличение концентрации электролита порового раствора подавляет диффузную часть ДЭС, это приводит к снижению коэффициента осмоса.

Влияние влажности на осмотическую фильтрацию исследовалось Н.П.Затенацкой, установившей, что интенсивность проявления осмотической фильтрации зависит от содержания всех категорий воды в грунтах. Она установила, что чем больше в грунтах влажность, тем выше скорость осмотической фильтрации, и наоборот, с понижением влажности $V_{осм}$ снижается. Согласно А.Н.Галкину (1999), зависимость коэффициента осмоса глинистых грунтов от влажности имеет нелинейный характер с максимумом, близким к влажности свободного набухания (рис. 11.22).

Увеличение $K_{осм}$ с ростом влажности на начальном участке этого графика связано с постепенным ростом толщины водных пленок и ДЭС, степень перекрытия которых при этом также снижается и исчезает при влажности набухания. При этой влажности диффузные слои вокруг частиц полностью развиты и осмос проявляется в полной мере. Причиной же дальнейшего снижения

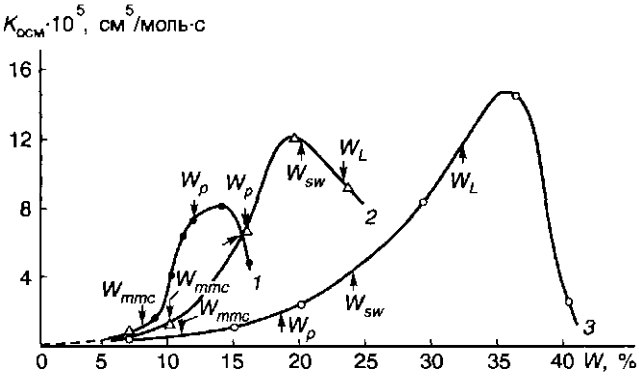


Рис. 11.22. Зависимость коэффициента осмоса глинистых грунтов от их влажности при градиенте концентрации $NaNO_3$, равном 1 моль/см^4 (*по А.Н.Галкину, 1999*):

1 — супесь тяжелая; *2* — суглинок средний; *3* – суглинок тяжелый

$K_{осм}$ является «разбавление» системы и снижение роли ДЭС при более высокой влажности.

Таким образом, осмотические и диффузионные процессы имеют наиболее важное значение в таких грунтах, где подавлены или незначительны другие процессы массопереноса, в частности — фильтрация. В наибольшей мере они проявляются в глинистых грунтах.

11.6. Капиллярные свойства

Капиллярные свойства грунтов связаны с различными капиллярными явлениями, происходящими при наличии поверхностного натяжения поровой жидкости на границе с газом (собственным паром) или другой жидкостью. Они обусловлены искривлением поверхности поровой жидкости при смачивании минеральной поверхности и возникновением капиллярного давления. Наиболее ярко они проявляются в капиллярно-пористых грунтах в виде капиллярного поднятия воды и смачивания. Капиллярные явления в грунтах возникают лишь при наличии капиллярных форм влаги.

Явление *капиллярного поднятия* воды в песках было известно еще жрецам в Древнем Египте. Арабский ученый Аль-Хозени в трактате «О весах мудрости» (1121 г.) описывал капиллярное поднятие воды как необъяснимое чудо. Лишь в 1718 г. Д.Жюрен[6] вывел первый количественный закон, описывающий (но не объясняющий) этот процесс. Он установил, что произведение диаметра капилляра ($d_к$) на высоту капиллярного поднятия жидкости (h_c) является постоянной величиной: $d_к \cdot h_c = \text{const} = 0{,}3$. Лишь в конце XVIII—начале XIX в. капиллярное поднятие объяснили действием сил молекулярного (поверхностного) натяжения жидкости. Позже к этому закону капиллярности добавились формула Т.Юнга (1804) для *краевого угла смачивания* (θ) и закон П.Лапласа (1805) для *капиллярного давления* ($p_{кап}$), равного разности давлений в жидкости с искривленной (p_o) и плоской ($p_{пл}$) поверхностью

$$p_{кап} = p_o - p_{пл} = 2\sigma/R,$$

где σ — поверхностное натяжение жидкости, R — радиус кривизны поверхности жидкости. В конце XIX и XX в. в теорию капиллярности существенный вклад внесли работы Дж.Гиббса (1878), предложившего термодинамическую

[6] **Жюрен Джеймс** (*1684—1750*) — английский врач, физикохимик, секретарь и член Королевского общества, автор трактата по капиллярным явлениям «New experiments of the action of glass tubes on water and quicksilver».

трактовку капиллярных явлений, а также работы П.А.Ребиндера, Б.В.Дерягина, А.Н.Фрумкина, Б.Д.Сумма и др.

Из формулы Лапласа, учитывая, что $r = R\cos\theta$, следует уравнение для подъемной силы мениска (Q) в капилляре

$$Q = 2\sigma \cos\theta / r,$$

где r — радиус капилляра. Приравнивая вес столба жидкости в капилляре ($\rho_w g h_c$) к величине Q, можно получить формулу для высоты капиллярного поднятия (h_c)

$$h_c = 2\sigma \cos\theta / r\rho_w g,$$

где ρ_w — плотность жидкости; g — ускорение свободного падения.

Полученное уравнение применяется к грунтам для ориентировочных расчетов h_c, считая при этом, что радиус r соответствует среднему радиусу пор. Из этого уравнения следует, что высота капиллярного поднятия в грунтах увеличивается с повышением поверхностного натяжения, уменьшением краевого угла смачивания, радиуса пор и плотности поровой жидкости.

Выражая высоту капиллярного поднятия жидкости через капиллярное давление, имеем:

$$h_c = p_{кап}/\rho_w g.$$

Таким образом, высота капиллярного поднятия воды в грунтах прямо пропорциональна капиллярному давлению.

В ходе инженерно-геологических исследований определяют следующие основные показатели капиллярных свойств грунтов: *высоту капиллярного поднятия* (h_c), *скорость капиллярного поднятия* (v_c) и *капиллярное давление* ($p_{кап}$).

За счет капиллярного поднятия воды в грунтах формируется капиллярная кайма, располагающаяся в зоне аэрации выше уровня грунтовых вод (рис.11.23). *Высота капиллярного поднятия* воды (h_c) в грунтах зависит от следующих факторов: химико-минерального состава грунта, его структурно-текстурных особенностей, состава и свойств поровой жидкости, а также внешних факторов.

Влияние химико-минерального состава на h_c проявляется в изменении значений θ, величина которых зависит от смачиваемости того или иного минерала данной жидкостью. По отношению к воде смачиваемость разных минералов оценивается величиной θ, характеризующей их гидрофильность ($\theta \to 0°$) или гидрофобность ($\theta \to 90°$). Полиминеральные грунты обладают комплексным смачиванием, обусловленным гидрофильными (или гидрофобными) свойствами каждого минерала. Гидрофобные пленки на поверхности частиц снижают величину h_c.

Структурно-текстурные особенности грунтов значительно влияют на высоту капиллярного поднятия жидкостей. Это влияние проявляется прежде всего через дисперсность: с увеличением дисперсности грунта величина h_c возрастает, как это следует из формулы Жюрена. Например, в среднезернистых песках h_c составляет 0,15—0,35 м, а в мелкозернистых — 0,35—1,0 м. В супесях h_c возрастает до 1,5 м, в суглинках — до 3—4 м, а в глинах до 6 м (по Б.Н.Мичурину, 1975) или до 8 м (по П.С.Коссовичу, 1911).

Большинство грунтов представляют собой полидисперсные образования, которые в первом приближении можно представить как системы капилляров разного размера (рис. 11.24). В таких системах не все поры-капилляры принимают равное участие в подъеме воды от зеркала грунтовых вод. Так, наиболее

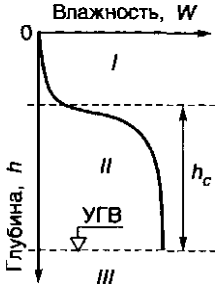


Рис. 11.23. Формирование капиллярной каймы в зоне аэрации:

I — зона прочносвязанной воды; II — зона капиллярной каймы; III — грунтовые воды; УГВ — уровень грунтовых вод

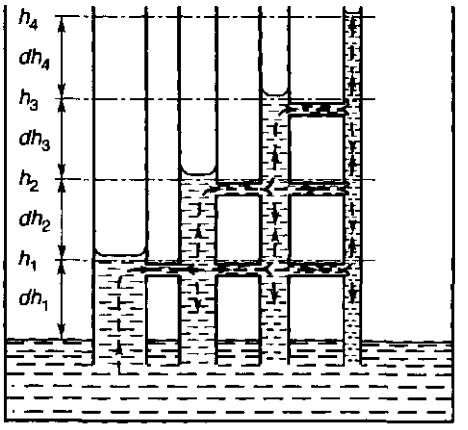


Рис. 11.24. Схема подъема воды в системе взаимосвязанных капилляров (*по И.И.Судницыну, 1979*)

широкие капилляры быстро поднимают воду, но на уровень h_1, выше они исключаются из капиллярного впитывания. Здесь вместо них «включаются» более узкие поры-капилляры, поднимающие воду на уровень h_2, и т.д.

Наряду с дисперсностью на h_c влияет форма и характер пор: капиллярное поднятие осуществляется лишь в открытых (сообщающихся) порах капиллярного размера. Ультрапоры, которые заполнены связанной водой, не участвуют в капиллярном поднятии. Поэтому все факторы, приводящие к формированию в грунте ультрапор (уплотнение, замена многовалентных ионов на одновалентные в тяжелых глинах и т.д.), снижают высоту капиллярного поднятия воды.

Состав поровой жидкости влияет на высоту капиллярного поднятия через плотность жидкости (ρ_w) и ее поверхностное натяжение (σ), как это следует из уравнения для h_c.

Процесс капиллярного поднятия жидкостей в грунтах происходит растянуто во времени. *Скорость* капиллярного поднятия не постоянна: она максимальна в начальный момент времени, а затем постепенно снижается до нуля (рис. 11.25 и 11.26). Замечено, что чем больше начальная скорость поднятия, тем ниже конечная высота капиллярного поднятия жидкости, и наоборот (см. рис.11.26). В песчаных грунтах капиллярное поднятие завершается за несколько часов, а в глинах оно длится месяцами и годами. Согласно П.А.Лстунову (1955), зависимость высоты капиллярного поднятия h_c от времени t описывается уравнением

$$h_c = Kt^n,$$

где K и n — параметры, зависящие от типа грунта.

Капиллярное впитывание жидкостей характерно для любых грунтов (включая скальные), обладающих пустотами, микротрещинами и порами капиллярного размера. Кроме того, установлено, что в поликристаллических грунтах внедрение жидкостей может происходить и по межзеренным границам, если этот процесс сопровождается уменьшением поверхностной энергии (см. гл.7). В этом случае наряду с механизмом капиллярного впитывания существенную роль играет адсорбция жидкости минеральной поверхностью. Например, нефть может проникать в образцы каменной соли, поднимаясь на определенную высоту (рис. 11.27).

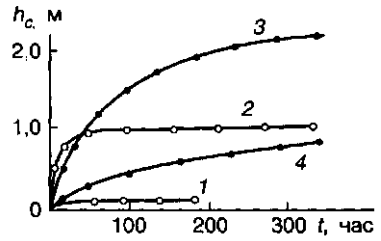


Рис. 11.25. Зависимость высоты капиллярного поднятия от времени для монодисперсных грунтов, состоящих из фракций (*по Б.Н.Мичуршну, 1975*):

1 — 0,3—0,5 мм; *2* — 0,05—0,1 мм; *3* — 0,005—0,01 мм; *4* — больше 0,002 мм

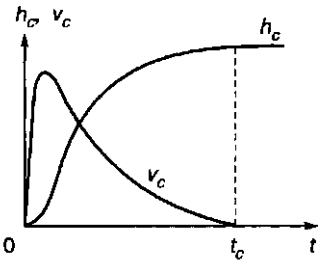


Рис. 11.26. Зависимость высоты (h_c) и скорости (v_c) капиллярного поднятия воды в грунте от времени (t)

Капиллярное давление воды ($p_{кап}$) в грунтах определяется из формулы Лапласа ориентировочно, так как обычно неизвестны реальные радиусы кривизны поверхности жидкости в грунте. Поэтому на практике его замеряют инструментальными методами, например с помощью тензиометров, или рассчитывают по высоте капиллярного поднятия из уравнения: $h_c = p_{кап}/\rho_w g$. Величина капиллярного давления влаги ($p_{кап}$), наряду с адсорбционной ($p_{адс}$) и осмотической ($p_{осм}$) составляющими, является одной из частей общего давления влаги в грунте $P_в$, или расклинивающего давления воды П (h) (см. гл. 4), определяющего его водоудерживающую способность, т.е.

$$P_в = p_{адс} + p_{кап} + p_{осм} + \ldots$$

Капиллярное давление воды в грунтах, согласно уравнению Лапласа, зависит лишь от кривизны поверхности жидкости и ее поверхностного натяжения. В гетеропористых грунтах $p_{кап}$ будет определяться особенностями структуры порового пространства, оно будет больше в самых узких капиллярных порах, а в широких — меньше. Однако, чем меньше поры, тем ниже их влагопроводность. Поэтому при капиллярном впитывании воды сначала быстро заполняются широкие поры, а затем медленно более тонкие.

За счет разности капиллярного давления в разных частях грунта капиллярная влага способна передвигаться в любом направлении. На границах слоев грунтов разной дисперсности (например, крупнозернистого и тонкозернис-

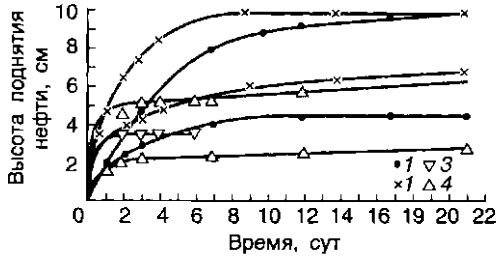


Рис. 11.27. Зависимость высоты поднятия нефти от времени в образцах каменной соли различных литологических групп (показаны максимальные и минимальные значения) (*по В.И.Салохину и др., 2001*):

1 — весьма крупнозернистая; *2* — среднезернистая шпатовая; *3* — мелкозернистая; *4* — среднезернистая перистая

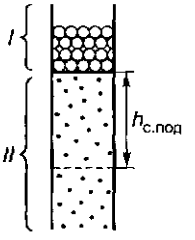


Рис. 11.28. Схема формирования капиллярно-подвешенной влаги на границе крупнозернистого (I) и тонкозернистого (II) песка

того песка) за счет разных величин $p_{кап}$ в них может формироваться «капиллярно-подвешенная» влага (рис. 11.28). Толщина слоя «подвешенной» влаги ($h_{с.под}$) на границе двух слоев песка определяется из выражения:

$$h_{с.под} = h_{с1} - h_{с2},$$

где $h_{с1}$ и $h_{с2}$ — высота капиллярного поднятия воды соответственно в слое тонкозернистого и крупнозернистого песка. Следовательно, максимальная высота слоя «подвешенной» влаги равняется разности высот капиллярного подъема в тонкопористом и крупнопористом грунтах.

11.7. Набухаемость грунтов

Набухаемость — это способность грунтов увеличивать свой объем и развивать давление набухания в процессе их гидратации или взаимодействия с химическими растворами. Формирование типично набухающих глинистых грунтов, согласно Л.В.Передельскому и В.П.Ананьеву, тесно связано с их генезисом и последующими процессами литогенеза.

Набухание наиболее выражено в слабосцементированных переуплотненных глинистых грунтах, формирующихся в условиях засушливого климата и содержащих глинистые минералы с раздвижной кристаллической решеткой (типа монтмориллонита), а также органические вещества. Оно в основном характерно для грунтов с коагуляционными и переходными типами контактов. У всех набухающих грунтов после замачивания наблюдаются уменьшение плотности, переход из твердой и полутвердой консистенции в пластичную, снижение в несколько раз прочностных характеристик.

Исходя из работ Б.В.Дерягина и других авторов о «расклинивающем давлении» тонких слоев жидкости (воды), природу набухания (сжатия) глинистых грунтов можно объяснить на основе учета термодинамических и механических свойств тонких слоев воды, содержащихся в грунтах. Набухание обусловлено капиллярными, осмотическими и адсорбционными процессами поглощения грунтом влаги, среди которых основную роль играют осмотические процессы. Благодаря им при гидратации постепенно увеличивается влажность грунта, возрастает толщина водных пленок вокруг частиц и одновременно растет толщина ДЭС, что приводит к проявлению сил расклинивающего давления между частицами (главным образом за счет ионно-электростатической составляющей), вызывающих разрушение структурных связей между ними, их разъединение и увеличение объема системы в целом. В набухших грунтах преобладают коагуляционные контакты.

Согласно К.Норришу, различают две стадии набухания: внутрикристаллическое и макронабухание. На стадии внутрикристаллического набухания изменения объема грунта не происходит; при этом грунт лишь гидратируется до влажности, близкой к максимальной гигроскопической ($p/p_s = 0{,}9$) с образованием прочносвязанной воды. На стадии макронабухания происходит основное изменение объема и рост пористости системы за счет «осмотического давления», создаваемого избыточной активной концентрацией «отдиссоциированных» с поверхности частиц обменных ионов (катионов) или противоионов ДЭС в условиях низкой (менее 1 н.) концентрации взаимодействующего с грунтом раствора электролита.

Набухание характеризуется следующими основными показателями: относительной деформацией (или степенью) набухания (ε_{sw}); влажностью свободного набухания (w_{sw}) и давлением набухания (p_{sw}). Кинетика процесса набухания характеризуется скоростью набухания (v_{sw}) и периодом набухания (t_{sw}).

Относительная деформация набухания, или степень набухания (ε_{sw}), равна отношению абсолютной деформации образца, свободно набухшего в условиях невозможности бокового расширения (Δh), к первоначальной высоте образца с исходной (природной) влажностью (h_0); измеряется в % или долях единицы:

$$\varepsilon_{sw} = \Delta h / h_0.$$

По этому показателю, согласно ГОСТ 25100-95, к набухающим относят грунты при $\varepsilon_{sw} \geq 0{,}04$.

Влажность свободного набухания (w_{sw}) — это конечная влажность образца, полностью набухшего без возможности бокового расширения и какого-либо внешнего ограничения (без давления на образец); измеряется в %. При набухании грунта под внешним давлением определяется конечная влажность набухшего образца, соответствующая определенному давлению.

Давление набухания (p_{sw}) — это то давление, которое грунт оказывает на внешнее ограничение в процессе своего набухания. Численно оно равно противодавлению, при котором $\varepsilon_{sw} = 0$; измеряется в МПа.

Скорость набухания (v_{sw}) определяется как отношение $\Delta\varepsilon_{sw}/\Delta t$; она является переменной величиной в процессе набухания. При оценке $\Delta\varepsilon_{sw}$ в долях единицы скорость набухания измеряется в $с^{-1}$ или $мин^{-1}$.

Периодом набухания (t_{sw}) называется время, в течение которого завершается процесс набухания образца грунта и скорость становится равной нулю; измеряется в единицах времени.

Согласно СП 11-105-97, грунты подразделяются по величине относительной деформации свободного набухания на ряд категорий (табл. 11.2).

Среди факторов, влияющих на набухание грунтов, выделяют внутренние и внешние. К внутренним факторам относятся: химико-минеральный состав грунта, структурно-текстурные особенности, начальная плотность-влажность, состав и концентрация электролита порового раствора, обменные катионы.

Минеральный состав является одним из важнейших внутренних факторов набухания. Влияние состава глинистых грунтов на процесс набухания связано главным образом с величиной их удельной поверхности, а также количеством и видом обменных ионов, т.е. с величинами их поверхностной и ионной активности. Чем выше удельная поверхность глин и глинистых минералов, больше их емкость обмена и «степень диссоциации» обменных ионов

Таблица 11.2

Подразделение грунтов по набуханию

(по СП 11-105-97)

Категория грунтов	Относительная деформация набухания, ε_{sw}	Давление набухания (нормативное), МПа
Ненабухающие	< 0,04	<0,02
Слабонабухающие	0,04—0,08	0,02—0,09
Средненабухающие	0,08 0,12	0,09 0,17
Сильнонабухающие	>0,12	>0,17

(катионов), тем выше набухаемость таких грунтов. Следовательно, по способности глинистых минералов к набуханию их можно расположить в ряд: монтмориллонитовые > гидрослюдистые > каолинитовые. Так, влажность свободного набухания Na-формы монтмориллонитовой глины составляет около 900—920%, а Ca-формы той же глины — всего 180—190%. При близких величинах удельной поверхности и емкости обмена набухаемость глинистых грунтов определяется валентностью обменных катионов и величиной их радиуса. Для второй стадии набухания характерен ряд ионов по влиянию на набухаемость глин:

$$Li^+ > Na^+ > NH_4^+ > K^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > Al^{3+} > Fe^{3+}.$$

Таким образом, чем ниже валентность катиона и меньше его радиус при одной и той же валентности, тем менее значительно его взаимодействие с поверхностью минерала, больше «диссоциация» и выше «осмотическое» набухание грунта в целом. Роль обменных катионов возрастает при набухании минералов с раздвижной кристаллической решеткой (типа монтмориллонита), обладающих внутрикристаллическим набуханием и большой емкостью обмена.

Структурно-текстурные особенности глин также сильно влияют на набухаемость, прежде всего через дисперсность и характер структурных связей (рис. 11.29). Наибольшая набухаемость характерна для высокодисперсных глин, тогда как супесям и легким суглинкам набухаемость вообще не присуща. Набухаемость растет с увеличением содержания в грунте частиц глинистой и коллоидной фракции.

Прочные структурные связи между частицами препятствуют набуханию глинистых грунтов. Поэтому среди глин природного сложения наиболее сильно набухают грунты с коагуляционными и переходными контактами, а менее сильно — с фазовыми. Литифицированные глины с фазовыми контактами — аргиллиты, глинистые мергели и другие вообще теряют способность набухать в естественном сложении. Однако в нарушенном сложении такие грунты также способны проявлять некоторую набухаемость. Нарушение природных структурных связей приводит, как правило, к увеличению набухаемости глинистых грунтов (при той же плотности образца). Свойство глин изменять свою набухаемость при нарушении ее сложения по сравнению с естественным состоянием характеризует, по мнению И.Х.Шмертмана, чувствительность к набуханию, обусловленную обратимостью или, наоборот, прочностью и во-

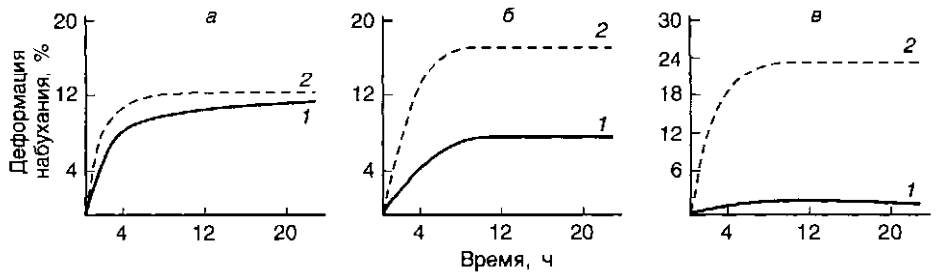


Рис. 11.29. Влияние структурных связей на набухание глинистых грунтов в природном (*1*) и нарушенном (*2*) сложении (*по В.И.Осипову, 1979*):

а — с коагуляционными контактами; *б* — с переходными; *в* — с фазовыми контактами

достойкостью структурных связей. Наибольшей чувствительностью к набуханию обладают породы с водостойкими цементационными связями, содержащие минералы типа монтмориллонита (в особенности в Na-форме), имеющие наибольшие величины набухания в нарушенном сложении (см. рис. 11.29).

Способность глинистых грунтов дополнительно набухать при определенных условиях проявляется не только при нарушении их структурных связей, но и при взаимодействии с водой и разбавленными растворами электролитов малоувлажненных, а также сильноуплотненных пород. Чем ниже влажность потенциально набухающего грунта, тем больше проявляется процесс поглощения им влаги и рост его набухаемости. Интересно отметить, что в среднем природные глинистые грунты набухают до влажности (w_{sw}), меньшей, чем влажность их предела текучести (w_L). Так, по Е.А.Сорочану, для них $w_{sw} = (0{,}60—0{,}75)w_L$, тогда как в нарушенном сложении $w_{sw} \geq w_L$. Эффект «недонабухаемости» сказывается и в случае переуплотненных пород: такие породы, по Н.Я.Денисову, более склонны к набуханию. Д.С.Горячева установила, что для глинистых грунтов нарушенного сложения деформация набухания пропорциональна их исходной объемной массе.

Глинистые грунты слоистой текстуры обладают ярко выраженной анизотропией набухания и, по мнению Ж.Е.Рогаткиной, наиболее отчетливо это свойство проявляется при набухании сланцеватых глин. При этом наибольшее набухание таких глин происходит по направлению, перпендикулярному к слоистости. Однако в глинах с хаотическим распределением структурных элементов (массивной текстурой) набухаемость ниже, чем с ориентированным расположением частиц.

Большое значение для прогноза набухаемости глинистых грунтов при изменении гидрохимических условий имеет состав и концентрация растворов электролитов. Роль этого фактора, согласно Р.И.Злочевской (1972), следует рассматривать с точки зрения влияния раствора электролита на степень диссоциации обменных ионов вблизи поверхности твердых частиц, обеспечивающих «осмотический» процесс гидратации грунта. В общем случае увеличение концент-

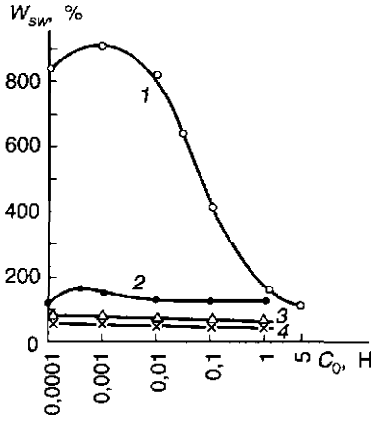


Рис. 11.30. Зависимость влажности свободного набухания (w_{sw}) катионзамещенных форм глин нарушенного сложения от концентрации электролита порового раствора (C_0) (*по Р.И.Злочевской и В.А.Королёву, 1985*):

1 — Na-монтмориллонит; *2* — Ca-монтмориллонит; *3* — Na-каолинит; *4* — Ca-каолинит

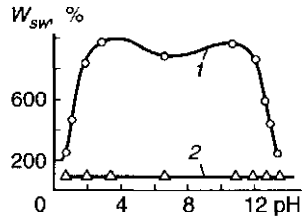


Рис. 11.31. Зависимость влажности свободного набухания Na-форм монтмориллонитовой (*1*) и каолинитовой (*2*) глин от pH порового раствора (*по Р.И.Злочевской, В.А.Королеву, 1985*)

рации раствора электролита подавляет процесс набухания глинистых грунтов (рис. 11.30). Однако при замещении двух- и трехвалентных (а также H^+) катионов грунта на одновалентные катионы малого радиуса (Na^+, Li^+) из контактирующего раствора набухаемость грунта при этом увеличивается, и даже с ростом концентрации раствора вплоть до 0,1 н.

Поглощение воды глинистым грунтом при набухании происходит как за счет капиллярного впитывания, так и за счет осмотического. Роль и доля последнего существенно зависит от концентрации электролита порового раствора, точнее — от соотношения концентрации электролита внутри пор глины (C_v) и во внешнем растворе (C_0), в котором набухает глина. Осмотическое впитывание воды возможно лишь при $C_v > C_0$. Поэтому, чем выше концентрация активных обменных катионов в глине, тем больше осмотическое впитывание воды. В наибольшей степени концентрация влияет на набухаемость высокодисперсных монтмориллонитовых глин, и в меньшей мере каолинитовых. Из рис.11.30 видно, что максимум набухаемости для Na-форм монтмориллонитовых глин отмечается при определенной низкой концентрации (0,001—0,005 н.). Причиной этого могут быть специфическая адсорбция анионов глиной (по Т.Лэмбу) и частичная замена поглощенных глиной H^+ на катионы из раствора в области низких концентраций и воды. В целом же, при концентрации выше 0,005 н. дальнейшее ее увеличение приводит к подавлению и закономерному снижению набухаемости глин.

Глинистые грунты способны набухать в растворах кислот и щелочей. Зависимость влажности свободного набухания глин от pH раствора показана на рис. 11.31, из которого следует, что и в кислой, и в щелочной областях выявляются максимумы набухания, близкие к 0,001 н., соответствующие pH=3 (для HCl) и pH =11 (для NaOH). В растворах кислот и щелочей низких концентраций (до 1 н.) в диапазоне pH=0,5—3 для кислой и pH=11—13,8 для щелочной области набухаемость глин аналогична таковой для нейтральных растворов тех же концентраций и определяется количеством активных обменных катионов в приповерхностном слое глины. При этом увеличение емкости обмена по катионам (в щелочной области) и анионам (в кислой) практически не влияет на процесс набухания глин. При больших же концентрациях растворов кислот и щелочей (свыше 1 н.) происходит разрушение алюмосиликатных соединений глинистых минералов, и их набухаемость в этом случае связана с появлением химических новообразований.

Увеличение диэлектрической постоянной поровой жидкости набухающего грунта (согласно Е.А.Сорочану) способствует росту набухания глинистых грунтов.

Развитие набухания во времени зависит от рассмотренных выше факторов. Установлено, что начальная скорость набухания (в первые два часа) выше у менее дисперсных глин (гидрослюдистых, каолинитовых), но затем она падает и становится меньше скорости набухания более дисперсных глин (монтмориллонитовых). В соответствии с этим период набухания более дисперсных глин выше, чем менее дисперсных. Кинетика набухания зависит и от начальной влажности глинистых грунтов. Н.Я.Хархута и Ю.М.Васильев установили, что в начальный период (до 1—5 часов) быстрее набухают более влажные глины, но затем скорость их набухания падает и становится меньше скорости набухания менее влажных глин (рис. 11.32). Таким образом, увеличение влажности влияет на кинетику набухания так же, как и снижение дисперсности.

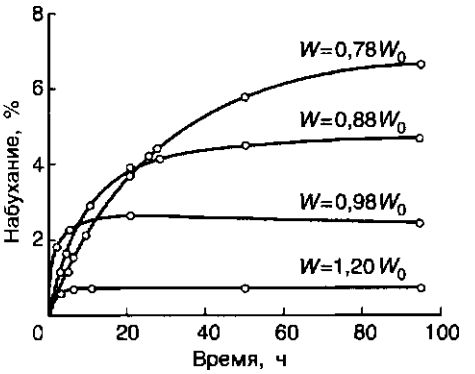


Рис. 11.32. Кинетика набухания глинистого грунта при различной исходной влажности, W_0 — оптимальная влажность равна 18% (*по Н.Я.Хархуте и Ю.М.Васильеву, 1964*)

На характер и величину набухания глинистых грунтов оказывает влияние их начальная плотность (пористость) и влажность, а точнее — исходное соотношение компонент грунта. Анализ влияния этих факторов удобно проводить с помощью диаграмм компонентного состава грунта, отражающих соотношение твердой, жидкой и газовой компонент (рис. 11.33).

Как видно из рис. 11.33, глинистые грунты, находящиеся в рыхлом нарушенном сложении и имеющие высокую начальную пористость (70—85%) и низкую влажность (воздушно-сухой порошок), при взаимодействии с водой не набухают, а, наоборот, уплотняются за счет гидратации и проявления сил капиллярной связности, «стягивающих» частицы и агрегаты друг с другом. Глина при исходной пористости около 60% практически не набухает и не меняет свою пористость в процессе гидратации. Но в плотном сложении (при n = 50%) эта же глина проявляет существенное набухание, особенно в диапазоне влажности от w_p до w_L.

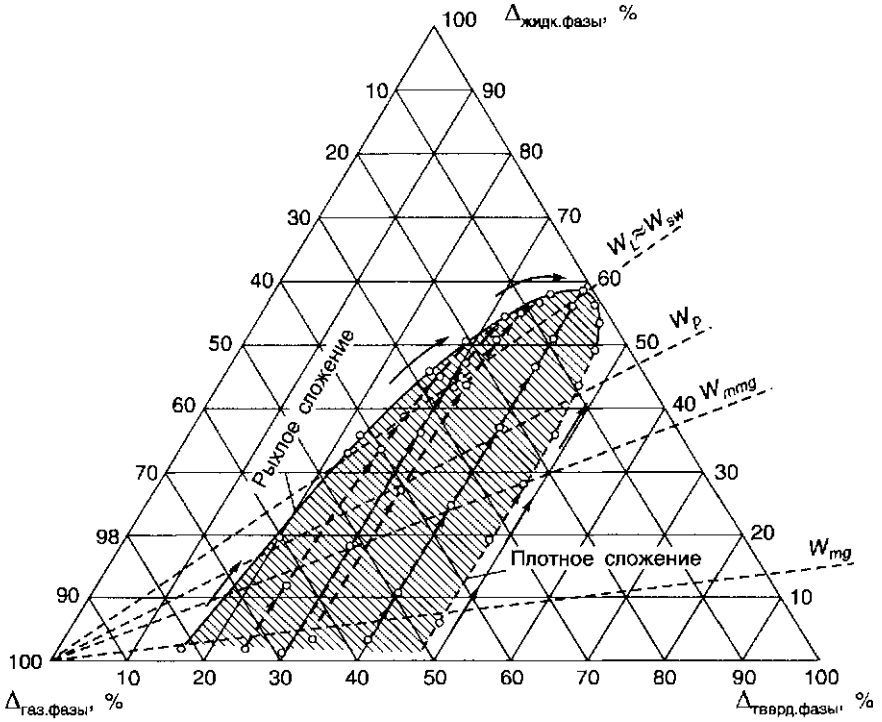


Рис. 11.33. Изменение компонентного состава каолинитовой глины при ее набухании в зависимости от исходного нарушенного сложения (пористости) (*по В.А.Королеву, 1990*)

Такое поведение при гидратации характерно для глин каолинитового и частично иллитового состава с невысокой дисперсностью и гидрофильностью. Для высокодисперсных монтмориллонитовых глин отмечается набухание при любой их исходной плотности (пористости) (рис. 11.34).

К внешним факторам набухаемости грунтов относятся внешнее (ограничивающее) давление и температура. Как следует из теории «расклинивающего давления» и экспериментальных данных, «осмотическое» набухание в глинистых грунтах можно ограничить или совершенно предотвратить с помощью приложения внешнего давления (P), которое численно будет равно *давлению набухания* грунта (p_{sw}). Относительная величина набухания глинистых грунтов изменяется в зависимости от давления (P) по экспоненциальному закону, причем наиболее резкое уменьшение ее происходит при давлении до 0,2 МПа. В основном закономерности величин набухаемости глинистых грунтов, находящихся под нагрузкой, зависят от тех же факторов, что и свободное набухание. Для прогноза поведения набухающих грунтов под давлением иногда используется отношение ε_{sw} при свободном набухании к величине K — показателю экспоненты зависимости $\varepsilon_{sw} = f(P)$ в интервале 0—0,2 МПа (по методике Г.А.Заговоры).

Величины давления набухания в глинистых грунтах в среднем изменяются от 0 до 1,5 МПа и характеризуются в основном «осмотическим» давлением в поровом растворе активных обменных катионов ДЭС при концентрации ра-

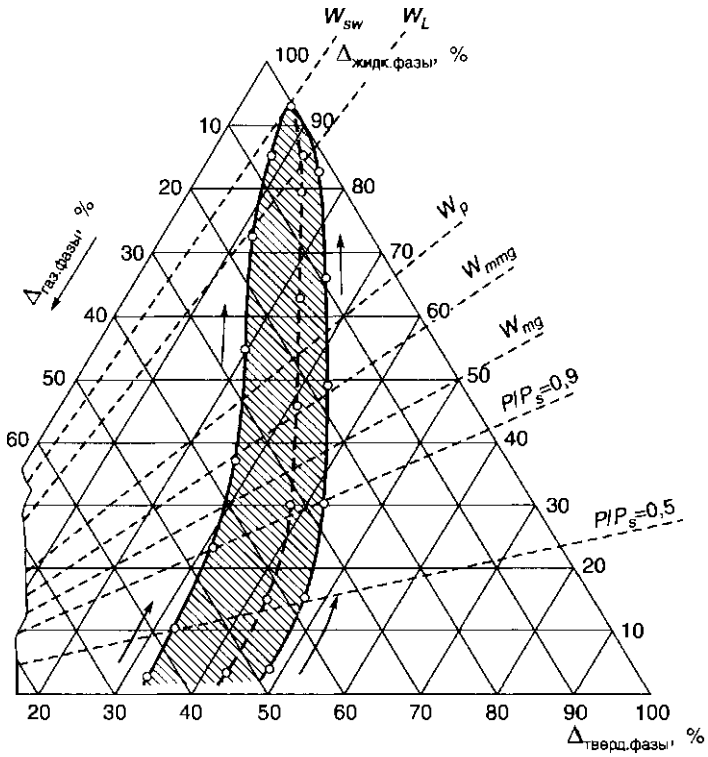


Рис. 11.34. Изменение компонентного состава Na-монтмориллонитовой глины при ее набухании в зависимости от исходного сложения (пористости) (*по В.А.Королеву, 1990*)

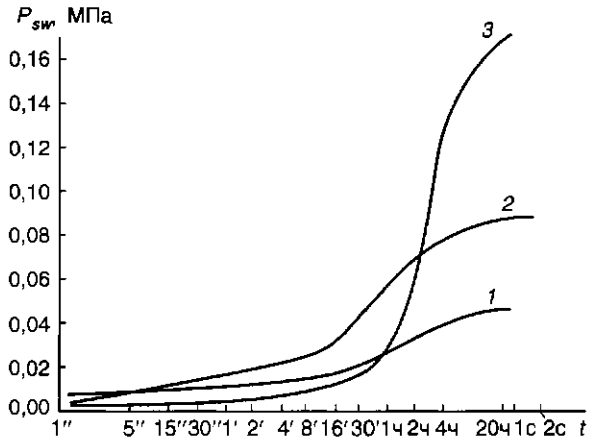


Рис. 11.35. Развитие давления набухания (p_{sw}) во времени (t) при набухании озерной (*1*), моренной (*2*) и озерно-ледниковой (*3*) глин (*по А.И.Вайтекунене и др., 1980*)

створа электролита меньше 0,1 н. При этом экспериментальная зависимость количества активных обменных катионов ($E_к^a$) от w_{sw} при определенных давлениях (как и при свободном набухании) является прямолинейной ($w_{sw} = KE_к^a$), и для различных P (эквивалентных $P_{осм}$) характеризуется семейством прямых, угол наклона которых зависит от P и, видимо, от температуры, так как $K = RT/P_{осм}$.

В процессе набухания величина давления набухания в глинах нелинейно возрастает во времени, постепенно достигая постоянного значения (рис.11.35). Скорость этого процесса определяется рассмотренными выше физико-химическими особенностями набухающих грунтов.

Кроме того, имеет значение цикличность приложения и снятия нагрузки при набухании глинистых грунтов, так как при этом после снятия нагрузки первоначальная набухаемость грунта полностью не восстанавливается — имеет место гистерезис «компрессии—декомпрессии», уменьшающийся с ростом циклов нагрузки и разгрузки грунта; при многократном повторении этих циклов петли гистерезиса практически сливаются. Это явление связано с доуплотнением грунта под давлением, разрушением более крупных пор и достижением более плотного сложения образца, когда частицы начинают контактировать через тонкие пленки воды, обладающие особыми структурно-пластическими свойствами. Наличие остаточного гистерезиса «набухание—компрессия» при одной и той же нагрузке Л.И.Кульчицкий и О.Г.Усьяров связывают именно со свойствами граничных слоев жидкости, обусловливающих третью, структурную составляющую «расклинивающего давления».

Неполное заполнение водой крупных (более 0,1 мкм) капилляров (а при высокой концентрации раствора электролита и мелких капилляров) не приводит к увеличению объема грунта в целом. Наоборот, капиллярные силы способствуют сокращению объема грунта вследствие сжимающего грунт капиллярного давления ($p_{кап}$). Поскольку при неполном заполнении пор «осмотически» поглощенная влага, размещающаяся в капиллярах, также подвергается действию менисковых сил, то возможна конкуренция этих двух противоположно направленных сил при водопоглощении глинистых грунтов. Следовательно, приращение объема при набухании глинистых грунтов зависит от сочетания адсорбционных, «осмотических» и капиллярных сил.

«Осмотическое» давление при набухании глин *не совпадает* полностью с давлением набухания. Исследования показывают, что давление набухания (p_{sw}) равно разности «осмотического» давления ($p_{осм}$) и капиллярно-сорбционного давления влаги ($p_в$), возникающего как следствие действия адсорбционных и капиллярных сил

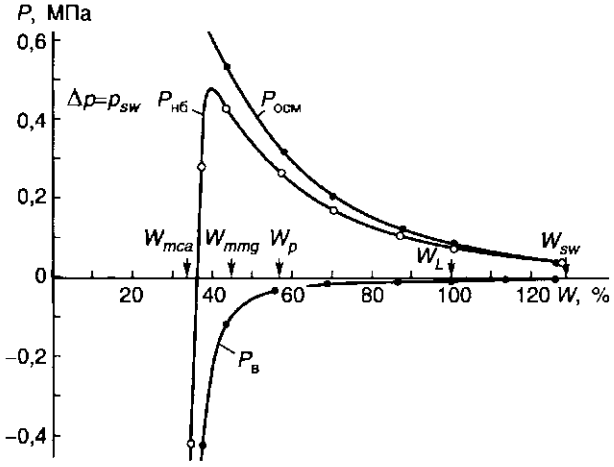


Рис. 11.36. Соотношение осмотического давления ($p_{осм}$), капиллярно-сорбционного давления ($p_п$) и давления набухания (p_{sw}) в Na-монтмориллонитовой глине при разной влажности (*по В.А.Королеву, 1990*)

$$p_{sw} = p_{осм} - p_в.$$

Проверка этого соотношения в глинах разного состава подтвердила его справедливость (рис. 11.36). Как видно из рисунка, монтмориллонитовые глины способны проявлять давление набухания при минимальной влажности в интервале от максимально адсорбированной (w_{mca}) до влажности максимальной молекулярной влагоемкости (w_{mmc}).

Роль температуры при набухании глинистых грунтов изучена недостаточно, однако имеющиеся экспериментальные данные показывают, что повышение температуры приводит к росту набухаемости глинистых грунтов, как и величин ζ-потенциала (рис.11.37). При этом повышение температуры не только влияет на конечные параметры набухания, но и существенно ускоряет сам процесс набухания. В соответствии с этим при нагревании сокращается период набухания глин (t_{sw}).

Многими авторами (К.Е.Рогаткиной, А.М.Монюшко, А.И.Вайтекунене, С.А.Лапицким и др.) отмечается рост деформации и влажности набухания глинистых грунтов при процессах периодического набухания — высушивания — набухания образцов, причем набухаемость (усадка) их увеличивается от цикла к циклу, что связывается с нарушением исходной структуры образцов при высушивании (рис. 11.38). Однако имеются и противоположные данные, полученные Л.В.Передельским и В.П.Ананьевым, указывающие на уменьшение набухаемости породы при циклическом увлажнении и высушивании, поскольку на процессы нарушения исходных структурных связей могут накладываться необратимые изменения солевого и минерального состава, воздействие внешней среды и др.

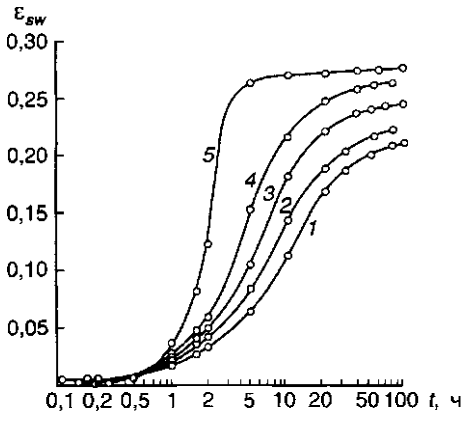


Рис. 11.37. Кинетика набухания полиминеральной (сарматской) глины при различной положительной температуре (*по В.А.Королеву, 1982*):
1 – 1°С; *2* – 4°; *3* – 10°; *4* – 22°; *5* – 35°С

Таким образом, набухание глинистых грунтов является сложным физико-химическим процессом, теоретическая обоснованность которого даст возможность направленно регулировать это свойство и бороться с отрицательными его последствиями при строительстве сооружений. Оно обязательно учитывается при проек-

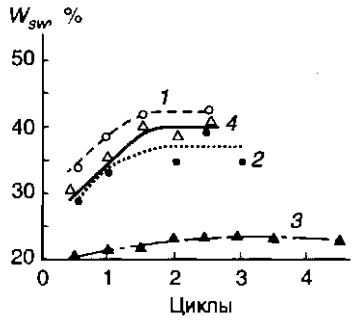


Рис. 11.38. Зависимость влажности свободного набухания от числа циклов увлажнения-высушивания суглинков (*по А.И.Вайтекунене и др., 1980*):

1 — озерно-ледникового; *2* — озерного; *3* — моренного; *4* — покровного

тировании промышленных и гражданских сооружений, при строительстве дорог, при проходке буровых скважин и др.

11.8. Усадочность грунтов

Усадочностью грунтов называется их способность уменьшать свой объем в процессе дегидратации (обезвоживания). Это свойство наиболее характерно для дисперсных грунтов с коагуляционными структурными связями — глин, илов, торфов и др.

Причинами уменьшения объема грунтов при их обезвоживании является уменьшение толщины водных пленок вокруг частиц, постепенное сближение частиц и преобразование при этом коагуляционных контактов в точечные (переходные). За счет этого объем грунта и его пористость постепенно уменьшаются.

Усадочность грунтов характеризуют следующими показателями: относительной линейной усадкой (ε_{sh}); относительной объемной усадкой (b_{sh}), влажностью на пределе усадки (w_{sh}); коэффициентом усадки (β_{sh}).

Относительной линейной усадкой (ε_{sh}) называется отношение абсолютной линейной деформации усадки образца (Δh) по высоте к его начальной высоте (h_o): $\varepsilon_{sh} = \Delta h/h_o$, либо то же отношение по любому иному линейному размеру образца; измеряется в % или в долях единицы.

Относительной объемной усадкой (b_{sh}) называется отношение абсолютной объемной деформации усадки образца (ΔV) к его начальному объему (V_o): $\varepsilon_{sh}=\Delta V/V_o$; измеряется в % или в долях единицы.

Влажностью на пределе усадки (w_{sh}) называется такая влажность грунта, ниже которой усадки грунта не происходит; измеряется в % или в долях единицы.

Коэффициентом усадки (β_{sh}) называется параметр, рассчитываемый по формуле

$$\beta_{sh} = b_{sh}/(\Delta w - b_{sh}\, w_o),$$

где Δw — диапазон изменения влажности образца в процессе усадки; w_o — начальная влажность грунта. Этот показатель характеризует изменение объема грунта при уменьшении его влажности на 1%. Поэтому его величина обратна значениям линейной и объемной усадки, т.е. минимальные значения β_{sh} будут у грунтов с максимальной линейной или объемной усадкой, и наоборот.

Формирование усадки грунта по мере его обезвоживания во времени является стадийным процессом. Выделяется пять стадий усадки, отличающихся друг от друга как интенсивностью усадки, так и степенью и характером обезвоживания грунтов (рис. 11.39).

Так, в самый ранний момент дегидратации грунтов при их полном водонасыщении происходит потеря свободной воды при осушении крупных пор,

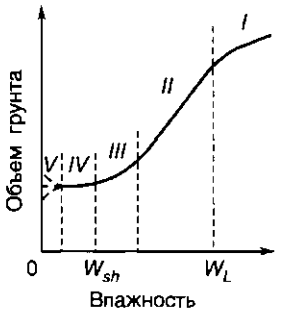


Рис. 11.39. Стадии усадки грунтов:
I — структурной усадки; II — нормальной (линейной) усадки; III — нелинейной усадки; IV — безусадочная; V — остаточная

но объемная усадка на этой стадии, называемой структурной, невелика и наблюдается, как правило, у большинства грунтов (рис. 11.39, участок 1).

При последующем обезвоживании грунта — стадия нормальной или линейной усадки (рис.11.39, участок II) — происходит пропорциональное и значительное изменение влажности и объема грунта в результате испарения оставшейся части свободной воды (как текучей, так и иммобилизованной), а также большей части воды переходного энергетического состояния («осмотической»). Поскольку суммарное количество этих категорий воды в грунтах составляет наибольшую ее часть, то и объемные деформации на этой стадии достигают наибольших значений.

В момент возникновения непосредственного контакта между частицами грунта, что соответствует нелинейной стадии (рис. 11.39, участок III), приращение его объема начинает заметно отличаться от изменения водосодержания, которое определяется потерей оставшейся части «осмотической» воды вместе с водой относительно крупных (диаметром 0,1—1 мм) капилляров. На этой стадии деформации грунта уже не так велики, а процесс дегидратации переходит в безусадочную стадию (рис. 11.39, участок IV), когда на фоне продолжающейся потери капиллярной воды тонких микрокапилляров (диаметр меньше 0,1 мм) и воды полимолекулярной адсорбции дальнейшего уменьшения объема грунта не происходит из-за непосредственного взаимодействия друг с другом всех твердых частиц.

Последующая дегидратация иногда приводит к появлению стадии «сухого» набухания (рис. 11.39, участок V), характеризующейся частичным увеличением объема грунтов из-за снятия капиллярного «поджатия», а иногда эта стадия может и отсутствовать. Это так называемая стадия остаточной усадки, особенности которой во многом зависят от развития трещин и остаточных усадочных напряжений. Необходимо подчеркнуть, что многообразие природных факторов, влияющих на кинетику усадки глинистых грунтов, столь велико, что иногда одни из описанных стадий проявляются особенно отчетливо, а другие могут отсутствовать, но общая закономерность всегда сохраняется.

Среди факторов, влияющих на усадку грунтов, выделяют внутренние и внешние. К внутренним относятся: химико-минеральный состав грунта, структурно-текстурные особенности, начальная плотность-влажность, состав и концентрация электролита порового раствора, обменные катионы.

Влияние глинистых минералов на усадку проявляется через их гидрофильность, которая, в свою очередь, определяется кристаллохимическими особенностями: степенью совершенства кристаллических решеток, формой первичных частиц и микроагрегатов, наличием или отсутствием изоморфных замещений, степенью дисперсности и др. При этом, как правило, большую усадку имеют грунты с минералами, кристаллы которых обладают удлиненным или волокнистым габитусом, склонные к образованию более плотной упаковки при дегидратации грунта. Так, галлуазит, представленный кристаллами трубчатой формы, обусловливает большую усадку, чем каолинит с кри-

сталлами пластинчатой формы. Однако величина усадки глинистых грунтов, сложенных минералами с одинаковой формой кристаллов, может сильно различаться в зависимости от степени совершенства их кристаллических решеток. Чем более они совершенны и чем меньше в них изоморфных замещений, тем меньше величина усадки. Как показали исследования Л.В.Передельского и В.П.Ананьева, пластичная глина, содержащая каолинит с несовершенной структурой, характеризуется усадкой 8—10%, а глина, состоящая из минералов каолинита совершенной структуры, — 3—5%.

Влияние кристаллохимических особенностей минералов на усадку глин проявляется также в изменении их дисперсности. Заметная усадка наблюдается лишь у фракций, соответствующих глинистым частицам. Увеличение усадки при возрастании степени дисперсности грунта объясняется как ростом общей поверхности глинистых частиц, так и менее совершенной структурой мелких фракций кристаллов. В данном случае весьма велико влияние коллоидов. По результатам исследований А.А.Васильева, между содержанием коллоидов в грунте и их объемной усадкой существует прямолинейная зависимость (рис.11.40).

Одним из основных факторов, определяющих наиболее общие черты деформационного поведения глинистых грунтов, является характер их структурных связей. Грунты, обладающие малопрочными и обратимыми коагуляционными связями, проявляют и большую склонность к усадке, в то время как грунты с кристаллизационными связями — наименьшую, а грунты с коагуляционно-кристаллизационными связями занимают в этом ряду промежуточное положение. Нарушение природных связей, как правило, приводит к интенсификации процессов набухания—усадки. На эти процессы в глинистых грунтах влияет также их текстура. Грунты с относительно параллельной ориентировкой глинистых частиц проявляют большую склонность к усадке при дегидратации, чем грунты с разупорядоченной ориентировкой частиц. Причем деформация в направлении, перпендикулярном к относительной ориентации частиц, больше, чем в направлении, параллельном ей. Анизотропию усадки можно объяснить тем, что грунты с ориентированной текстурой содержат большое количество пор малого диаметра, обусловливающих значительное проявление капиллярных сил. Как показали исследования С.А.Лапицкого, в процессе усадки текстура грунтов под действием возникающих напряжений изменяется, первичные частицы и микроагрегаты стремятся к переориентации и упорядочению. При этом величина переориентации, равно как и абсолютное значение усадки, определяется величиной начальной влажности грунтов.

В процессе усадки в грунте возникают различные напряжения, действующие на контактах частиц. Вследствие неравномерности их действия в грунте возникают трещины, называемые **трещинами усадки**. Обычно неравномерные напряжения в грунте возникают там, где проявляются наибольшие градиенты испарения влаги, т.е. вблизи свободной поверхности грунта. Поэтому трещины

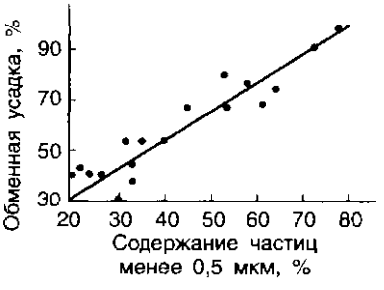


Рис.11.40. Зависимость объемной усадки глинистых грунтов от содержания частиц менее 5 мкм (*по А.А.Васильеву*)

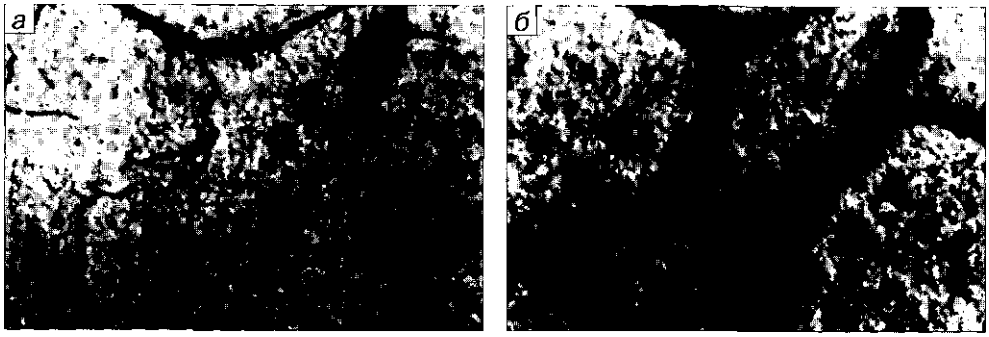


Рис. 11.41. Развитие трещин усадки в глинистом грунте после одного (*а*) и трех (*б*) циклов увлажнения-высушивания (*по М.Н.Гольдштейну, 1973*)

усадки формируются в основном с поверхности, а затем продвигаются в глубь образца (рис.11.41). При увеличении числа циклов увлажнения—высушивания ширина раскрытия трещин увеличивается.

Типичным примером широкого развития в природе различных трещин усадки являются такыры[7] — глинистые днища пересыхающих озер в пустынных или полупустынных регионах. Во влажное время такыры покрыты тонким слоем воды, которая, пересыхая, обнажает слой глинистого ила. При высыхании ил дает сильную усадку, образуя корку, разбитую сетью полигональных трещин разной формы и размеров от нескольких метров до десятков километров в зависимости от состава отложений, засоленности и т.д. Трещины усадки являются также фактором, нарушающим экранирующие свойства искусственных глинистых экранов.

Усадка грунтов зависит от исходного соотношения твердой, жидкой и газовой компонент грунта. В процессе усадки соотношение этих компонент закономерно меняется (рис.11.42). Так, усадка на первой и первой—второй стадиях проходит при отсутствии газа в порах грунта, т.е. при его полном водонасыщении ($S_r = 1$) и осуществляется за счет изменения соотношения объемов твердой и жидкой компонент.

Третья стадия развивается при увеличении содержания в порах газа и закономерном уменьшении S_r вплоть до момента достижения влажности предела усадки (см. рис. 11.42). Четвертая стадия проходит при неизменной пористости грунта за счет изменения соотношения газовой и жидкой компонент. На стадии остаточной усадки изменение соотношения компонент может быть различным.

Усадка грунтов может возникать не только при сушке, но при любом механизме их обезвоживания. Например, под действием осмотического обезвоживания грунта может возникать так называемая концентрационная усадка. Условием ее возникновения является соотношение концентрации электролита в порах грунта (C_v) и во внешнем растворе, контактирующем с грунтом (C). При $C_v < C$, т.е. когда осмотический поток направлен из грунта во внешний раствор, возможна концентрационная усадка грунта.

Аналогично усадка может возникать при электроосмотическом, термоосмотическом, фильтрационном или ином обезвоживании грунта.

[7] Такыр с тюркского — гладкий, ровный, голый.

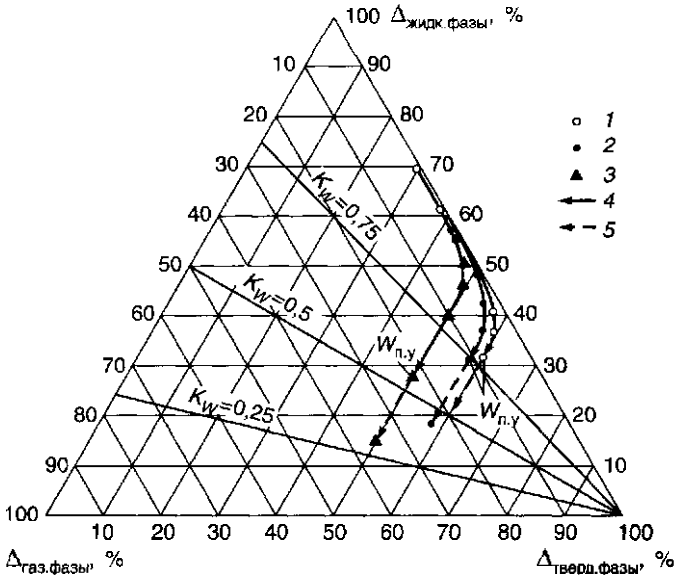


Рис. 11.42. Изменение компонентного состава при усадке глин (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — монтмориллонитовой; *2* — гидрослюдистой; *3* — каолинитовой; *4* — стадия нормальной усадки; *5* — остаточная усадка

Усадка зависит от общего содержания солей в грунте. Значительной усадкой могут обладать как засоленные (например, морские илы), так и не засоленные (пресноводные илы) грунты. Однако наличие в порах солей, кристаллизующихся по мере высушивания грунта, сильно влияет на процесс усадки на третьей стадии и на величину влажности предела усадки. Образующиеся за счет солей, выпадающих из порового раствора, фазовые контакты могут препятствовать усадке грунта и влиять на развитие усадочных напряжений.

Усадка высокодисперсных глинистых грунтов зависит от состава обменных катионов. Поскольку последние влияют на дисперсность и агрегированность грунта, то при прочих одинаковых условиях глинистые грунты с одновалентными катионами потенциально дают большую усадку, чем при наличии многовалентных катионов в обменном комплексе.

К внешним факторам усадочности грунтов относятся цикличность усадки—набухания, внешнее (ограничивающее) давление, температура (режим сушки), внешние поля, включая техногенные и др.

У грунтов природного сложения на усадку влияет цикличность увлажнения—высушивания. Циклический характер увлажнения—обезвоживания, часто встречаемый в природе, приводит к резкому увеличению усадки грунтов (рис.11.43). Причем наибольшего относительного значения она достигает при первых двух циклах, а при последующих постепенно падает. При циклическом увлажнении—высушивании происходит значительная дезинтеграция грунтов, сопровождающаяся потерей структурной прочности и развитием усадочного трещинообразования, указывающего на необратимость процессов усадки глинистых грунтов. Однако, по данным Л.В.Передельского и В.П.Ананьева, существуют грунты, на которые этот процесс существенно не влияет.

При циклическом набухании—усадке грунтов происходит сложное изменение соотношения твердой, жидкой и газовой компонент грунта (рис.11.44). Если исходный грунт находится в рыхлом сложении, то многократное набухание—усадка приводит к его уплотнению. Если же исходный грунт находится в плотном сложении, то циклическое набухание—усадка, наоборот, приводят к его разуплотнению.

Воздействие различных внешних полей (температурного, ультразвукового, магнитного), исследованное в последнее время, приводит к изменению

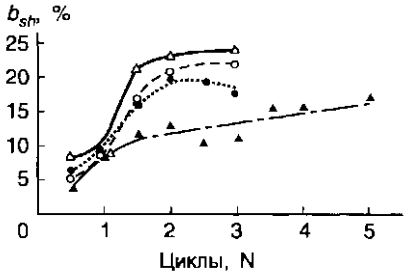


Рис. 11.43. Зависимость объемной усадки (b_{sh}) от числа циклов увлажнения—высушивания суглинков (*по А.И.Вайтекунене и др., 1980*):

1 — озерно-ледникового; *2* — озерного; *3* — моренного; *4* — покровного

величины усадки. Так, увеличение температуры сушки приводит к возрастанию относительной усадки, что объясняется А.Р.Горловой развитием значительных усадочных напряжений. При увеличении температуры сушки возрастает скорость развития деформаций усадки (рис.11.45).

Наложение ультразвукового поля на иссушаемый грунт приводит к ускорению процесса сушки из-за роста кинетической энергии молекул воды при ультразвуковом воздействии. Следует особо отметить влияние магнитного поля на усадку грунтов. С.А.Лапицким установлено, что воздействие постоянного магнитного поля с напряженностью, в несколько раз превышающей геомагнитное поле Земли, приводит к увеличению деформации усадки по сравнению с усадкой в обычных условиях. Причем это увеличение идет не за счет внутрикристаллических изменений, а определяется лишь степенью упорядоченности начальной текстуры грунта.

Воздействие внешнего давления на грунт при его усадке является фактором, увеличивающим параметры усадки (рис. 11.46). Передаваемое на частицы внешнее давление способствует более тесному сближению частиц при усадке грунта и в итоге приводит к росту усадки.

При этом, однако, следует учитывать сложный характер изменения компонентного состава усаживающихся грунтов, находящихся под нагрузкой или уплотненных разными нагрузками (рис.11.47). Исследования показывают, что с увеличением нагрузки влажность предела усадки грунта достигается при большей величине его степени влажности (S_r).

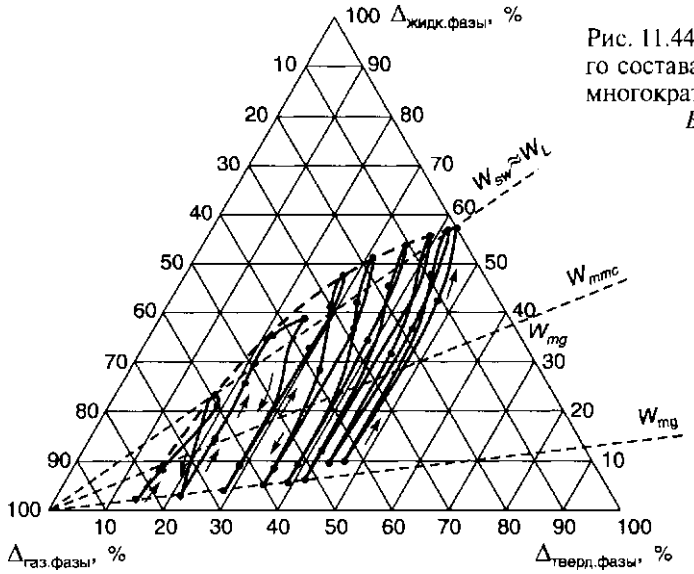


Рис. 11.44. Изменение компонентного состава каолинитовой глины при многократной усадке—набухании (*по В.А.Королеву, 1990*)

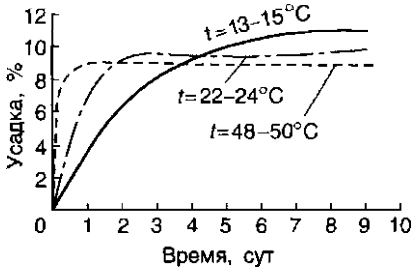


Рис. 11.45. Кинетика усадки озерно-аллювиальных глин при различных режимах сушки (*по Л.В.Передельскому и В.П.Ананьеву*)

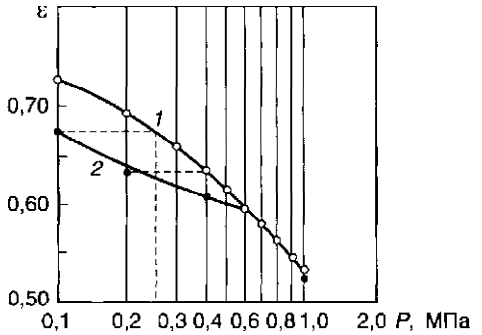


Рис. 11.46. Зависимость коэффициента пористости озерного суглинка от давления при его компрессии (*1*) и усадке под нагрузкой (*2*) (*по А.И.Вайтекунене и др., 1980*)

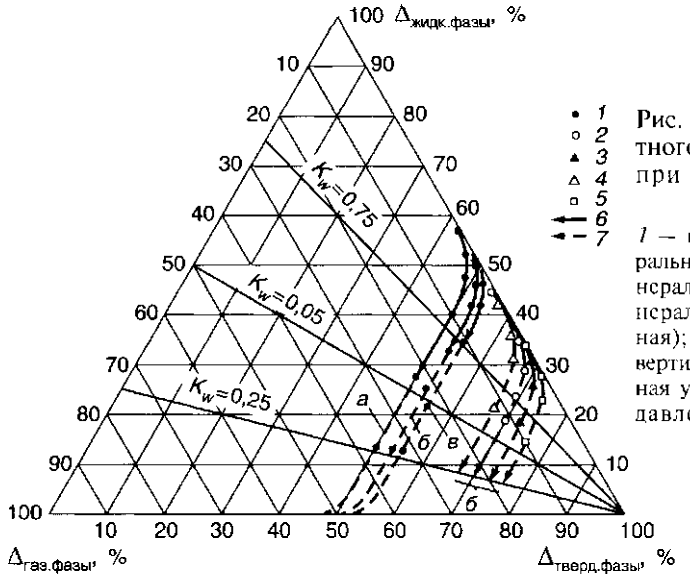


Рис. 11.47. Изменение компонентного состава уплотненных глин при усадке (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — каолинитовая; *2* — полиминеральная (хвалынская); *3* — полиминеральная (юрская); *4* — полиминеральная (четвертичная покровная); *5* — полиминеральная (четвертичная моренная); *6* — нормальная усадка; *7* — остаточная усадка; давление: *а* — 0; *б* — 1 МПа; *в* — 6 МПа

Таким образом, усадка существенно влияет на изменение состояния грунтов, что необходимо иметь в виду при инженерно-геологических исследования. Усадочность учитывают при проектировании различных водохозяйственных и гидротехнических систем и инженерных сооружений, располагающихся на грунтах с периодическим режимом увлажнения—высушивания, при проектировании днищ солехранилищ и т.п. Усадку необходимо учитывать при проектировании горячих цехов, теплотрасс, ТЭЦ, АЭС и др.

11.9. Водопрочность грунтов

Водопрочностью (или водоустойчивостью) грунтов называют их способность сохранять свою механическую прочность и устойчивость в водной среде. В водопрочности грунтов проявляются как их физико-химические, так

и физико-механические особенности. Условия взаимодействия грунта с водой могут быть статическими (спокойная вода) или динамическими (движущийся поток воды). В первом случае результатом этого взаимодействия в дисперсных грунтах является их размокание, в скальных грунтах — их размягчение, во втором — размыв грунтов. В соответствии с этим водопрочность грунтов характеризуют по их размокаемости, размягчаемости и размываемости.

РАЗМОКАЕМОСТЬ ГРУНТОВ

Размокаемостью называется способность грунтов при замачивании в спокойной воде терять свою связность и превращаться в рыхлую массу с полной потерей прочности. Размокание грунтов происходит в результате постепенного ослабления неводостойких структурных связей между элементарными частицами или агрегатами грунта в процессе их гидратации. Способностью к размоканию обладают дисперсные грунты, а также слабосцементированные осадочные и искусственные грунты с растворимым, неводостойким или глинистым цементом.

Показателями размокаемости грунтов являются: 1) *время размокания* ($t_р$) — интервал времени, в течение которого образец грунта, помещенный в воду, теряет связность и распадается на структурные элементы разного размера; 2) *скорость размокания* ($v_р$), оцениваемая по относительной потере массы $\Delta m/m_0$ образца за время Δt, где m_0 — начальная масса образца; 3) *характер размокания*, оцениваемый визуально в выработках (рис. 11.48) или на образцах (рис. 11.49) и отражающий качественную картину распада грунта. Величина этих показателей в грунтах зависит от их химико-минерального состава (минералогии частиц, наличия водорастворимых солей, состава обменных катионов), структурно-текстурных особенностей (характера структурных связей, дисперсности, текстуры и др.), влажности-плотности, состава и концентрации взаимодействующего с грунтом водного раствора.

Химико-минеральный состав грунтов определяет их структурные особенности, характер структурных связей и, следовательно, влияет на размокание. При этом большое влияние на характер и скорость размокания оказывают содержащиеся в грунтах естественные цементы, например водорастворимые соли, карбонаты, гипс, гумус и др. Растворение солей на контактах частиц приводит к распаду агрегатов и размоканию грунтов.

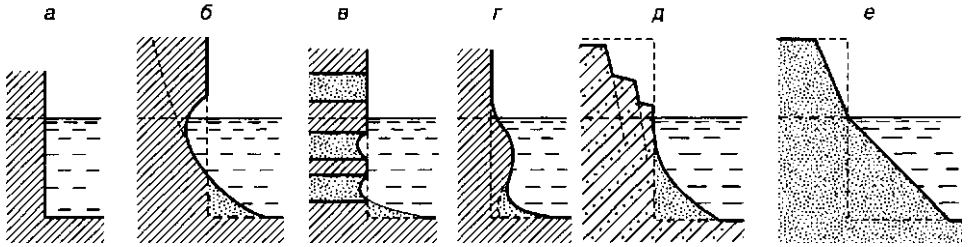


Рис.11.48. Характер размокания различных грунтов в стенках выработок (*по В.А.Королеву, 1984*):

а — неразмокающий грунт; *б* — образование вывалов и оплывин в размокающем грунте; *в* — избирательное размокание грунтов в слоистых толщах; *г* — размокание с набуханием; *д* — размокание, просадка и оплывание лёссов; *е* — размокание и оплывание песков

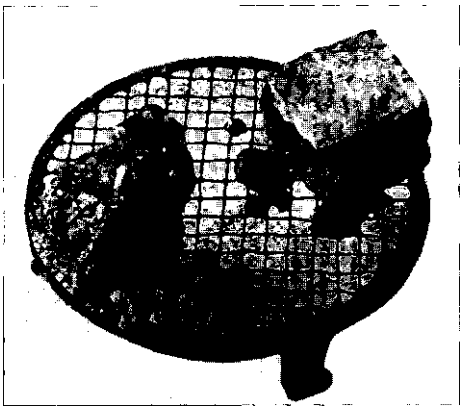


Рис. 11.49. Характер размокания глин в воде (*по В.Д.Ломтадзе, 1970*)

Размокание связных грунтов существенно зависит от состава обменных катионов. Согласно В.С.Шарову (1948), образцы глин, насыщенные различными катионами, размокали неодинаково в зависимости от того, во влажном или сухом состоянии они поступали в воду. Помещенные во влажном состоянии в воду, образцы исследованных глин, насыщенных Li^+, Na^+ и K^+, сначала набухали, а затем расплывались в суспензию. Образцы, содержащие Mg^{2+} и Ca^{2+}, в зависимости от состава грунта вели себя по-разному: одни незначительно набухали и осыпались с поверхности, другие распадались на чешуйки в течение суток, третьи лишь покрывались трещинами. Во всех случаях более устойчивыми были образцы, насыщенные Ca^{2+}. Образцы глин, насыщенные Sr^{2+}, Ba^{2+}, Al^{3+} и Fe^{3+} оставались целыми.

Сухие же образцы глин, насыщенные Mg^{2+}, Ca^{2+}, Al^{3+} и Fe^{3+} и помещенные в воду, распадались на мелкие и крупные агрегаты и порошок в течение 2—15 мин. Na-образцы набухали и расплывались в суспензию, а K-образцы сначала распадались на отдельности, агрегаты и чешуйки, а затем расплывались в суспензию. Влияние обменных катионов на размокание грунта уменьшается в присутствии дегидратирующих веществ. С повышением жесткости воды размокаемость грунтов уменьшается независимо от состава их обменных катионов. Образцы грунтов, находящиеся в воде под нагрузкой, размокают быстрее, чем образцы, не испытывающие давления.

Большинство скальных грунтов является практически неразмокаемыми. Они лишь размягчаются при насыщении водой. В противоположность им дисперсные грунты относятся к размокаемым. На скорость и характер их размокания большое влияние оказывает гранулометрический состав, в значительной степени определяющий характер их пористости и, следовательно, их водопроницаемость. На основании работ В.В.Охотина (1933), изучавшего размокание в воде воздушно-сухих искусственно приготовленных путем смешения различных гранулометрических фракций образцов грунтов, можно сделать следующие выводы. Водопрочность легких суглинков в спокойной воде весьма мала. Размокаемость средних суглинков зависит от величины и характера их пор: при наличии малой пористости размокаемость снижается с повышением содержания глинистых частиц, при большей же пористости она значительная независимо от содержания в них глинистых частиц. Размокаемость тяжелых суглинков в спокойной воде также зависит от содержания в них глинистых частиц: с их увеличением она повышается. У глин с большой пористостью наблюдается такая же закономерность, у глин с малой пористостью величина водопрочности приближается к максимальному значению для грунтов данного типа. Однако водопрочность тяжелых глин уменьшается с увеличением содержания в них глинистых частиц.

Очень большая скорость размокания характерна для лёссовидных суглинков и особенно для лёссов. Их образцы, помещенные в воду, размокают по-

чти мгновенно, с характерным выделением защемленных пузырьков воздуха и быстрым распадом агрегатов. Среди лёссов наиболее размокаемы самые просадочные разности.

Размокаемость также зависит от характера сложения грунтов. Макропористые, легко водопроницаемые и обладающие обычно слабым структурным сцеплением грунты имеют большую скорость размокания. Наоборот, тонкопористые, мало водопроницаемые и плотные грунты с повышенной величиной структурного сцепления отличаются большой водопрочностью и медленным размоканием. Наличие в грунтах макро- и микротрещин способствует их размоканию. Грунты с нарушенным сложением характеризуются гораздо большей скоростью размокания по сравнению с породами ненарушенной структуры, поскольку первые отличаются от вторых меньшей связностью.

Влажность является существенным фактором, влияющим на размокаемость связных грунтов. Сухие грунты или грунты с незначительной влажностью, как правило, размокают значительно быстрее, чем водонасыщенные разности. Согласно В.А.Приклонскому, для каждого типа глин характерна некоторая «критическая» влажность, по которой можно судить о его водопрочности. Если влажность глины ниже критической, то грунт размокает; грунт с более высокой влажностью (выше критической) практически не размокает. Величина критической влажности грунтов возрастает пропорционально росту их емкости обмена (у монтмориллонитовой глины она около 50%, у каолинитовой — около 25%). Это объясняется тем, что, с одной стороны, связанная вода, заполняющая тонкие поры при малой влажности глин, препятствует быстрому проникновению новых порций воды. С другой стороны, капиллярная вода при малой влажности глин также способствует их капиллярной связности, которая постепенно исчезает при полном водонасыщении. В целом размокаемость зависит от соотношения твердой, жидкой и газовой фаз грунта.

Определенное влияние на размокание оказывает и защемленный воздух в порах грунта. При быстрой гидратации грунта (например, опускании образца в воду) значительная часть воздуха оказывается защемленной в порах впитываемой водой. Если давление сжатого воздуха в порах превышает прочность контактов на разрыв, то сжатый воздух разрушает грунт и пузырьки выходят наружу. Именно такой процесс характерен для размокания лёссов и лёссовидных грунтов. Таким образом, при постепенной гидратации и водонасыщенности грунты проявляют большую водопрочность, чем при быстром развитии этих процессов, поскольку в последнем случае образуется больше защемленного воздуха в порах.

Размокание грунтов зависит от состава раствора электролита, взаимодействующего с грунтом. Работы В.С.Шарова (1935) по размоканию глин, насыщенных Na^+ и Ca^{2-}, в воде и растворах хлористого кальция показали, что образцы Na-глин остаются в воде более или менее устойчивыми лишь сравнительно короткий срок (не более нескольких суток). В результате сильного набухания они постепенно переходят в полужидкое состояние и с течением времени расплываются по дну сосуда. Ca-глины сохраняют свою первоначальную форму и могут месяцами стоять в воде в состоянии плотного пластического теста. В растворах солей устойчивыми оказываются не только Ca-глины, но и Na-глины. В концентрированных растворах образцы глин по мере стояния даже приобретают твердость в результате их дегидратации. При этом

может происходить так называемая концентрационная усадка грунта — уменьшение его объема и повышение плотности за счет осмотического оттока воды из грунта во внешний раствор. Концентрационная усадка возникает при таком соотношении концентрации электролита порового (C_v) и внешнего (C) раствора, когда $C_v < C$. Таким образом, для оценки влияния концентрации раствора на размокаемость грунта важно знать это соотношение.

РАЗМЯГЧАЕМОСТЬ ГРУНТОВ

Размягчаемостью грунтов называется способность скальных грунтов снижать свою прочность при взаимодействии с водой. Механизм размягчения, как и размокания грунтов, заключается в ослаблении структурных связей между частицами, зернами, кристаллами в результате проникновения в промежутки между ними молекул воды и снижения при этом поверхностной энергии (см. гл.7). Но поскольку скальные грунты имеют высокую начальную прочность, то при гидратации они не теряют полностью несущую способность и не размокают в воде.

Показателем размягчаемости грунтов является *коэффициент размягчаемости* (k_{sof}), представляющий собой отношение пределов прочности грунта на одноосное сжатие соответственно в водонасыщенном ($R_{сжw}$) и воздушно-сухом ($R_{сж}$) состояниях

$$k_{sof} = R_{сжw}/R_{сж}.$$

Чем выше значение коэффициента размягчаемости k_{sof}, который изменяется в пределах от 0 до 1, тем менее размягчаемым является данный грунт. В соответствии со СНиП 2.02.01-83 скальные грунты делятся на две категории: размягчаемые ($k_{sof} < 0{,}75$) и неразмягчаемые ($k_{sof} \geq 0{,}75$).

Размягчаемость грунтов зависит от их минерального состава, прочности структурных связей между элементами, трещиноватости, пористости и др. Большая часть невыветрелых изверженных и многие разности метаморфических грунтов очень слабо размягчаются в воде: их коэффициент размягчаемости k_{sof} находится в пределах 0,95—1. Многие осадочные грунты, наоборот, размягчаются в гораздо большей степени. Особенно сильно размягчаются грунты, содержащие значительное количество глинистых минералов (мергели, мергелистые известняки, глинистые песчаники, глинистые сланцы и др.), а также карбонатные (известняки, мел и др.) и кремнистые грунты (опоки, диатомиты). Легко размягчаются грунты с легкорастворимыми цементами (песчаники с гипсовым цементом и др.) и водорастворимыми солями. Например, коэффициент размягчаемости глинистых песчаников не превышает 0,45, а у некоторых известняков он колеблется от 0,15 до 0,5.

В размягчаемости скальных грунтов важную роль играет так называемый эффект Ребиндера (1928) — явление адсорбционного понижения прочности твердых тел при взаимодействии их с ПАВ за счет снижения при этом свободной поверхностной энергии (см. гл.4 и 7). В основе этого эффекта лежат физико-химические процессы адсорбции компонентов на межфазной границе «минерал—раствор», приводящие к снижению прочности системы, уменьшению долговечности, повышению пластичности, увеличению и облегчению диспергирования и т.д. Эти явления могут быть результатом адсорбции ПАВ, смачивания, электрического заряжения поверхности, химических ре-

акций. Однако в размягчении грунтов определяющую роль играют смачивание и адсорбция.

Чтобы разрушить образец твердого грунта и получить новую поверхность (по плоскостям разрушения), необходимо преодолеть когезионные силы, обеспечивающие его целостность. При разрушении грунта при сжатии он сначала претерпевает объемное деформирование (упругое и пластическое), а затем при усилии, соответствующем его пределу прочности, он разрушается. Таким образом, работу разрушения грунта (A) можно разделить на две части: одна из них расходуется на объемное деформирование грунта ($A_{деф}$), другая — на образование новых поверхностей ($A_{пов}$), т.е. в соответствии с уравнением Ребиндера:

$$A = A_{деф} + A_{пов} = kV + \sigma\Delta s,$$

где k — коэффициент пропорциональности, равный работе объемного деформирования единицы объема грунта; V — объем грунта; σ — энергия образования новой поверхности, или поверхностное натяжение; Δs — приращение поверхности при разрушении грунта, или площадь образовавшейся поверхности. Из этого уравнения следует, что уменьшение каким-либо способом (например, адсорбцией ПАВ) величины σ будет приводить к облегчению разрушения за счет снижения при этом общей работы разрушения (A).

Таким образом, вода, проникая по трещинам и микропорам в твердый скальный грунт, действует на него как ПАВ, снижающее его поверхностную энергию. В результате этого «ослабляющего» действия воды и происходит снижение прочности водонасыщенного грунта. В случае действия на грунт водных растворов неорганических и органических веществ, или иных жидкостей, снижение прочности грунта может происходить лишь в том случае, если смачивание и адсорбция данной жидкости (или ее компонентов) сопровождается снижением поверхностной энергии системы. Адсорбция ПАВ, повышающих поверхностную энергию, напротив, приводит к росту прочности грунта.

Эффект Ребиндера проявляется в таких геологических процессах, как формирование разломов и тектонической раздробленности пород, выветривание, наведенная сейсмичность и др. Размягчаемость грунтов является косвенным показателем их способности сопротивляться выветриванию и воздействию замерзающей воды. Все сильно размягчающиеся породы быстро выветриваются и не обладают значительной морозостойкостью.

РАЗМЫВАЕМОСТЬ ГРУНТОВ

Размываемостью грунтов называется их способность разрушаться под влиянием движущейся воды, воздействующей на грунтовую толщу. Это свойство грунтов, наряду с динамикой водного воздействия, определяет размыв грунтового массива. В зависимости от характера и направления водного воздействия различают (рис. 11.50):

- поверхностную размываемость грунта, обусловленную действием текучих вод вдоль поверхности грунта (по касательной);
- лобовую (волновую) размываемость грунта, обусловленную фронтальным действием воды на грунт;
- суффозионную размываемость грунта, обусловленную выносом частиц компонентов грунта из массива движущимся водным потоком.

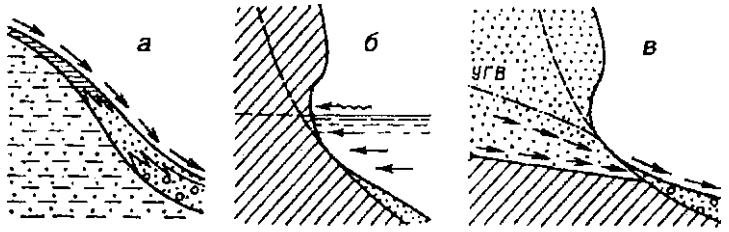


Рис. 11.50. Размываемость грунтов (*по В.А.Королеву, 1984*):
а — поверхностная; *б* — волновая; *в* — суффозионная

Поверхностный размыв грунтов происходит при действии текучих вод на склонах (плоскостная эрозия), а также вдоль постоянных водотоков, например речных (боковая и донная эрозия).

Для характеристики поверхностной размываемости грунтов используют три показателя: 1) *размывающую* (или критическую) *скорость* водного потока ($v_к$), представляющую собой среднюю скорость потока, при которой начинается отрыв отдельных частиц и агрегатов и волочение их по потоку, 2) *интенсивность размыва* ($I_р$) — отношение средней толщины размытого слоя грунта (Δh) при данной скорости размыва к длительности размыва (Δt), т.е. $I_р=\Delta h/\Delta t$; 3) *интенсивность смыва* (I_s), характеризующую потерю массы смываемых частиц грунта в единицу времени с единицы площади смыва и определяемую отношением $I_s = \Delta m/\Delta t \cdot S$, где Δt — время размыва; S — площадь, на которой происходит смыв частиц.

Поверхностная размываемость грунтов зависит от большого числа взаимодействующих и взаимосвязанных факторов, главнейшими из которых являются состав и характер структурных связей в грунте. Так, размываемость нерастворимых грунтов с жесткими кристаллизационными связями обусловлена главным образом их тектонической нарушенностью и действием процессов выветривания. Размываемость растворимых в воде грунтов определяется прочностью структурных связей ионного типа, которые под воздействием воды растворяются, способствуя выносу слаборастворимой ее части. Плотные глины и суглинки, не размокающие в воде, при длительном воздействии текучей воды в связи с их слабой литификацией размываются. Размокаемые связные грунты размываются наиболее быстро, причем их размываемость во многом обусловливается сопротивлением размоканию. Размываемость несвязных грубообломочных и песчаных грунтов обусловлена в основном гидравлической крупностью частиц.

В общем случае, чем выше прочность структурных связей (оцениваемая, например, сцеплением) и их водостойкость, тем выше критическая размывающая скорость, а следовательно — меньше размываемость грунта (рис.11.51).

Наиболее подвержены размыву связные грунты. Их размыв происходит в результате динамического воздействия водного потока на отдельные частицы и их агрегаты, которое вызывает разрушение структурных связей этих частиц и агрегатов с грунтовым массивом и последующий их отрыв от массива. В силу этого процесс размыва глинистых грунтов определяется как гидравлическими параметрами потока (прежде всего его скоростью), так и свойствами самого грунта.

Таблица 11.3

Изменение неразмывающих скоростей для карбонатного суглинка с нарушенным и ненарушенным сложением в зависимости от влажности

(по Т.Г.Жордания, 1957)

Нарушенная структура		Ненарушенная структура	
влажность, %	неразмывающая средняя скорость, м/с	влажность, %	неразмывающая средняя скорость, м/с
3 6	0,15		
11 12	0,25	8 10	0,75
18—20	0,40	16—18	1,35
23 25	0,50	25 27	2,60

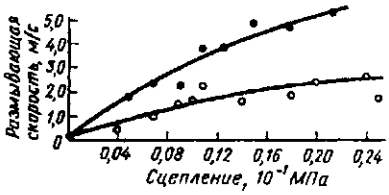


Рис. 11.51. Зависимость размывающей скорости от сцепления при полной водонасыщенности различных грунтов (*по Ц.Е.Мирцхулаве*)

Размываемость связных грунтов зависит от дисперсности, химико-минеральных особенностей, пористости, пластичности, размокаемости, влажности, твердости, сцепления и ряда других характеристик.

Межлу размываемостью глинистых пород и их размокаемостью существует четкая связь: в большинстве случаев быстроразмокаемые грунты обладают и высокой размываемостью. Сопротивление их размыву несколько возрастает с увеличением содержания частиц диаметром менее 0,05 и 0,001 мм. Размываемость грунтов в большой степени зависит от их структурно-текстурных особенностей. В частности, сопротивление глинистых грунтов размыву возрастает при уменьшении пористости. В слоистых толщах размываемость по напластованию обычно в 1,2—1,5 раза ниже, чем в направлении, перпендикулярном к нему. Сопротивление размыву грунтов с нарушенной структурой значительно ниже по сравнению с грунтами ненарушенного сложения (табл. 11.3).

В.В.Звонков (1962) рассмотрел условия отрыва частиц грунта водным потоком, выделив четыре критические скорости, характеризующие основные стадии эрозии: $v_{к,1}$, при которой происходит лишь качение частиц; $v_{к,2}$, при которой происходит отрыв частиц от поверхности; при снижении скорости $v_{к,3}$, при которой начинается торможение частиц; $v_{к,4}$, когда частица вновь начинает качение по дну (рис. 11.52). Здесь область *а* характеризует возрастание скорости от нуля до максимального значения, а область *б* — спад скорости от максимальной до нуля. Первая и вторая критические скорости определяют количество размытого, а третья и четвертая — аккумулированного грунта.

Зависимость первой и второй критической скоростей водного потока при донной эрозии грунтов от диаметра частиц приведена на рис. 11.53. Пунктирной линией здесь показано изменение значений $v_{к,1}$, когда сила взаимодействия между частицами превышает их вес.

Волновой (лобовой) **размыв** грунтов происходит при фронтальном действии воды на грунтовый массив. Он широко распространен в природе в зоне действия прибоя по берегам морей, озер, водохранилищ. Оценка волнового размыва грунтов особенно важна при прогнозе переработки берегов водохранилищ[8]. В этом случае грунт подвергается периодическому ударному действию

[8] Вопросам оценки волнового размыва грунтов в связи с переработкой берегов водохранилищ посвящены многочисленные работы С.Д.Воронкевича, А.С.Девдариани, Г.С.Золотарева, Е.Г.Качугина, Е.Е.Кондратьева, Ц.Е.Мирцхулавы, Л.Б.Розовского и др.

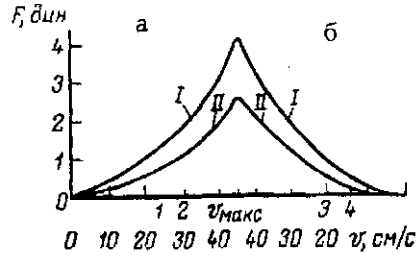


Рис. 11.52. Зависимость лобовой силы (I) и подъемной силы (II) от скорости водного потока (v). Точки *1–4* — критические скорости (*по А.Д.Зимону, 1976*)

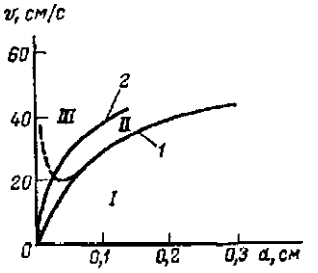


Рис. 11.53. Зависимость критических скоростей $v_{к1}$ (1) и $v_{к2}$ (2) волной донной эрозии от диаметра частиц (*по А.Д.Зимону, 1976*):
I — зона отсутствия эрозии; II — зона качения и скольжения частиц; III — зона взвешенных частиц

энергии волн, возможному периодическому сжатию воздуха в порах, трещинных пустотах и влиянию вакуумных явлений. Волновой размыв представляет собой разрушение структурных связей грунта за счет удара волны и сопровождается теми же сопутствующими процессами, что и плоскостной размыв, т.е. отрывом частиц, преодолением их сцепления и их дальнейшим уносом от места отрыва.

Интенсивность волнового размыва грунтов зависит от тех же внутренних факторов, что и поверхностный размыв, однако среди внешних факторов на первое место выступает энергия волны ($E_в$). Энергия волны в единицу времени с учетом глубины лотка или водоема (H) рассчитывается по формуле:

$$E_в = (\gamma\lambda a^2/4\tau)[1 + (2kH/\mathrm{sh}2kH)],$$

где γ — плотность волны; λ — длина волны; a — амплитуда волны; τ — ее период; $k = 2\pi/\lambda$; sh — гиперболический синус.

Основным показателем, характеризующим водопрочность грунтов по отношению к волновому размыву, является *коэффициент сопротивления пород волновому размыву* ($K_с$), рассчитываемый по формуле:

$$K_с = \Sigma E_в/V,$$

где $\Sigma E_в$ — суммарная энергия волн (за опыт или период наблюдения); V — объем размытого (удаленного) грунта. Этот коэффициент равен энергии волн, затрачиваемых на размыв единицы объема грунта.

Кроме энергии волны на лобовой размыв сильно влияет угол подхода волны ($\alpha_в$) к размываемой поверхности (плоскости) грунта. Максимальный размыв наблюдается в случае подхода волны по нормали к плоскости размыва ($\alpha_в = 90°$), так как в этом случае сила удара не отражается, а полностью передается на грунт. Если же волна подходит под меньшим углом $\alpha_в$, то в этом случае часть силы удара отражается и энергия удара волны снижается. Когда величина $\alpha_в$ приближается к 0°, волновой размыв переходит в рассмотренный выше поверхностный размыв.

Механизм **суффозионного размыва**, который иногда называют также фильтрационной водопрочностью грунтов, состоит в гидромеханическом воздействии на частицы, ослаблении структурных связей и выносе отдельных частиц из грунта вместе с фильтрационным потоком. Суффозия может быть чисто механической или сопровождаться процессами растворения и вышелачи-

вания грунта, рассмотренными выше. В последнем случае ее называют химической суффозией. Часто встречается и смешанный тип суффозии[9]. Определение суффозионной осадки оснований возводимых инженерных сооружений проводится в соответствии со СНиП 2.02.01-83.

В свою очередь механическая суффозия в грунтах подразделяется, согласно А.Г.Лыкошину, на контактную и внутрипластовую.

Контактная суффозия происходит на границе (контакте) двух пластов грунта с разным гранулометрическим составом, когда более мелкие частицы из одного пласта суффозионно выносятся и аккумулируются в соседнем, более грубодисперсном пласте. При этом двигающимся в порах водным потоком преодолеваются силы адгезионного сцепления частиц грунта.

Существенную роль в этом явлении играет также различие скоростей водного потока на контакте двух слоев грунта с разной дисперсностью (рис. 11.54). Благодаря эффекту неразрывности потока воды в порах грунта скорость в тонкопористом грунте (v_1) выше, чем в крупнопористом (v_2). Поэтому в пограничной области контактирующих слоев I и II возникает резкий перепад скоростей водного потока, обусловливающий отрыв частиц и их перемещение из слоя I в слой II.

По данным С.В.Избаша, критическая скорость контактной суффозии определяется соотношением:

$$v_к = v_о + f(d^2/D^2),$$

где $v_о$ — скорость, при которой преодолевается вес частиц, см/с; d и D — средние диаметры мелких и крупных частиц контактирующих грунтов.

Л.И.Козлова уточнила эту формулу:

$$v_к = 0{,}26d^2[1 + 1000\ (d/D)^2].$$

Внутрипластовая суффозия выражается в отрыве и переносе более мелких частиц в порах внутри одного и того же слоя грунта. Она может сопровождаться выносом частиц из этого слоя или осуществляться без такового в пределах данного слоя грунта. Помимо скорости фильтрующегося потока на внутрипластовую суффозию оказывают существенное влияние структурно-текстурные особенности грунта в пласте. Например, наличие локальных полостей, трещин, крупных пор и каналов в пределах слоя грунта приводит к

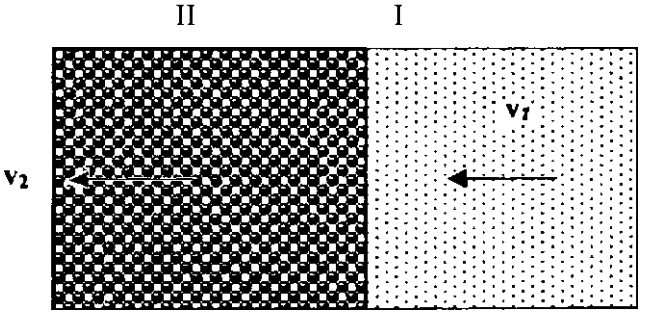


Рис. 11.54. Схема контактной суффозии в грунтах

[9] Вопросам изучения суффозии в разных типах грунтов посвящены работы И.Б.Бочкова, Г.А.Замарина, А.Г.Лыкошина, В.Н.Славянова, В.П.Хоменко и др.

Таблица 11.4

Критические размывающие скорости фильтрации в грунтах

Диаметр частиц, мм	Критическая скорость, см/с	
	по Н.Н.Маслову	по Д.Джастину
5		22,1
3		17,3
1	10,0	9,85
0,8		8,83
0,5	7,0	6,97
0,1	3,0	3,05
0,08	—	2,79
0,05	2,0	2,19
0,03		1,74
0,01	0,50	0,98
0,005	0,12	
0,001	0,02	-

активизации внутрипластовой суффозии, которая во времени может интенсивно развиваться.

Все виды суффозии в грунтах тесно связаны с гидродинамическим режимом грунтовых толщ, т.е. со скоростью фильтрационного потока, его направлением, стационарностью (нестационарностью) и т.д.

Суффозионная устойчивость грунтов оценивается рядом параметров. Согласно И.Б.Бочкову, механическая суффозия в грунтах может возникать лишь при соотношении диаметров крупных (D) и мелких (d) частиц, не менее чем $D/d = 20$. Таким образом, по гранулометрическому составу грунта можно ориентировочно оценить возможность его суффозионной устойчивости.

Однако наиболее точно следует оценивать суффозионную устойчивость грунта в данных гидродинамических условиях, опираясь на величины критических размывающих скоростей фильтрации воды в грунте, необходимых для выноса частиц разного размера (табл. 11.4).

Для ликвидации суффозии в грунтах их осушают, снижают скорости фильтрации воды, перекрывают места выноса частиц из грунта, а также применяют техническую мелиорацию грунтов.

Литература

Зимон А.Д. Адгезия пыли и порошков. М.: Химия, 1976. 432 с.

Королев В.А. Влияние температуры на адсорбцию влаги в глинистых грунтах//Вопросы инж. геологии и грунтовед. Вып.5. М.: Изд-во МГУ, 1983. С. 115—130.

Королев В.А. Термодинамика грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1997. 168 с.

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1974. 528 с.

Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород//Лабораторные методы. Т.2./Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1984. 438 с.

Передельский Л.В., Ананьев В.П. Набухание и усадка глинистых грунтов. Ростов-на-Дону, 1973. 144 с.

Пособие по проектированию оснований зданий и сооружений (к СНиП 2.02.01-83). М.: Стройиздат, 1986. 415 с.

Протодьяконов И.О., Сипаров С.В. Механика процесса адсорбции в системах газ—твердое тело. Л.: Наука, 1985. 298 с.

Спозито Г. Термодинамика почвенных растворов/Пер. с англ. А.М.Глобуса. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 240 с.

Тарасевич Ю.И. Природные сорбенты и процессы очистки воды. Киев: Наукова думка, 1981. 208 с.

Тарасевич Ю.И., Овчаренко Ф.Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наукова думка, 1975. 351 с.

Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы/Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1985. 288 с.

Челищев Н.Ф. Ионообменные свойства минералов. М.: Наука, 1973. 203 с.

ГЛАВА 12

Физические свойства грунтов

12.1. Плотностные свойства грунтов

Плотность — физическое свойство грунтов, количественно оцениваемое величиной отношения их массы к занимаемому объему. При инженерно-геологических исследованиях используют следующие характеристики: плотность твердых частиц грунта, плотность грунта, плотность скелета грунта, плотность грунта под водой, плотность скелета высушенного грунта и др.[1] Наиболее употребительными являются первые три показателя.

ПЛОТНОСТЬ ТВЕРДЫХ ЧАСТИЦ ГРУНТА

Плотностью твердых частиц (твердой компоненты, твердой фазы) грунта называется масса единицы их объема. Численно она равна отношению массы твердой компоненты грунта к ее объему. Единицей измерения этого свойства в системе СИ является кг/м^3, в системе СГС — г/см^3; коэффициент между ними равен 10^3.

Величина плотности твердых частиц грунта определяется минеральным составом и присутствием органических и органоминеральных веществ и представляет собой средневзвешенную плотность этих компонет грунта. В соответствии с плотностью наиболее распространенных породообразующих минералов плотность твердых частиц большинства грунтов изменяется от 2,50 до 2,80 г/см^3 (табл. 12.1). Она увеличивается с повышением содержания в грунтах тяжелых минералов. Поэтому у основных и ультраосновных пород плотность существенно выше (3,00—3,40 г/см^3), чем у кислых (например, у гранитов 2,63—2,75 г/см^3, чаще 2,65—2,67 г/см^3).

Наличие органических веществ резко снижает плотность твердых частиц грунта, поскольку их плотность невелика по сравнению с минеральной компонентой (плотность гумуса 1,25—1,40 г/см^3). Именно поэтому плотность твердой компоненты торфов, оторфованных грунтов, перегнойно-аккумулятивных горизонтов почв существенно ниже по сравнению с минеральными грунтами.

Д.Е.Польшин (1948) на основе обработки значений плотности твердых частиц большого числа образцов, не содержащих водорастворимых веществ и органических остатков, пришел к выводу, что ее значения у отдельных гранулометрических типов дисперсных грунтов является довольно постоянной величиной: средние значения у песков 2,65 г/см^3, супесей 2,70, суглинков 2,71 и глин 2,74 г/см^3. Эти данные получены пикнометрическим методом

[1] При инженерно-геологических исследованиях также используют такие показатели, как удельный вес (вес единицы объема твердой фазы), объемный вес (вес единицы объема грунта с естественной влажностью и природным сложением) и др. В отличие от плотностных характеристик, это силовые параметры. Поэтому они должны применяться в случаях, когда рассматриваются силы, вызванные действием гравитационного поля (при расчете бытового давления, устойчивости склона и т.д.).

Таблица 12.1

Плотность твердых частиц различных петрографических типов грунтов

Порода	Плотность, г/см^3			
	от	до	наиболее вероятные значения	
			от	до
Мергель	2,37	2,92	2,65	2,80
Алевролит	2,40	3,04	2,63	2,73
Песчаник	2,40	3,20	2,60	2,70
Известняк	2,41	2,98	2,70	2,75
Доломит	2,55	3,19	2,77	2,88
Гранит	2,63	2,75	2,64	2,67
Мел	2,63	2,73		
Аргиллит	2,63	2,86		
Мрамор	2,64	2,82	2,68	2,72
Кварцит	2,65	2,80	2,66	2,70
Ангидрит	2,72	2,99	2,87	2,98
Доломитовая мука	2,81	2,91	—	—
Габбро и диаит	3,00	3,20		
Перидотит	3,30	3,40		
Пески	2,50	2,80	2,63	2,67

с предварительным высушиванием проб грунта при температуре 105°С при работе с керосином или с поправкой на величину гигроскопической влажности при использовании дистиллированной воды, лишенной растворенных газов. Указанные средние значения обычно принимаются в отсутствие прямых определений плотности твердых частиц для расчета серии показателей свойств грунтов, в частности, пористости и коэффициента пористости; поэтому на точность ее определения необходимо обращать серьезное внимание.

Между тем общепринятая методика экспериментального определения плотности твердых частиц (ГОСТ 5180-84), предусматривающая предварительное доведение пробы до постоянной массы высушиванием при температуре 105°С или введение поправки на гигроскопическую влажность при использовании воздушно-сухой навески, является корректной для подавляющей части грунтов, за исключением высокодисперсных глинистых разностей — средних и тяжелых суглинков и особенно глин. Эти грунты содержат большое количество частиц, сложенных глинистыми минералами, содержащими ОН-группы и молекулы воды. Высушивание таких грунтов, особенно содержащих минералы группы смектитов, приводит к удалению связанной воды, в результате чего (по данным В.Г.Шлыкова и П.В.Трапезникова, 2002) минерал с раздвижной кристаллической решеткой перестает быть таковым. Например, монтмориллонит при нагревании приобретает парагонитоподобную структуру, т.е. структуру иного минерала, и в итоге эксперимента получаются искаженные значения плотности твердых частиц реального грунта.

Специальные исследования выполнили В.Г.Шлыков и П.В.Трапезников (2002) путем сравнения результатов плотности твердых частиц дисперсных грунтов, получаемых при использовании стандартной методики (ГОСТ 5180-84), с ее расчетными значениями, при суммировании значений этого показателя с учетом доли вклада каждого минерала, количественное содержание которых в грунте получено рентгеновским методом (рентгеновская дифрак-

Таблица 12.2

Экспериментальные (по ГОСТ 5180-84) и рассчитанные значения плотности твердых частиц глинистых грунтов

(по В.Г.Шлыкову и П.В.Трапезникову, 2002)

Породообразующий минерал глин	Число определений	Гигроскопическая влажность W_g, %	Плотность твердых частиц, г/см^3	
			по ГОСТ 5180-84	рассчитанные
Каолинит	14	0,4—7,1	$\frac{2,60—2,67*}{2,63}$	2,49—2,60
Галлуазит	2	8,3—8,6	2,63	2,12
Иллит, гидрослюда (иногда с примесью хлорита)	17	1,1—2,7	$\frac{2,67—2,87}{2,78}$	2,64—2,88
Монтмориллонит	25	8,8—19,0	$\frac{2,65—2,89}{2,76}$	2,07—2,28
Нонтронит	2	11,7; 13,1	2,71; 2,82	2,31; 2,34
Сапонит	2	11,0; 12,7	2,64; 2,75	2,13; 2,15

* По данным В.Г.Шлыкова и П.В.Трапезникова, значения плотности монтмориллонита, определенные в метаноле и ацетоне, занижены по сравнению с реальными, т.е. плотность минерала в воздушно-сухом состоянии, из-за того, что расстояния между его элементарными слоями при внедрении этих органических молекул увеличиваются до 17—17,5 Å (против 14,8—15 Å), что немного уменьшит «удельную плотность» силикатных слоев в жидкостях. Числитель дроби — минимальные и максимальные значения; знаменатель — средние значения.

тометрия). В итоге получены результаты: 1) для песков, супесей, легких суглинков и некоторых более дисперсных глинистых грунтов сходимость значений плотности твердых частиц грунта оказалась хорошей, а для большой части полиминеральных глин и тяжелых суглинков расхождения достигали 6—10% и даже больше, причем по стандартной методике получены более высокие значения; 2) наибольшие расхождения рассматриваемого показателя установлены для глин, состоящих из минералов с раздвижной кристаллической решеткой (табл. 12.2); 3) наибольшие различия в значениях плотности твердых частиц (до 12—20%), полученных при определениях с использованием различных жидкостей (воды — 2,72, метанола — 1,98, ацетона — 1,98, бензола — 2,32, четыреххлористого углерода — 2,42 г/см^3), установлены для монтмориллонита (расчетная величина плотности вайомингского монтмориллонита в воздушно-сухом состоянии составила 2,09 г/см^3); для каолиновой глины расхождения составили всего 4%.

Результаты исследования привели В.Г.Шлыкова и П.В.Трапезникова к трем выводам. Первый утверждает, что по существующей стандартной методике определения плотности твердых частиц грунта «в случае глинистых минералов определяется плотность алюмосиликатных слоев, которая для различных глинистых минералов мало или же вовсе не отличается. Становится понятным, почему для определенных гранулометрических типов дисперсных грунтов специалисты рекомендуют «фиксированные» значения ρ_s, в случае отсутствия экспериментальных данных: по методике определения этого показателя почти все типы разновидности глинистых минералов априори *должны* иметь одинаковую плотность, которая случайно может и совпадать с реальной (например, в случае слабогидратированных иллит-хлоритовых глин)». Но такая плотность не является плотностью твердых частиц изучаемого природного

грунта, а характеризует плотность твердых частиц высушенного грунта с измененным минеральным составом глинистых частиц.

Во втором выводе утверждается, что унифицирование значений плотности твердых частиц глинистых грунтов «по существу отрицает влияние геолого-геохимических факторов на физические характеристики дисперсных грунтов. Известно, что в результате выветривания в составе глинистых минералов одновременно с ростом дисперсности увеличивается количество смешаннослойных образований, а в составе последних — количество разбухающих межслоевых промежутков, что естественным образом ведет к уменьшению плотности частиц». Это хорошо видно в табл. 12.3, в которой приведены расчетные значения обсуждаемого показателя наиболее часто встречающихся в дисперсных грунтах смешаннослойных образований иллит-монтмориллонитового состава с преобладанием разбухающих пакетов.

Таблица 12.3

Рассчитанные значения плотности ρ_s диоктаэдрических смешаннослойных отложений иллит-монтмориллонитового состава в зависимости от количества иллитовых пакетов $N_и$

(по данным В.Г.Шлыкова и Н.В.Трапезникова)

Минерал	$N_и$	ρ_s, г/см^3
Смешаннослойный иллит-монтмориллонит	0,1	2,05 2,21*
	0,2	0,15 2,30
	0,3	2,25 2,37
	0,4	2,32—2,45
	0,5	2,41 -2,57

* Числа слева соответствуют заполнению октаэдрических сеток 2Al; справа — 1,7Al-0, 3Fe на 1/2 элементарной ячейки.

Третий, главных вывод сформулирован авторами так: в значениях величин твердой компоненты глинистых грунтов, полученных «экспериментально по общепринятой методике и рассчитанных в соответствии с минеральным составом, установлены значительные расхождения. Причины несовпадения показателей — в расчетах используются плотности минералов, среди которых нередки разности со структурной (связанной) водой, а методика экспериментального определения ПТФ[2] требует обезвоживания минералов, вследствие чего они приобретают иной состав, структуру и свойства. Если расхождения в показателях могут достигать 10—20%, то необходимо либо менять методику экспериментального определения ρ_s, либо не тратить время и средства на анализы минерального состава грунтов. Изменить методику могут только специалисты, которые вправе принимать соответствующие решения. Делать это в любом случае необходимо хотя бы потому, что по существующей методике (ГОСТ 5180-84) определяется не плотность твердой фазы, а плотность скелета высушенного грунта»[3]. Приемлемым решением, на наш взгляд, было бы внесение в существующую методику определения ПТФ небольшой поправки: вместо полностью обезвоженного использовать воздушно-сухое состояние грунта без поправки на гигроскопическую влажность. Целесообразность введения поправки изложена выше, а минералы, включая и глинистые, в воздушно-сухом состоянии ($p/p_s \approx 0{,}5$) содержат лишь то количество влаги, которое соответствует их структурному состоянию и контролируется определяемым в ходе химического анализа значением H_2O^{-1}.

[2] ПТФ - плотность твердой фазы.

[3] На самом деле — плотность твердых частиц высушенного грунта.

Постановка этого вопроса имеет принципиальное значение, поскольку значения плотности твердых частиц грунта используются при расчете разных характеристик, в частности пористости. Для бентонитовой глины, практически полностью состоящей из монтмориллонитовой глины, в зависимости от используемого в расчетах значения плотности твердых частиц пористость ее может быть оценена в 49% при ρ_s=2,68 г/см^3 или в 37% при ρ_s=2,18 г/см^3. В первом случае 1/4 пор является фиктивной: к поровому отнесено межслоевое пространство частиц монтмориллонита, в том числе занятое прочносвязанной водой. Это пространство является «внутрикристаллическим», обусловленным структурой глинистого минерала, а не межчастичным, поры которого формирует пористость грунта.

ПЛОТНОСТЬ ГРУНТА

Плотность грунта, или плотность влажного грунта — масса единицы объема грунта с естественной влажностью и природным (ненарушенным) сложением. Эту величину измеряют в г/см^3 или кг/м^3.

Величина плотности грунта зависит от минерального состава, влажности и характера сложения (пористости) грунтов: 1) с увеличением содержания тяжелых минералов плотность грунта увеличивается, а при увеличении содержания органических веществ уменьшается; 2) с увеличением влажности плотность грунта возрастает: максимальной при данной пористости она будет в случае полного заполнения пор водой; 3) с увеличением пористости плотность грунта уменьшается.

Плотность значительной части осадочных пород (песчаных, глинистых, пылеватых, карбонатных и др.) в большей степени зависит от их пористости и влажности и в гораздо меньшей степени — от минерального состава. Это объясняется широкими пределами изменения пористости (влажности и газонасыщенности) этих пород, резким отличием плотности твердой, жидкой и газообразной составляющих и сравнительно постоянной плотностью наиболее распространенных породообразующих минералов. Величина же плотности грунта магматических, метаморфических и в значительной части хемогенных пород в основном определяется их минеральным составом, так как пористость этих пород обычно незначительна.

Величина плотности дисперсных грунтов (глинистых, лёссовых, песчаных и крупнообломочных) колеблется от 1,30 до 2,20 г/см^3. Грунты, характеризующиеся наличием жестких кристаллизационных связей между частицами, обладают большой плотностью, величина которой при малой пористости приближается к значениям у твердых частиц. Так, плотность магматических пород изменяется в пределах 2,50—3,40 г/см^3 (возрастает от кислых пород к основным и ультраосновным); аргиллитов и алевролитов — 2,20—2,55; известняков — 2,40—2,65; мергелей — 2,10—2,60; песчаников — 2,10—2,40 г/см^3 (табл. 12.4).

ПЛОТНОСТЬ СКЕЛЕТА ГРУНТА

Плотностью скелета грунта[1] называют массу твердой компоненты в единице объема грунта при естественной (ненарушенной) структуре. Ее

[1] В литературе в качестве синонима часто используется «плотность сухого грунта». Это словосочетание лучше не использовать, чтобы не путать с «плотностью скелета высушенного грунта».

Таблица 12.4

Плотность различных типов осадочных, магматических и метаморфических грунтов

Порода	Плотность, г/см^3			
	от	до	наиболее вероятные значения	
			от	до
Диатомит	0,40	0,90	–	
Опока	1,00	2,00	1,30	1,40
Лёсс	1,15	2,05	1,30	1,60
Песок	1,30	2,20	1,40	1,70
Глина	1,30	2,50	1,75	2,30
Мел	1,30	2,60		
Песчаник	1,50	3,00	2,10	2,40
Известняк	1,50	3,00	2,40	2,65
Алевролит	1,75	2,97	2,20	2,55
Мергель	1,85	2,75	2,10	2,60
Доломит	1,95	3,05	2,30	2,75
Аргиллит	2,05	2,70	2,30	2,50
Ангидрит	2,10	2,98	2,85	2,95
Гипс	2,15	2,40	2,25	2,30
Гранит	2,50	2,70	2,62	2,65
Кварцит	2,50	2,80	2,60	2,65
Диорит	2,70	2,90	2,80	
Базальт	2,70	3,30		
Перидотит	2,80	3,30	3,20	3,30
Габбро	2,98	3,15	—	—

значения изменяются в более узком пределе по сравнению с плотностью грунта, поскольку она зависит только от минерального состава и характера сложения (пористости) грунта. Чем ниже пористость и выше содержание тяжелых минералов в грунте, тем выше плотность его скелета. В дисперсных грунтах, не содержащих значительных примесей органических веществ, плотность скелета грунта практически зависит только от характера его сложения.

Плотность скелета грунта (ρ_d) определяется экспериментально или чаще вычисляется по величинам плотности грунта (ρ) и его влажности (W) по формуле:

$$\rho_d = \frac{\rho}{1+W}, \text{ г/см}^3,$$

где W — весовая влажность в долях единицы. Ее также можно определить по номограмме В.А.Приклонского (1955).

Для песчаных грунтов, для которых не всегда возможно практически определить плотность скелета при естественной структуре, часто проводят ее определение на воздушно-сухих образцах с нарушенным сложением при двух состояниях: предельно рыхлом и плотном. Соответственно этому может быть получена *плотность песков при рыхлом* и *плотном сложениях*.

Величина плотности скелета грунта широко используется для вычисления пористости, коэффициента пористости, а также для характеристики степени уплотненности глинистых грунтов в теле земляных плотин.

Плотность скелета высушенного грунта представляет собой массу единицы объема грунта, высушенного при температуре 105°С. Она ха-

рактеризует максимально плотное сложение грунта, которое может быть достигнуто в процессе усадки при высушивании его до постоянной массы. Для глинистых грунтов, которые при высушивании сжимаются, плотность скелета высушенного грунта больше плотности скелета при естественном сложении. Для песчаных грунтов, пористость которых не изменяется при высушивании, значения этих двух параметров одинаковы.

Для определения плотности грунтов применяют различные методы — прямые и косвенные. К первым относятся методы, основанные на непосредственном измерении массы и объема грунта, как правило, небольших его образцов. Их недостатком является малый объем грунта в измеряемых пробах (получение «точечных» значений) и необходимость их извлечения из массива.

Косвенные методы основаны на определении плотности грунта без непосредственных измерений массы и объема грунтов. К ним в первую очередь следует отнести пенетрационные и ядерные (гамма-лучевые) методы, позволяющие определить плотность грунтов непосредственно в массиве. Они весьма производительны, имеют достаточную для практических целей точность и могут применяться как при однократных, так и многократных определениях плотности грунта одного и того же массива грунта, что важно при стационарных наблюдениях.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПЛОТНОСТНЫХ СВОЙСТВ ДЛЯ РАСЧЕТА ПОРИСТОСТИ И ДРУГИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРУНТА

Для расчета пористости (n) и коэффициента пористости (e) обычно используется зависимость (см. гл. 9), связывающая эти величины с плотностью твердых частиц (ρ_s) и плотностью грунта (ρ) или плотностью скелета грунта (ρ_d).

Пористость характеризует объем пор в единице объема грунта и вычисляется по формуле:

$$n = 1 - V_s = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s},$$

где V_s — объем твердых частиц в единице объема грунта. Пористость выражается в % или долях единицы.

Коэффициент пористости, равный отношению объема пор к объему твердой компоненты грунта, выражается в долях единицы и рассчитывается по формуле:

$$e = \frac{n}{V_s} = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}.$$

Через коэффициент пористости можно выразить объем пор и твердой компоненты в единице объема грунта:

$$n = \frac{e}{1+e} \quad \text{и} \quad V_s = \frac{1}{1+e}.$$

Показатели, характеризующие пористость грунтов, используются в грунтоведении и механике грунтов для различных целей. Они часто служат классификационными характеристиками и входят в формулы для расчета водопроницаемости, сжимаемости и других свойств грунтов.

По величине коэффициента пористости песчаные грунты подразделяются на группы по характеру (плотности) их сложения (табл. 12.5). При этом пре-

Таблица 12.5

Подразделение песчаных грунтов по величине коэффициента пористости на группы с различным сложением

Пески	Сложение песков		
	плотное	средней плотности	рыхлое
Гравелистые, крупные и средней крупности	$e<0,55$	$0,55\le e\le 0,70$	$e>0,70$
Мелкие	$e<0,60$	$0,60\le e\le 0,75$	$e>0,75$
Пылеватые	$e<0,60$	$0,60\le e\le 0,80$	$e>0,80$

дусматривается, что его величина рассчитывается по данным определения плотности грунтов по образцам, отобранным без нарушения природного сложения.

При инженерно-геологических исследованиях путем сравнения величины коэффициента пористости песка при естественном или искусственно созданном в насыпи (e), предельно рыхлом ($e_р$) и плотном ($e_{пл}$) сложениях рассчитывают (см. гл. 9) *коэффициент плотности* (относительную плотность) песчаных пород:

$$D=\frac{e_р-e}{e_р-e_{пл}}.$$

По величине этого коэффициента пески подразделяются на три категории: рыхлые ($0<D\le 0,33$), средние ($0,34\le D\le 0,66$) и плотные ($0,67\le D\le 1$).

Для характеристики способности песков к уплотнению используется *коэффициент уплотняемости песка* (F), который вычисляется по формуле:

$$F=\frac{e_р-e_{пл}}{e_{пл}}.$$

Чем выше его значения, тем большей способностью к уплотнению обладают пески.

12.2. Гидрофизические свойства грунтов

ВЛАГОЕМКОСТЬ, ВЛАГООТДАЧА И ВОДОПОГЛОЩЕНИЕ ГРУНТОВ

Влагоемкостью грунта называют его способность вмещать максимальное количество воды, обусловленное структурными особенностями и, прежде всего, той или иной категорией пористости.

Полная влагоемкость грунта (w_{sat}) численно равна влажности грунта (весовой или объемной) при полном заполнении всех пор водой. Для ненабухающих грунтов полная влагоемкость является постоянной величиной и, выраженная в объемных долях, совпадает с их пористостью или максимальным значением объемной влажности. Для набухающих грунтов полная влагоемкость является переменной величиной, зависящей от степени набухания грунта, так как при набухании происходит увеличение объема его порового пространства. Полная влагоемкость определяется для всех типов грунтов (скальных и дисперсных) и характеризует содержание в грунте всех категорий воды, вклю-

чая свободную (см. гл. 4). Сравнивая естественную влажность грунта с влажностью, соотвстствующей полной влагоемкости, судят о степени его водонасыщения (S_r). Наибольшей полной влагосмкостью обладают грунты с наибольшими значениями открытой пористости.

Капиллярная влагоемкость ($w_{кап}$) грунта численно равна влажности грунта (весовой или объемной) при его капиллярном насыщении, т.е. при наличии всех форм капиллярной воды. Она всегда меньше полной влагосмкости грунта и характеризует общее содержание в грунте связанной и капиллярной воды. Зная капиллярную влагосмкость ($w_{кап}$) грунта и его максимальную гигроскопичность (w_{mg}), можно найти общее количество капиллярной воды в грунте:

$$w_к = w_{кап} - w_{mg}.$$

Капиллярная влагоемкость определяется только у грунтов, способных содержать капиллярную воду (тонкотрещиноватых и пористых скальных, крупнообломочных и песчаных). У глинистых грунтов (глин, суглинков, отчасти супесей) капиллярная вода может совсем отсутствовать, либо будет иметь подчиненное значение по сравнению с осмотической и иными видами связанной воды. При этом капиллярную воду трудно определить отдельно, поскольку она формируется одновременно с осмотической и связанной водой.

Наибольшей капиллярной влагоемкостью обладают грунты с наибольшим содержанием мезо- и микропор капиллярного размера (0,001—1 мм) — пески, супеси, пссчаники, алевролиты, высокопористые скальные грунты и т.п.

Влагоотдачей ($w_{отд}$), или водоотдачей, называют способность водонасыщенных грунтов отдавать воду путем ее свободного стекания (т.е. под действием силы тяжести). Влагоотдача характеризует наличие в грунте свободной воды.

Влагоотдача скальных, крупнообломочных и песчаных грунтов примерно равна разности их полной влагоемкости (w_{sat}) и влажности капиллярной влагоемкости ($w_{кап}$)[5], т.е. $w_{отд} = w_{sat} - w_{кап}$. Влагоотдача глинистых грунтов определяется как разность между их полной влагоемкостью и влажностью свободного набухания (w_{sw}): $w_{отд} = w_{sat} - w_{sw}$. Для тяжелых глин эта величина обычно равна нулю и лишь в легких суглинках и супесях может достигать существенных значений.

Таким образом, наибольшей влагоотдачей (как и наибольшим содержанием свободной воды) обладают сильнотрещиноватые и крупнопористые скальные грунты, а также крупнообломочные грунты без заполнителя, а наименьшей — глины.

При исследовании влагосмкости неразмокающих скальных и полускальных грунтов определяют их водопоглощение ($w_{пог}$), водонасыщение ($w_{нас}$) и коэффициент водонасыщения ($K_{нас}$).

Под водопоглощением ($w_{пог}$) понимается способность грунта поглощать (впитывать) воду при погружении его в воду в обычных условиях, т. е. при атмосферном давлении и комнатной температуре. В образце формируется свободная, капиллярная и связанная вода, в некоторых случаях возможно образование осмотической воды (при наличии глинистого цемента и др.),

[5] В некоторых публикациях неверно указывается, что водоотдача равна разности между полной влагоемкостью и максимальной молекулярной. В этом случае водоотдача учитывает не только свободную, но и основную часть воды переходного состояния — капиллярную и осмотическую, которые, как известно, не стекают под действием силы тяжести.

однако ее доля в общем водопоглощении незначительна. Водопоглощение определяется только для неразмокающих грунтов. При этом грунт сначала насыщается капиллярно, а затем полностью погружается в воду (для исключения образования защемленного воздуха).

Количественно водопоглощение характеризуется отношением веса поглощенной воды к весу абсолютно сухой породы, т.е. весовой влажностью. Водопоглощение выражают в долях единицы или в процентах от веса абсолютно сухой породы. Величина водопоглощения близка или даже равна капиллярной влагоемкости грунтов ($w_{пог} \geq w_{кап}$), но может несколько превышать ее (за счет заполнения свободной водой крупных некапиллярных пор и трещин). Обычно водопоглощение ниже полной влагоемкости грунта ($w_{пог} < w_{sat}$), так как часть пор при таком способе водопоглощения остается занятой защемленным и адсорбированным воздухом.

Под водонасыщением ($w_{нас}$) понимается способность грунта поглощать (впитывать) воду при погружении ее в воду в особых условиях — под вакуумом, при повышенном давлении или при кипячении, т.е. способность породы принудительно впитывать максимально возможное количество воды. Количественно эта величина также выражается весовой влажностью образца после его водонасыщения. Величина водонасыщения всегда больше водопоглощения, так как при насыщении пород в особых условиях воздух и газы в микротрещинах и порах меньше мешают проникновению в них воды. В то же время эта величина обычно равна или меньше (за счет оставшихся незаполненных водой пор) полной влагоемкости грунта ($w_{sat} \geq w_{нас}$). Водонасыщением обычно определяют открытую пористость скальных грунтов.

Отношение водопоглощения к водонасыщению называют *коэффициентом водонасыщения* ($K_{нас}$) грунта (не путать со степенью влажности грунта S_r!): $K_{нас} = w_{пог}/w_{нас}$.

Величина $K_{нас}$ является безразмерной и меняется от долей до единицы. Если $K_{нас} > 0{,}8$, то такой грунт относится к категории неморозостойких.

ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ ГРУНТОВ

Различают движение воды в полностью водонасыщенных грунтах (двухфазная система) и в неполностью насыщенных (трехфазная система). В первом случае говорят о фильтрации воды и водопроницаемости грунтов, а во втором — о влагопереносе в грунтах.

Водопроницаемостью называется способность водонасыщенных грунтов пропускать сквозь себя воду за счет градиента напора. Водопроницаемость связана с одним из важнейших процессов массопереноса в грунтах — *фильтрацией воды* (или иных жидкостей), изучение которой имеет большое значение в инженерной геологии и гидрогеологии. Фильтрация воды сквозь грунты способна осуществляться лишь через сообщающиеся пустоты. В скальных грунтах это сквозные и сообщающиеся каверны, трещины и открытые поры, в дисперсных — открытые поры.

Закономерности фильтрации воды в насыщенных грунтах при ламинарном режиме течения описываются *законом Дарси*[6], согласно которому линейная скорость фильтрации через грунт прямо пропорциональна градиенту напора

[6] **Дарси** (*1803–1858*) — французский инженер-гидравлик и ученый, автор работ по изучению движения жидкости по трубам, каналам и пористым грунтам, строитель водопроводных систем в Дижоне и Париже.

$$v = k_ф \cdot \text{grad} I,$$

где v — линейная скорость фильтрации, см/с; $k_ф$ — *коэффициент фильтрации*, см/с; grad$I$ — градиент напора, равный отношению величины падения напора (ΔH) к длине пути фильтрации (L), т.е. grad$I = \Delta H/L$. Коэффициент фильтрации является основной характеристикой водопроницаемости грунтов и равен линейной скорости фильтрации при единичном градиенте напора, измеряется см/с или м/сут.

Если закон Дарси записать не для линейной (v), а для объемной ($v_{об}$) скорости фильтрации, измеряемой см^3/с или м^3/сут, то получим

$$v_{об} = k_ф \cdot S \cdot \text{grad} I = k_п \cdot \rho_w S \cdot \text{grad} I / \eta,$$

где $k_п$ — коэффициент проницаемости грунта, Д (дарси); S — площадь поперечного сечения, см^2; ρ_w — плотность воды, г/см^3; η — вязкость воды, сПз. Размерность коэффициента проницаемости ($k_п$) в системе СИ измеряется в м^2, а в СГС — в см^2. На практике чаще используется другая единица измерения коэффициента проницаемости — дарси (Д)[7]. Соотношение между коэффициентами фильтрации и проницаемости следует из выражения

$$k_ф = k_п \cdot \rho_w / \eta.$$

Таким образом, фильтрационная водопроницаемость грунтов может характеризоваться либо коэффициентом фильтрации, либо коэффициентом проницаемости. Вопрос об использовании уравнения Дарси в форме для линейной или объемной скорости фильтрации жидкости решается в зависимости от удобства и типа рассматриваемых задач. В гидрогеологии чаще применяется форма записи для линейной скорости фильтрации.

Уравнение Дарси в простой форме справедливо лишь в определенных пределах скоростей фильтрации. Согласно ряду данных, применение закона Дарси в грунтах определяется диапазоном числа Рейнольдса[8] (Re = 1 − 10).

Водопроницаемость грунтов зависит от множества факторов, что не позволяет в точной аналитической форме выразить зависимость коэффициента фильтрации от параметров того или иного грунта. Рассмотрим основные факторы, влияющие на величину коэффициента фильтрации грунтов.

Минеральный состав влияет на величину коэффициента фильтрации грунтов через связанную с ним дисперсность и пористость. В дисперсных грунтах, включая пески, примесь глинистых минералов приводит к снижению коэффициента фильтрации (рис. 12.1). Добавление к песку всего 10% глинистых частиц снижает водопроницаемость более чем на 50—60%.

На коэффициент фильтрации наиболее существенно влияют структурно-текстурные особенности грунта: гранулометрический состав, его однородность (неоднородность), форма, извилистость, размер пор и каналов, ширина раскрытия трещин и др. В зависимости от этих факторов коэффициент фильтрации различных грунтов меняется в широких пределах (табл. 12.6).

---

[7] 1 Д = 1,02·10^{-12} м^2 = 1,02·10^{-8} см^2; 1 мД (миллидарси) = 0,001 Д; 1 см^2 = 1,013·10^8 Д.

[8] Число (или критерий) Рейнольдса Re = $\rho v l/\eta$, где ρ — плотность, v — линейная скорость; l — длина; η — вязкость; является мерой отношения силы инерции к силе внутреннего трения потока.

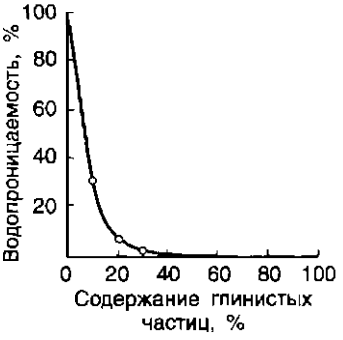


Рис. 12.1. Зависимость снижения водопроницаемости песчаного грунта (%) от содержания в нем глинистых частиц (*по И.В.Яропольскому*)

Влияние дисперсности и упаковки частиц на пронипаемость грунтов можно проиллюстрировать формулой Слихтера (1899). Для шарообразных частиц одинакового диаметра (d), при разной их упаковке, характеризуемой определенным коэффициентом упаковки (k_s), К.Слихтер вывел формулу для расчета коэффициента проницаемости ($k_п$):

$$k_п = d^2 \mathrm{SI},$$

где d — эффективный диаметр частиц; SI — число Слихтера, безразмерная величина, определяемая коэффициентом упаковки. Величина коэффициента упаковки (k_s) зависит от пористости n и типа сложения (табл.12.7). Из формулы следует, что коэффициент проницаемости прямо пропорционален квадрату диаметра частиц в монодисперсных системах. Известны также формулы для эмпирических расчетов коэффициентов фильтрации и проницаемости капиллярно-пористых систем с заданными правильными геометрическими параметрами — диаметрами шарообразных частиц, цилиндрическими капиллярами и т.д. (формулы Козени—Кармана, Т.Петтиджона, А.Хазена и др.), которые могут использоваться для ориентировочных расчетов водопроницаемости грунтов.

Водопроницаемость грунтов существенно зависит от однородности их гранулометрического состава. Наибольшие значения коэффициента фильтрации характерны для грунтов, однородных по гранулометрическому составу. С увеличением коэффициента неоднородности грунтов их водопроницаемость снижается.

Линейный закон фильтрации соблюдается лишь для грунтов с относительно большим коэффициентом фильтрации. В высокодисперсных грунтах с низкой водопроницаемостью (глины, торф) наблюдается отклонение от ли-

Таблица 12.6

Водопроницаемость различных грунтов

(*по П.П.Маслову*)

Грунты	K, м/сут	Характеристика грунтов по водопроницаемости
Глины, монолитные скальные грунты	меньше $5 \cdot 10^{-5}$	практически водонепроницаемые
Суглинки, тяжелые супеси, нетрещиноватые песчаники	до $5 \cdot 10^{-3}$	весьма слабо водопроницаемые
Супеси, слаботрещиноватые глинистые сланцы, песчаники, известняки и т.д.	до 0,5	слабо водопроницаемые
Пески тонко- и мелкозернистые, трещиноватые скальные грунты	до 5	водопроницаемые
Пески среднезернистые, скальные грунты повышенной трещиноватости	до 50	хорошо водопроницаемые
Галечники, гравелистые пески, сильнотрещиноватые скальные грунты	больше 50	сильно водопроницаемые

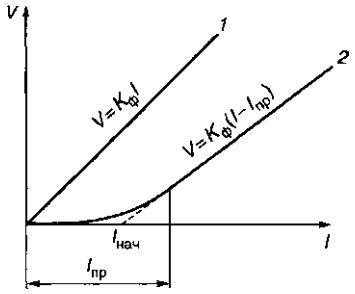


Рис. 12.2. Зависимость скорости фильтрации воды в песках (*1*) и глинах (*2*) от градиента напора (*I*):

$I_{нач}$ — начальный градиент фильтрации; $I_{пр}$ — предельный градиент фильтрации

Таблица 12.7

Коэффициент упаковки шарообразных частиц при разной пористости

Упаковка	Пористость *n*, %	Коэффициент упаковки $k_к$, %
Гексагональная	26	84,4
	30	52,5
	35	31,6
	40	20,3
Кубическая	45	13,7

нейного закона, а фильтрация в таких грунтах начинается лишь при превышении некоторого начального градиента напора, называемого *начальным градиентом фильтрации* ($I_{нач}$) (рис. 12.2). После превышения $I_{нач}$ скорость фильтрации возрастает нелинейно, постепенно выходя на прямой участок. Напорный градиент, при котором скорость фильтрации становится линейной, называют предельным ($I_{пр}$).

Причиной существования начального градиента фильтрации в глинах является наличие в порах связанной воды с аномальными реологическими свойствами — повышенной вязкостью. Для того чтобы «сдвинуть» слои связанной воды в тонких порах глины, надо преодолеть их сопротивление сдвигу, которое повышено по сравнению со свободной водой (см. гл.4). Наибольшим начальным градиентом фильтрации (до 60—70) обладают Na-формы монтмориллонитовых глин, наименьшим — каолиновые глины. На снижение начального градиента фильтрации влияют все факторы, которые приводят к разрушению структуры слоев связанной воды вокруг частиц (повышение температуры, повышение концентрации порового раствора и др.).

Грунты с выраженной ориентированной текстурой обладают *анизотропией* водопроницаемости по разным направлениям. Следует учитывать, что некоторые глинистые грунты в отношении водопроницаемости обладают ярко выраженной анизотропностью. Например, ленточные глины в горизонтальном направлении водопроницаемы, а в вертикальном — практически водоупорны. Лёссовидные породы, наоборот, в вертикальном направлении сравнительно сильно водопроницаемы, а в горизонтальном слабо водопроницаемы. Анизотропия водопроницаемости скальных грунтов может быть обусловлена их неравномерной трещиноватостью по разным направлениям. Во всех случаях оценки анизотропии водопроницаемости указывается, для какого направления определен данный коэффициент фильтрации грунта. *Коэффициент анизотропии* водопроницаемости ($K_{аф}$) определяется по формуле

$$K_{аф} = \frac{k_ф^{(=)}}{k_ф^{(\perp)}},$$

где $k_ф^{(=)}$, $k_ф^{(\perp)}$ — коэффициенты фильтрации соответственно вдоль (=) ориентации и перпендикулярно ($\perp$) ориентации.

Существенно изменяется водопроницаемость пород при их уплотнении под влиянием давления вышележащих масс горных пород или сооружений, а

также при разуплотнении и высыхании. Увеличение геостатического давления приводит к уплотнению грунтов, уменьшению их пор, развороту частиц и уплощенных агрегатов в направлении, перпендикулярном прикладываемой нагрузке. Следствием этого является общее уменьшение проницаемости грунтов с ростом геостатического давления и глубиной.

Многие глинистые породы при высыхании дают большую усадку, растрескиваются, отчего водопроницаемость их сильно повышается. Водопроницаемость глинистых пород может увеличиваться в десятки раз при растворении и выщелачивании содержащихся в их составе солей или цементирующего вещества, а также при вытаивании льда из мерзлых пород.

На водопроницаемости глинистых грунтов сказывается состав обменных катионов. На рис.12.3 видно, что Ca-, Al- и Fe-формы почв обладают соответственно в 95, 280 и 290 раз большей водопроницаемостью, чем Na-формы почвы. Снижение водопроницаемости глинистых пород от присутствия обменного Na^+ объясняется его диспергирующим действием, в результате чего уменьшается размер пор. Кроме того, обменный Na^+ увеличивает гидрофильность пород, т.е. содержание связанной воды, и существенно уменьшает эффективную пористость, что еще больше уменьшает их водопроницаемость. Как отмечал Е.М.Сергеев (1959), способность обменного Na^+ уменьшать водопроницаемость глинистых пород уже давно используется для практических целей при солонцевании почв.

Наличие газов, защемленных в грунтах или находящихся в поровом растворе, уменьшает их водопроницаемость. При этом пузырьки газов закупоривают поры, трещины и каналы, по которым идет фильтрация. Размер пузырьков зависит от давления воды, поэтому с ростом градиента напора коэффициент фильтрации такого грунта будет увеличиваться.

На водопроницаемость грунтов влияют не только состав и строение, но и особенности фильтрующейся жидкости и условия, при которых идет фильтрация.

Влияние состава и концентрации электролита порового раствора на водопроницаемость грунтов проявляется через изменение вязкости жидкости, а также через изменение агрегатного состава грунта. Повышение концентрации раствора ведет к увеличению степени агрегированности частиц, что влечет за собой увеличение размера межагрегатных пор, а следовательно — к росту коэффициента фильтрации. Исследования В.М.Павилонского показали, что водопроницаемость суглинков по хлоридно-натриевым и хлоридно-кальциевым растворам с концентрацией до 140—150 г/л и pH=10—10,8 почти на порядок выше по сравнению с фильтрацией чистой воды в тех же суглинках (рис. 12.4). При этом длительная фильтрация растворов солей приводила к некоторому снижению коэффициентов фильтрации за счет структурной перестройки грунтов.

Зависимость коэффициента фильтрации высокодисперсных глин от концентрации элект-

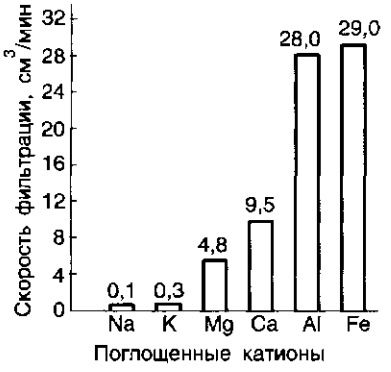


Рис. 12.3. Зависимость скорости фильтрации почвы от вида обменных катионов в ней (*по П.И.Шавргыгину*)

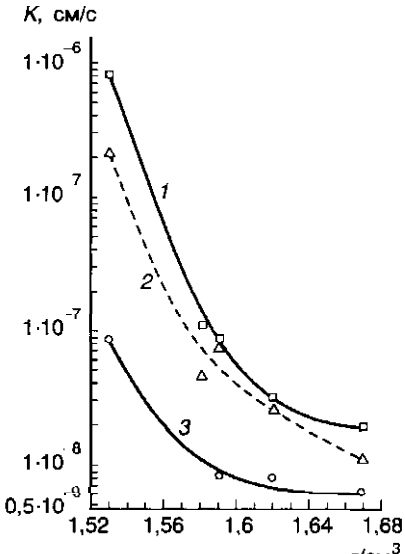


Рис. 12.4. Зависимость коэффициента фильтрации раствора соли (*1*, *2*) и воды (*3*) от плотности скелета суглинка (ρ_d) (*по В.М.Павлонскому и др., 1982*):

1 — максимальные значения; *2* — минимальные значения при длительной фильтрации

ролита порового раствора в широком диапазоне концентрации носит сложный характер (рис. 12.5). В области малых концентраций (менее 10% NaCl) их рост приводит к увеличению $k_ф$ за счет агрегации частиц и увеличения размера межагрегатных пор. Однако в дальнейшем рост концентрации приводит к снижению $k_ф$ вследствие того, что при высоких концентрациях порового раствора начинает сказываться влияние его повышенной вязкости, рост которой и ведет к снижению $k_ф$, что и наблюдается в экспериментах.

Среди внешних факторов наиболее существенное влияние на водопроницаемость грунтов оказывает температура (рис. 12.6). Исследования Л.И.Кульчицкого, И.А.Брилинг, В.А.Королева (1977) и других показали, что с ростом положительной температуры в диапазоне 0—90°С происходит существенное увеличение коэффициента фильтрации в глинистых грунтах.

Причинами этого являются: 1) уменьшение вязкости поро-

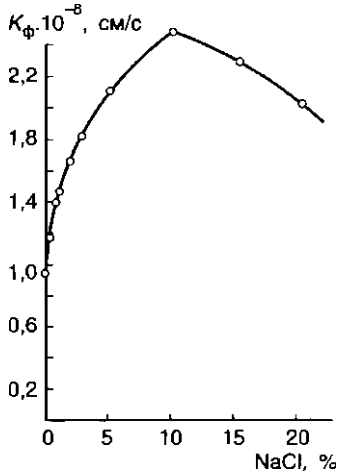


Рис. 12.5. Зависимость коэффициента фильтрации монтмориллонитовой глины от концентрации NaCl (*по Б.В.Дерягину*)

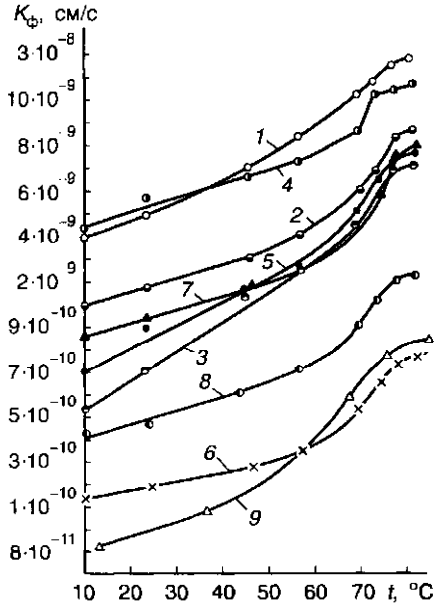


Рис. 12.6. Зависимость коэффициента фильтрации ($k_ф$) глин, уплотненных различными нагрузками (σ), от температуры (*t*) (*по Л.И.Кульчицкому, 1975*):

1, *3* - Na-каолин соответственно при σ = 0,2 и 3,2 МПа; *2*, *7*, *8*, *9* — Na-аскангель при σ = 0,4; 0,8; 1,6; 3,2 МПа; *4* — четвертичная монтмориллонитовая глина при σ - 0,6 МПа; *5*, *6* — Ca-аскангель соответственно при σ = 0,8 и 3,2 МПа

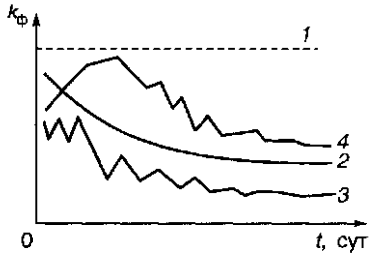


Рис. 12.7. Изменение коэффициента фильтрации грунтов во времени (t) при длительной фильтрации воды:
1—4 — типы грунтов (объяснение в тексте)

вой жидкости при нагревании, в том числе и слоев связанной воды с повышенной вязкостью, что ведет к падению $k_ф$; 2) частичное разрушение структуры слоев связанной воды вокруг частиц с аномальными реологическими свойствами за счет нагрева, перевод части воды из связанной в свободную; 3) увеличение за счет нагрева степени агрегированности частиц и рост при этом размера межагрегатных пор, что ведет к росту $k_ф$. Наибольшие структурные изменения связанной воды происходят в диапазоне температур 65—75°С, что выражается в более резком росте коэффициента фильтрации глинистых грунтов при этой температуре.

Многочисленные экспериментальные исследования показывают, что при *длительной фильтрации* воды $k_ф$ грунта остается постоянным лишь в случае его жесткой структуры, устойчивой во времени, что характерно для скальных грунтов (рис.12.7, кривая *1*).

У большинства же дисперсных грунтов, как показали исследования Г.М.Березкиной (1970, 1980), А.М.Царевой, Е.Н.Иерусалимской и др., в результате длительной фильтрации происходит нарушение их структуры и текстуры, связанное с растворением и выносом солей, потерей сцепления между отдельными частицами, выносом частиц, кольматацией пор и дальнейшим уплотнением грунта. Гидростатический напор действует как уплотняющая нагрузка. В результате этого коэффициент фильтрации во времени постепенно снижается и выходит на постоянное значение (см. рис. 12.7). При этом процесс снижения может быть плавным (рис. 12.7, кривая *2*), что характерно для пластичных глин, либо скачкообразным (кривая *3*). Локальная перестройка текстуры, переориентация блоков, их разворот, разрушение и другие факторы могут приводить к более сложному изменению коэффициента фильтрации во времени (кривая *4*).

ВЛАГОПРОВОДНОСТЬ В НЕНАСЫЩЕННЫХ ГРУНТАХ

Внутренний влагообмен и распределение жидкости в поровом пространстве грунта в состоянии равновесия с окружающей средой полностью определяется структурой грунта и внешними термодинамическими условиями. Общим условием равновесия воды в грунте является равенство ее химических потенциалов[9] $\psi_и$ в разных видах, находящихся в грунте.

Вода в порах грунта находится в виде: 1) адсорбционных пленок, толщиной от одного до нескольких молекулярных слоев; 2) смачивающих пленок, образующихся под действием капиллярных и осмотических сил; 3) жидкости, полностью заполняющей поры грунта; 4) фазы пара; 5) фазы льда. В грунте в разных его частях вода может одновременно присутствовать во всех

[9] Потенциал влаги ($\psi_и$, Дж/кг, эрг/г) — это работа, которую необходимо совершить, чтобы обратимо и изотермически перевести единицу массы воды из связанного состояния (с грунтом) в свободное (также см. гл.4).

указанных формах. Между ними возможен влагообмен вплоть до достижения состояния равновесия. Зависимость $\psi_в = f(w)$ (или для давления влаги $P_в = f(w)$) является основной гидрофизической характеристикой грунта (см. гл. 4).

Механизмы внутреннего влагообмена в грунтах разнообразны и состоят из вязкого течения и диффузии пара, вязкого течения жидкого конденсата и пленок. Поскольку все эти потоки линейно зависят от градиентов потенциала или давления влаги ($P_в$), то можно обобщенно, не разделяя их на составляющие, характеризовать их единым *коэффициентом влагопроводности* $K_и$ (см/с), отражающим способность ненасыщенного грунта проводить влагу. Коэффициент влагопроводности является основной гидрофизической характеристикой влагообмена в ненасыщенных грунтах и равен количеству влаги, переносимой в грунте в единицу времени через единицу площади при единичном градиенте потенциала влаги. В изотермических условиях и при отсутствии градиентов концентрации и электрического поля для одномерного потока ($J_и$) влаги вдоль координаты x имеем:

$$J_и = - K_и (d\psi_в/dx),$$

где $J_и$ — объемная скорость потока влаги; $K_и$ — коэффициент изотермической влагопроводности; $d\psi_в/dx$ — градиент потенциала влаги.

Это уравнение можно представить и в форме закона Дарси:

$$v = - K_и'(dH_э/dx),$$

где v — линейная скорость влагопереноса; $H_э$ — эквивалентный напор влаги в грунте, который связан с потенциалом влаги соотношением $H_э = \psi_в/g$, где g — ускорение свободного падения.

Закон изотермической влагопроводности можно записать и в диффузионной форме, тождественной первому закону Фика

$$v = -K_и (dH_э/dw) (dw/dx) = D_w (dw/dx),$$

где $D_w = -K_и (dH_э/dw)$ — *коэффициент диффузии влаги* (см^2/с), характеризующий инерционность развития поля потенциала влаги в грунте, т.е. скорость распространения его изменения. Однако в этом уравнении вместо концентрации диффундирующего вещества используется влажность w, а движущей силой процесса является ее градиент. Поэтому коэффициент D_w и назван коэффициентом диффузии влаги. Вместо эквивалентного напора $H_э$ в вышеприведенных уравнениях можно использовать потенциал влаги ($\psi_в$), или давление влаги ($P_в$), или расклинивающее давление $П$ (h), которые отличаются лишь размерностями и эквивалентны друг другу по физическому смыслу (см. гл.4):

$$\psi_в = P_в/\rho_в = H_э g = П(h)/\rho_в.$$

Величины производных потенциала влаги $(d\psi_в/dw)$, $(dP_в/dw)$, $(dH_э/dw)$ и dП $(h)/dw$ называются *дифференциальными потенциалоемкостями* и обозначаются как Z_m. Они эквивалентны друг другу по физическому смыслу и отличаются лишь размерностями. Обратные производные вида $(dw/d\psi_в)$, $(dw/dP_в)$, $(dw/dH_э)$ и $dw/dП$ (h) называются *дифференциальными влагоемкостями* грунта и обозначаются C_m. Эти параметры также эквивалентны друг другу и отличаются лишь размерностями. Использование параметров того или иного вида при анализе закономерностей влагопереноса в грунтах определяется лишь удобством.

Производная $dw_п/d\psi_в$ характеризует, по определению А.В.Лыкова, удельную или дифференциальную объемную влагоемкость грунта и равную

$$C_m = dw_п/d\psi_в = (dw/d\psi_в)\rho_d,$$

где $w_п$, w — соответственно объемная и весовая влажность грунта; $\psi_в$ — потенциал влаги; ρ_d — плотность скелета грунта. Это переменная для грунта величина, показывающая, какое количество влаги необходимо добавить к грунту, чтобы повысить значение ее потенциала на единицу. Величина C_m, наряду с потенциалом и давлением влаги $P_в$, служит количественной характеристикой энергии связи влаги со скелетом грунта.

Дифференциальная влагоемкость грунта C_m связана с другими коэффициентами влагопереноса соотношением

$$K_и = D_w C_m \rho_d.$$

Параметры влагопереноса в грунтах $K_и$, D_w и C_m зависят от химико-минерального состава и степени влажности, структурно-текстурных особенностей грунта, состава и концентрации электролита порового раствора, а также термодинамических условий среды. Поскольку эти параметры взаимосвязаны, то на них влияют одни и те же факторы. Общий качественный вид зависимостей давления влаги ($P_в$), а также параметров влагопереноса $K_и$, D_w и C_m от степени влажности грунта S_r показан на рис. 12.8.

Как видно из рисунка, отрицательное *давление влаги* в грунте ($P_в$) нелинейно растет по мере заполнения пор водой и достигает нуля в состоянии полного водонасыщения грунта. В этом состоянии на влагу может передаваться гидростатическое давление P, которое положительно по сравнению с $P_в$ (см. рис. 12.8, *а*).

Дифференциальная влагоемкость грунта C_m по мере заполнения пор водой нелинейно возрастает, достигая максимума при некоторой величине S_r, а затем снижается, уменьшаясь до нуля при полном водонасыщении, когда $S_r = 1$ (см. рис. 12.8, *б*). Величина C_m зависит от минерального состава грунта и связанной с ним дисперсности (рис. 12.9).

Коэффициент влагопроводности грунта $K_и$ по мере увеличения степени заполнения пор водой нелинейно возрастает и в состоянии полного водонасыщения достигает значений, равных коэффициенту фильтрации $k_ф$ данного грунта (рис. 12.8, *в* и 12.10). Таким образом, коэффициент влагопроводности по мере увлажнения грунта стремится к коэффициенту фильтрации и не мо-

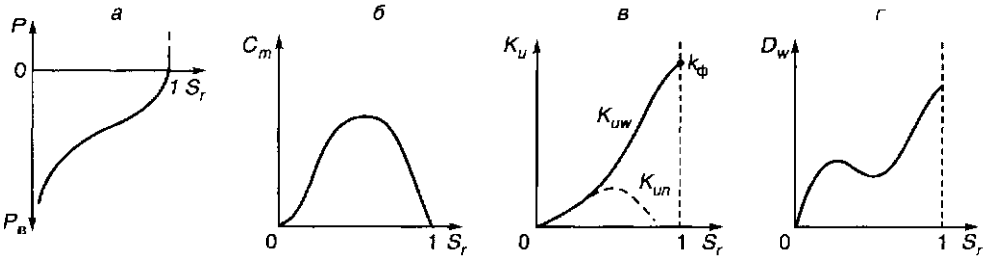


Рис. 12.8. Общий вид зависимостей давления влаги (*а*), дифференциальной влагоемкости (*б*), коэффициента влагопроводности (*в*) и коэффициента диффузии влаги (*г*) от степени влажности грунта S_r

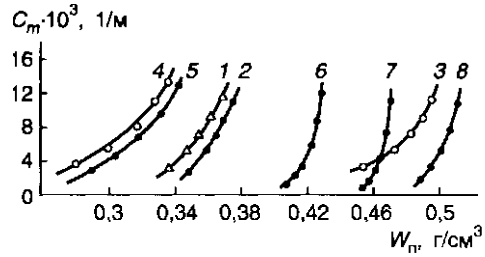


Рис.12.9. Зависимость объемной дифференциальной влагоемкости глинистых грунтов от их объемной влажности (*по Э.Д.Ершову, 1979*):

1 — супесь легкая; *2* — супесь тяжелая; *3* — каолинитовая глина; *4*, *5* — супесь естественного (*4*) и нарушенного (*5*) сложения; *6*, *7*, *8* — гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина при плотности 1,56; 1,46 и 1,35 г/см³

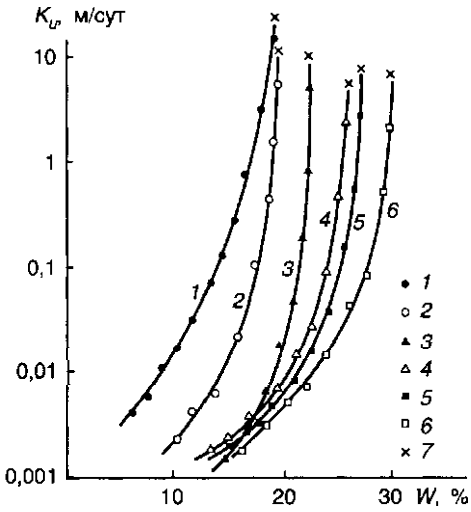


Рис. 12.10 Зависимость коэффициента изотермической влагопроводности песков от влажности (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — песок гравелистый; *2* — чистый крупнозернистый; *3* — чистый средне-мелкозернистый; *4* — гравелистый средне-мелкозернистый; *5* — пылеватый мелко-тонкозернистый; *6* — пылеватый тонко-мелкозернистый; *7* — значения коэффициента фильтрации

жет быть выше. В общем случае $K_и$ складывается из двух составляющих: переноса воды в форме жидкости ($K_{иw}$) и в форме пара ($K_{ип}$). *Коэффициент паропроводности* грунта ($K_{ип}$) достигает максимального значения, а затем снижается по мере перехода системы из двухфазной в трехфазную (см. рис. 12.8, *в*). Как видно из этого рисунка, значения $K_{ип}$ соизмеримы с $K_{ип}$ лишь в области малых влагосодержаний. С увеличением дисперсности грунтов кривые зависимости $K_и = f(w)$ смещаются вправо.

Коэффициент диффузии влаги D_w в зависимости от степени влажности грунта в широком диапазоне S_r обычно характеризуется кривой с минимумом, соответствующим максимальному значению дифференциальной влагоемкости грунта C_m (см. рис. 12.8, *г*). Это связано с тем, что при такой степени влажности большим градиентам влажности отвечают малые градиенты потенциала влаги, а именно они контролируют интенсивность процесса влагопереноса. Согласование этого физического факта с формальным описанием влагопереноса как процесса диффузии воды под действием градиента влагосодержания требует снижения значений D_w. Их небольшой максимум в области малых значений степени влажности обусловлен тем, что здесь, напротив, малые градиенты w приводят к большим градиентам потенциала влаги. Пройдя минимум, величина D_w по мере дальнейшего увлажнения нелинейно возрастает вплоть до достижения полного водонасыщения грунта (см. рис. 12.8, *г*).

Коэффициент диффузии влаги в грунтах зависит от тех же факторов, что и коэффициент влагопроводности. Он уменьшается при переходе от каолиновых к гидрослюдистым и далее — к монтмориллонитовым глинам (при прочих одинаковых условиях), а также при увеличении дисперсности грунтов. В зависимости от гранулометрического состава величина D_w уменьшается в ряду песок > супесь > суглинок > глина > тяжелая глина.

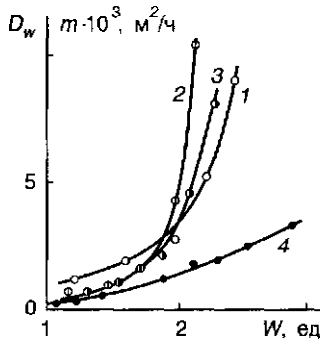


Рис. 12.11. Зависимость коэффициента диффузии влаги в торфе при различной концентрации KCl (моль/100 г твердой фазы) в поровом растворе (*по А.М.Абрамцу и др., 1992*):

1 — вода; *2* — 0,001; *3* — 0,01; *4* — 0,1

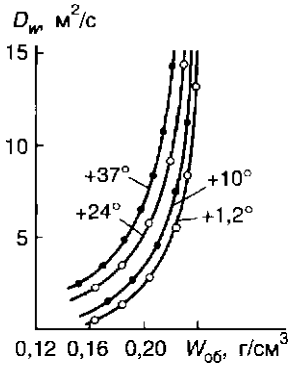


Рис. 12.12. Зависимость коэффициента диффузии влаги супеси от влажности при различной температуре (*по Э.Д.Ершову, 1979*)

В высокодисперсных грунтах (глинах, торфах) величина D_w зависит от концентрации электролита порового раствора. Как показали А.М.Абрамец и др. (1992), в области малых концентраций электролита порового раствора (меньше 0,1 моль/100 г твердой фазы) в торфах увеличение концентрации приводит к росту коэффициента диффузии влаги (рис. 12.11). Но при высокой концентрации электролита порового раствора происходит снижение D_w вследствие увеличения вязкости раствора и снижения подвижности, как молекул воды, так и ионов.

Из внешних термодинамических факторов на коэффициент диффузии влаги в грунтах оказывает влияние температура (рис. 12.12). При прочих одинаковых условиях повышение температуры приводит к росту коэффициента диффузии влаги D_w, как вследствие увеличения при этом кинетической энергии движения молекул воды, так и вследствие снижения вязкости и частичного теплового разрушения структуры слоев связанной воды.

ТЕРМОВЛАГОПРОВОДНОСТЬ ГРУНТОВ

Термовлагопроводностью не полностью насыщенных грунтов называется перенос влаги под действием градиента температуры. Термовлагоперенос наиболее интенсивно осуществляется в трехкомпонентных грунтах, т.е. при неполном заполнении пор водой; поэтому этот процесс наиболее распространен в грунтах зоны аэрации.

Еще в 1915 г. Г.Бойюкос установил, что в почвах в закрытой системе возникает термоперенос влаги, направленный от теплого к холодному концу. Однако теория и закономерности этого процесса в грунтах были изучены лишь во второй половине XX в.[10] Исследованию термовлагопереноса в талых грунтах посвящены работы А.Ф.Лебедева, А.М.Глобуса, В.А.Королева, И.И.Лиштвана, А.М.Абрамца и др., в мерзлых — Э.Д.Ершова, Н.В.Чураева, В.Г.Чеверева и др.

[10] Теория термоосмоса, лежащего в основе термовлагопереноса, была разработана Б.В.Дерягиным в 1950 г. Термоосмос — движение жидкости в капилляре при наличии осевого градиента температуры.

Термовлагоперенос широко распространен в природных условиях во всех случаях, когда в грунтах возникают температурные градиенты. Наиболее часто он осуществляется вблизи дневной поверхности грунтов зоны аэрации вследствие температурного градиента, направленного вертикально вниз (летом), либо вверх (зимой). В первом случае термовлагоперенос направлен против восходящего потока испарения влаги и препятствует ему. Кроме того, термовлагоперенос возникает в грунтах вблизи любых искусственных источников тепла (теплотрасс, коллекторов, трубопроводов и др.).

Термовлагоперенос в грунтах имеет сложную природу. При наложении на грунт постоянного градиента температуры ($\mathrm{grad}\,T = \Delta T/\Delta x$, где ΔT — разность температуры горячего и холодного концов образца; Δx — длина образца) в его поровом пространстве начнут возникать потоки диффузии пара, термоосмотическое, термомениксовое и термокапиллярное течение воды. Эти *потоки массы всегда направлены от горячей к холодной части грунта.* В результате этого произойдет перераспределение влаги в грунте и изменится его влажность. Так, песок, имевший исходную равномерную влажность 15,5%, в результате термовлагопереноса станет неравномерно увлажненным: у горячего торца образца влажность будет закономерно уменьшаться, а у холодного — увеличиваться (рис.12.13). В результате этого через некоторое время в образце установится стационарный профиль влажности, соответствующий конечному распределению по всей длине образца грунта.

При этом средняя скорость результирующего потока влаги v, прошедшего через среднее сечение (x) колонки образца за промежуток времени от t_1 до t_2, равна

$$v = J/\rho_w = [(\int w dx)_{t2} - (\int w dx)_{t1}]/(t_2 - t_1),$$

где J — плотность потока влаги за время $\Delta t = t_2 - t_1$; w — влажность; ρ_w — плотность воды. Величина скорости v легко находится графическим интегрированием по данным рис. 12.13 для моментов времени t_1 и t_2.

Кроме того, скорость v может быть выражена в двучленной форме через *коэффициент диффузии* влаги D_w и *коэффициент диффузионного термовлагопереноса* D_T:

$$v = - D_w \cdot \mathrm{grad}(w) - D_T \cdot \mathrm{grad}(T),$$

где grad (w), grad (T) — соответственно градиенты влажности и температуры по длине образца. Коэффициент D_T характеризует термоперенос влаги за счет всех неизотермических составляющих (термоосмос, термодиффузия и др.), а коэффициент D_w — изотермическую влагопроводность за счет диффузии влаги.

Результирующий поток влаги за счет термовлагопереноса через среднее сечение образца (q), характеризующий *интенсивность термовлагопереноса* на момент времени t_1, определяется как $q = J \cdot t$. Зависимость его величины от влажности грунта показана на рис. 12.14, из которого следует, что величина q имеет максимум при некоторой влажности, положение которого практически не зависит от времени, но зависит от пористости и дисперсности грунта: с ростом плотности и уменьшением дисперсности максимум кривой $q = f(w)$ сдвигается влево. В глинистых грунтах положение максимума зависит от минерального состава: при прочих одинаковых условиях при переходе от каолинитовых к гидрослюдистым глинам максимум смещается вправо. В целом зависимость $q = f(w)$ позволяет определить для данного грунта область наиболее эффективного термовлагопереноса.

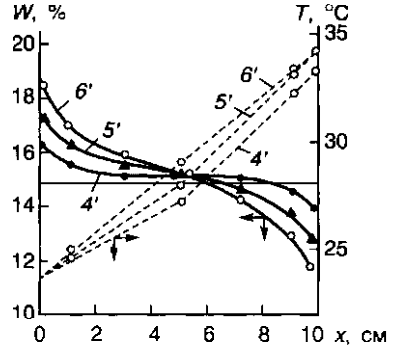


Рис. 12.13. Кинетика изменения поля влажности (w) и температуры (T) в средне-мелкозернистом песке при термовлагопереносе (*по В.А.Королеву, 1990*). Цифры у кривых — время от начала нагрева (час)

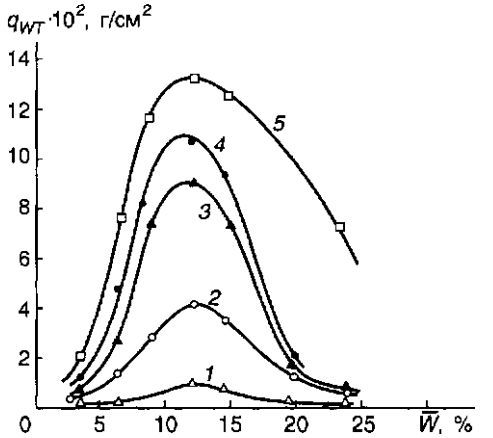


Рис. 12.14. Зависимость интенсивности термопереноса влаги от влажности средне-мелкозернистого песка при grad$T$ = 1,1°С/см и различной длительности опыта (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — 4 ч; *2* — 5 ч; *3* — 6 ч; *4* — 8 ч; *5* — 9 ч

Другой характеристикой термовлагопереноса является *перепад влажности* (Δw_{xr}) между холодным и горячим торцами образца («градиент влажности» по Смиту). Зависимость этого параметра термовлагопереноса от влажности для песка показана на рис. 12.15, *а*, из которого видно, что функция $\Delta w_{xr} = f(w)$ также характеризуется кривой с максимумом, примерно соответствующим той влажности, при которой наблюдается максимальная интенсивность термовлагопереноса.

Доля перераспределившейся влаги (Σ_{wT}) от всей, находящейся в системе, вычисляется по уравнению

$$\Sigma_{wT} = (w_0 x_i - \int w dx)/w_0 L,$$

где w_0 — исходная влажность; x_i — координата стационарного профиля влажности; L — координата среднего сечения. Эта величина характеризует общее количество перераспределившейся через среднее сечение образца влаги (рис.12.15, *б*).

По мере увеличения продолжительности термовлагопереноса максимум зависимости $\Sigma_{wT} = f(w)$ сдвигается влево, в сторону снижения исходной влажности грунта (см. рис. 12.15, *б*). С ростом исходной влажности грунтов величина Σ_{wT} закономерно снижается, поскольку по мере водонасыщения пор и постепенного перехода грунта из двухфазного в трехфазное состояние эффективность термовлагопереноса снижается. В песчаных и глинистых грунтах эффективность термовлагопереноса незначительна при степени влажности $S_r > 0{,}5$—$0{,}6$.

Коэффициент термовлагопереноса D_T в зависимости от влажности грунтов меняется аналогично функции $q = f(w)$ или функции $\Delta w_{xr} = f(w)$ (рис. 12.16, *а*). При влажности грунтов свыше w_{mg} величина коэффициента D_T закономерно возрастает, достигая максимума при влажности, близкой к капиллярной влагоемкости, затем снижается по мере увеличения степени заполнения пор водой.

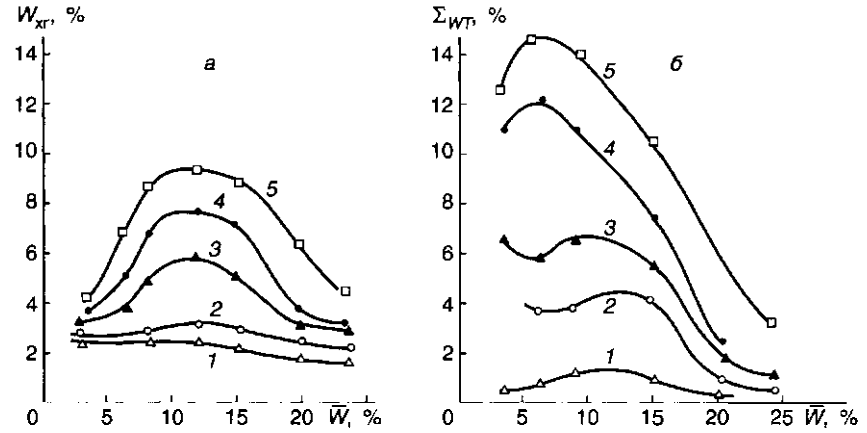


Рис. 12.15. Зависимость перепада влажности (*а*) и доли влаги, перераспределившейся под действием градиента температуры (*б*), от исходной влажности средне-мелкозернистого песка и длительности опыта (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — 4 ч; *2* — 5 ч; *3* — 6 ч; *4* — 8 ч; *5* — 9 ч

Примерно такую же форму имеют и зависимости *коэффициента диффузии* влаги D_w при термовлагопереносе от влажности (см. рис. 12.16, *б*). Форма этих кривых и их сравнение с аналогичными зависимостями $D_w = f(w)$ для изотермического влагопереноса свидетельствуют о том, что в случае термовлагопереноса диффузия влаги в грунтах от теплого к холодному торцу идет в основном в форме пара.

Величина коэффициента D_T в различных грунтах при температурном градиенте 1—1,5°С/см и средней температуре 20—30°С не превышает $3{,}0 \cdot 10^{-6}$ см^2/с·°С, составляя для большинства дисперсных грунтов величины порядка $n \cdot 10^{-7}$ см^2/с·°С.

Последней важнейшей характеристикой термовлагопереноса является «влажностный» *термоградиентный коэффициент* (δ_w), определяемый для стационарного состояния из соотношения

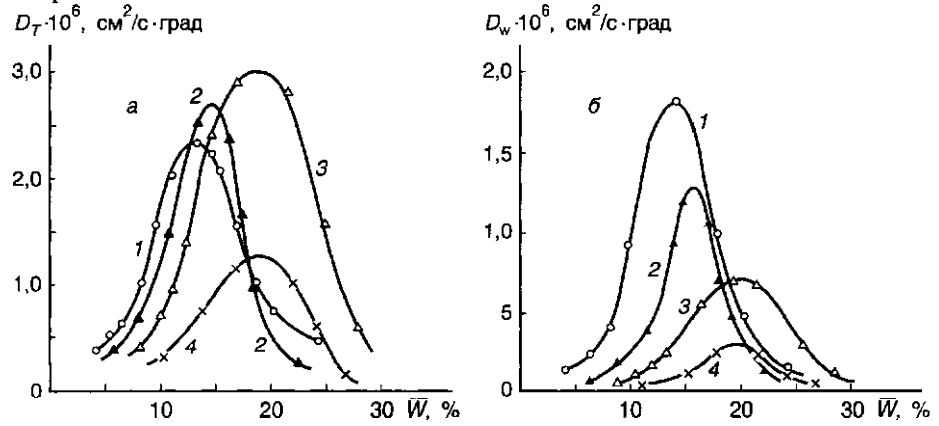


Рис. 12.16. Зависимость коэффициентов термовлагопереноса (*а*) и (*б*) от исходной влажности для различных грунтов (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — песок средне-мелкозернистый; *2* — средний лёссовидный суглинок; *3* - тяжелый лёссовидный суглинок; *4* — морская (гжельская) глина

$$\delta_w = D_T/D_w = -(dw/dT)_{t\to\infty}.$$

Термоградиентный коэффициент (δ_w) измеряется в 1/град. От величины (δ_w) зависит скорость суммарного термовлагопереноса q, определяемая уравнением

$$q = -K_m[(\partial/\partial x) - \delta_w(\partial T/\partial x)].$$

Влияние гранулометрического состава на величину термоградиентного коэффициента иллюстрируется на рис. 12.17, из которого следует, что с увеличением размера фракций монодисперсных систем величина δ_w смещается влево и вверх.

Его зависимость от влажности для различных дисперсных грунтов представлена на рис. 12.18. Величина термоградиентного коэффициента (δ_w) тоже характеризуется кривой с максимумом при влажности, обеспечивающей наибольшую интенсивность термовлагопереноса, и примерно равна капиллярной влагоемкости грунта. В зависимости от дисперсности коэффициент δ_w увеличивается при переходе от песков к супесям и далее — к суглинкам и глинам.

Термоградиентный коэффициент (δ_w) зависит и от концентрации электролита порового раствора и его pH (рис. 12.19). Повышение концентрации раствора, вызывающее уменьшение толщины пленок связанной воды, способствует снижению значений термоградиентного коэффициента в области нейтральных pH (соли NaCl, KCl). Кроме того, частично данный эффект связан с тем, что перенос пара влечет появление разности концентрации порового раствора. Это ведет к установлению стационарного состояния при меньшем перепаде влажности из-за выравнивания давления пара не только в свя-

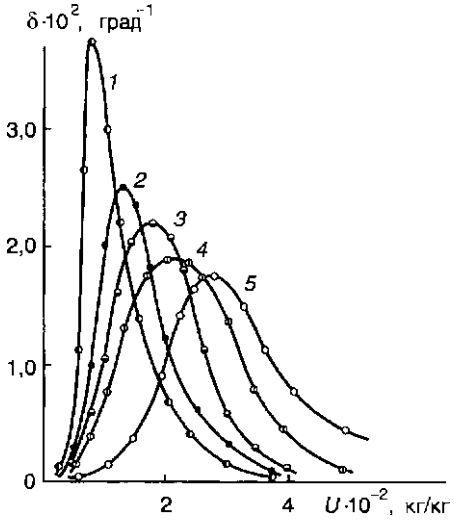


Рис. 12.17. Зависимость термоградиентного коэффициента кварцевых монодисперсных песков от влажности (*по А.М.Абрамцу и др., 1992*):

1 — 1—2 мм; *2* — 0,5—1 мм; *3* — 0,25—0,5 мм; *4* — 0,1—0,25 мм; *5* — меньше 0,1 мм

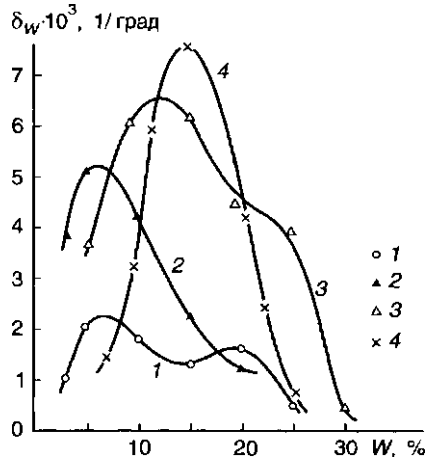


Рис. 12.18. Зависимость «влажностного» термоградиентного коэффициента δ_w от исходной влажности грунтов (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — песок средне-мелкозернистый; *2* — средний лёссовидный суглинок; *3* — тяжелый лёссовидный суглинок; *4* — морская (гжельская) глина

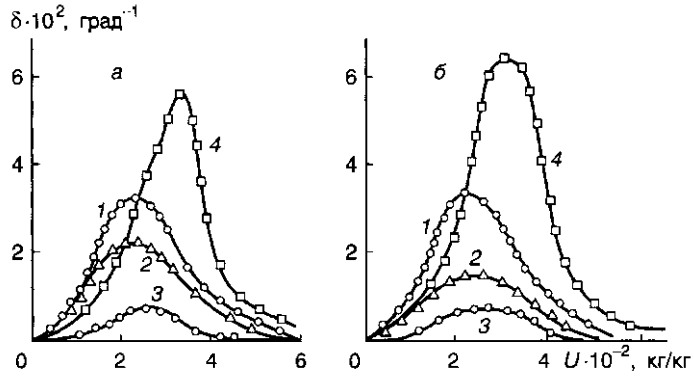


Рис. 12.19. Зависимость термоградиентного коэффициента от влажности кварцевого песка и концентрации электролита (*по А.М.Абрамцу и др., 1992*):

а — NaCl, C<0,01 моль/л (*1*); 0,1 (*2*) и 1 моль/л (*3*); NaOH, C=0,1 моль/л (*4*); *б* — KCl, C<0,01 моль/л (*1*); 0,1 (*2*) и 1 моль/л (*3*); KOH, C=0,1 моль/л (*4*)

зи с уменьшением кривизны менисков, но и вследствие падения концентрации раствора в холодной части образца.

В случае растворов щелочи значения коэффициента (δ_w) заметно повышаются, так как она оказывает стабилизирующее действие на смачивающие пленки из-за возможного роста электрического потенциала поверхности кварца (рис. 12.19, кривые *4*).

12.3. Газофизические свойства грунтов

ГАЗОПРОНИЦАЕМОСТЬ ГРУНТОВ

Газопроницаемостью грунтов называется способность пропускать сквозь себя газ при наличии перепада давления. Поскольку в природе не существует абсолютно сплошных грунтов, то все они в той или иной мере газопроницаемы.

Оценка газопроницаемости грунтов в инженерно-геологических целях проводится при строительстве подземных газовых хранилищ, при исследовании газогенерации грунтов, обустройстве свалок, а также при решении ряда задач в области технической и экологической мелиорации грунтов и т.д. В большинстве случаев газопроницаемость грунтов изучается в связи с экранирующей способностью, под которой понимают способность грунтов задерживать фильтрацию газов (или жидкостей). Экранирующая способность обратна газопроницаемости: чем выше газопроницаемость грунта, тем ниже его экранирующая способность, и наоборот.

Различают абсолютную и эффективную газопроницаемость. Абсолютная (или удельная) газопроницаемость — это проницаемость грунта по отношению к данному газу, не осложненная наличием в порах иных компонентов (других газов, жидкости, биоты и т.д), снижающих газопроницаемость. Она характеризуется *коэффициентом абсолютной проницаемости* $k_п$ по данному газу и зависит лишь от свойств и особенностей грунта. Абсолютная газопроницаемость грунтов определяется по формуле, справедливой при линейной зависимости скорости фильтрации газа от перепада давления:

$$k_{\text{п}} = 2VL\eta P_2/tS\,(P^2_1 - P^2_2),$$

где V — объем газа, проходящий через грунт, см^3; L — длина образца, см; η — вязкость газа, сПз; P_1, P_2 — давление газа соответственно на входе и выходе из образца; S — площадь сечения образца, см^2; t — время фильтрации газа, с. Газопроницаемость, как и проницаемость по жидкости (см. гл. 12.2), измеряется в дарси (Д).

Эффективная (или фазовая) газопроницаемость — это газопроницаемость грунта при наличии в его порах других фаз (жидкости, биоты и т.д.), препятствующих и снижающих газопроницаемость. Она характеризуется *коэффициентом эффективной проницаемости* ($k_{\text{эф}}$) по данному газу, который всегда меньше коэффициента абсолютной проницаемости. Обычно ее выражают в долях от абсолютной проницаемости.

Отношение эффективной проницаемости к абсолютной (выраженное в долях или процентах) называется *относительной проницаемостью* ($k_{\text{отн}}$)

$$k_{\text{отн}} = k_{\text{эф}}/k_{\text{п}}.$$

Абсолютная газопроницаемость грунтов зависит от тех же факторов, что и водопроницаемость (см. гл. 12). Минеральный состав грунтов влияет на величину $k_{\text{п}}$ через связанные с ним дисперсность и гидрофильность грунта. Примесь к грунтам высокодисперсных глинистых минералов снижает их газопроницаемость. С увеличением дисперсности грунтов при прочих одинаковых условиях их газопроницаемость падает (рис. 12.20). Низкой газопроницаемостью обладают сильно засоленные грунты и каменная соль.

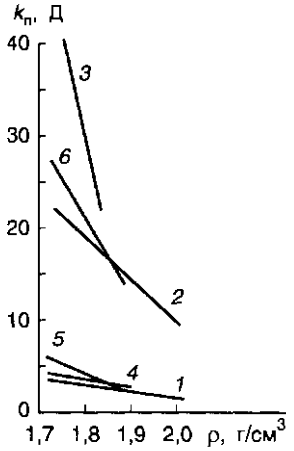
На абсолютную газопроницаемость наиболее сильно влияют структурно-текстурные особенности грунтов: дисперсность, отсортированность частиц, величина открытой пористости, форма частиц и поровых каналов, тип текстуры грунта и др. Наибольшей газопроницаемостью обладают крупнодисперсные грунты без заполнителя, хорошо отсортированные чистые пески, а также скальные грунты с высокой открытой пористостью — известняки, песчаники, туфы и др. Проницаемость определяется не общей пористостью, а открытой, причем в проницаемость основной вклад вносят крупные поры, трещины и сообщающиеся каналы и каверны.

Глинистые грунты, хотя и обладают обычно высокой пористостью, характеризуются низкой газопроницаемостью, поскольку они имеют преимущественно тонкие капиллярные и ультрапоры, движение газа в которых затруднено. Строго говоря, глинистые грунты вообще не характеризуют абсолютной газопроницаемостью, поскольку они всегда содержат то или иное количество воды.

Плотность грунтов, в не слишком больших диапазонах колебаний, почти линейно связана с газопроницаемостью: с ростом плотности газопроницаемость дисперсных грунтов линейно уменьшается (см. рис. 12.20).

На газопроницаемость грунтов сильно влияет геостатическое давление. С увеличением давления от веса вышележащих пород происходит уплотнение грунтов, смыкание пор, разворот частиц в направлении, перпендикулярном прикладываемой нагрузке. Все это ведет к снижению их газопроницаемости.

Для оценки газопроницаемости и экранирующей способности литифицированных глинистых грунтов и аргиллитов А.А.Ханиным (1969) выделено пять групп пород от низкой до весьма высокой газопроницаемости (табл. 12.8).



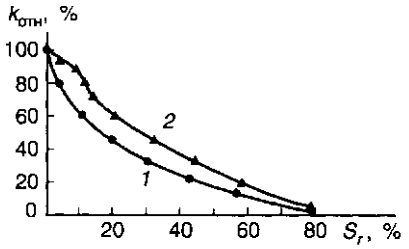


Рис. 12.21. Зависимость относительной проницаемости $k_{отн}$ (по воздуху) от степени водонасыщения ($S_г$) мелкозернистых песчаников (*по О.Ф.Корчагину и А.А.Ханину*):

1 — пористость 18% и проницаемость 81 мД; *2* — пористость 23% и проницаемость 1279 мД

Рис. 12.20. Зависимость коэффициента абсолютной проницаемости ($k_п$) воздуха от плотности образцов из различных песчаных фракций (*по А.А.Ханину*):

1 — 0,1 мм; *2* — 0,25—0,1 мм; *3* — больше 0,25 мм; *4* — смесь 0,1 мм (50%) и 0,25—0,1 мм; *5* — смесь мельче 0,25 мм (50%) и крупнее 0,1 мм; *6* — смесь 0,25—0,1 мм (50%) и крупнее 0,25 мм

Значительно более сложно различные факторы влияют на эффективную газопроницаемость грунтов. Наряду с теми же факторами, которые определяют абсолютную газопроницаемость, она зависит от влияния иных компонент и фаз и от взаимодействия газа с различными составляющими грунта. Наличие в порах иных компонентов приводит к снижению в той или иной степени газопроницаемости. Присутствие в порах воды или иных жидкостей является основным фактором, снижающим эффективную газопроницаемость. По мере увеличения степени заполнения пор грунта водой эффективная газопроницаемость закономерно снижается и при полном водонасыщении грунта падает до нуля (рис. 12.21).

На эффективную газопроницаемость влияет и адсорбция газов минералами: чем выше сорбционная способность минералов грунта по отношению к данному газу, тем ниже его эффективная газопроницаемость. Наряду с адсорбцией газы могут растворяться в жидкой фазе, присутствующей в том или ином количестве в порах грунта. В этом случае растворение газов также будет приводить к снижению эффективной газопроницаемости.

Таблица 12.8

Газопроницаемость глинистых пород

(*по А.А.Ханину, 1969*)

Газопроницаемость	Максимальный диаметр пор, мкм	Абсолютная газопроницаемость, мД	Экранирующая способность
Низкая	< 0,01	$< 10^{-6}$	Весьма высокая
Пониженная	0,05	10^{-6}—10^{-5}	Высокая
Средняя	0,3	10^{-5} -10^{-4}	Средняя
Высокая	2	10^{-4}—10^{-3}	Пониженная
Весьма высокая	10	$>10^{-3}$	Низкая

ДИФФУЗИЯ ГАЗОВ В ГРУНТАХ

Диффузией газов в грунтах называется изотермический процесс самопроизвольной фильтрации газа под действием градиента концентрации газа и направленный на выравнивание концентраций в порах грунта. Если грунт находится в состоянии не полного водонасыщения, то в нем может осуществляться диффузия газов или паров воды.

Газоперенос (или пароперенос) в грунте осуществляется за счет градиента концентрации газа (или пара), вызванного различными причинами, например градиентом температуры или градиентом парциального давления газа (упругости пара) и др. В этом случае в стационарных условиях диффузионный поток газа ($I_а$) определяется уравнением

$$I_а = D_а \operatorname{grad} C_а,$$

где $D_а$ — эффективный коэффициент диффузии газа (пара) в грунте (или *диффузивность*); $\operatorname{grad} C_а$ — градиент его концентрации. Основным параметром, характеризующим диффузию газов в грунтах, является диффузивность ($D_а$).

Величина эффективного коэффициента диффузии газа (пара) в не полностью водонасыщенном грунте может быть выражена через *коэффициент диффузии газа* (пара) *в воздухе* ($D_о$) или коэффициент его самодиффузии

$$D_а = \chi\ (n - w_п)\ D_о,$$

где χ — коэффициент извилистости грунта; n — его пористость; $w_п$ — объемная влажность грунта. Из этого выражения следует, что по мере увеличения степени влажности грунта эффективный коэффициент диффузии газа (пара) стремится к нулю.

Пароперенос играет существенную роль в процессах влагопереноса в ненасыщенных грунтах. Зависимость эффективного коэффициента диффузии паров воды в различных грунтах от их влажности показана на рис. 12.22, из которого следует, что максимум величины $D_а$ соответствует наличию в грунте влаги монослойной адсорбции. Диффузивность резко возрастает по мере заполнения активных центров адсорбции, а затем постепенно снижается по мере формирования воды полислойной адсорбции и развития процессов капиллярной конденсации воды в контактных зазорах частиц, препятствующих диффузионному пароперепосу.

Исследования В.А.Королева (1990) показали, что диффузивность крупнообломочных грунтов (без заполнителя), а также песчаных и супесчаных грунтов близка к изотермической диффузивности пара в воздухе.

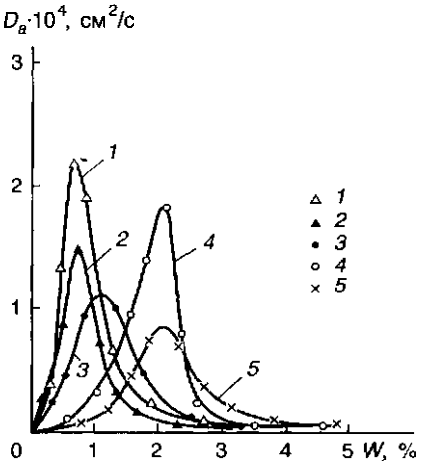


Рис. 12.22. Зависимость эффективного коэффициента диффузии водяного пара ($D_а$) от влажности лёссовых грунтов (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — легкий лёссовидный суглинок; *2* — лёсс легкосуглинистый крупнопылеватый; *3, 4* — средние лёссовидные суглинки; *5* — тяжелый лёссовидный суглинок

Таблица 12.9

Диффузивность грунтов при различной температуре

(по В.А.Королеву, 1990)

Грунт	Влажность, %	Пористость, %	Диффузивность D_a ($см^2/с$) при температуре (°С)		
			1°	20°	40°
Лёсс легкосуглинистый	0,75	45	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$
Суглинок средний	0,75	42	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Суглинок тяжелый	1,5	51	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$9,0 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$
Глина средняя	1,0	42	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$
Глина средняя	3,0	37	$4,8 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$
Глина тяжелая	7,5	52	$2,1 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$

С утяжелением гранулометрического состава и при переходе от песков к лёссам и далее к глинам величина D_a закономерно снижается. Кроме того, величина D_a уменьшается в грунтах с падением активной пористости и уменьшением температуры (табл. 12.9).

ИСПАРЯЕМОСТЬ ВЛАГИ В ГРУНТАХ

Газопроницаемость грунтов тесно связана с особенностями испарения из них влаги. Испарением в грунтах называется процесс перехода поровой воды из жидкого в газообразное агрегатное состояние — пар.

При переходе из жидкости в пар молекулы воды должны преодолеть силы молекулярного сцепления в жидкости (когезию). Работа против этих сил (работа выхода), а также против внешнего давления уже образовавшегося пара над жидкостью совершается за счет кинетической энергии теплового движения молекул. В результате испарения жидкость (и грунт вместе с ней) охлаждается. Для того, чтобы процесс оставался изотермическим, необходимо каждой единице массы воды сообщать определенное количество теплоты, называемой теплотой испарения (Дж/кг или Дж/моль). Испарение относится к фазовым переходам первого рода, которые характеризуются отличной от нуля теплотой фазового перехода — теплотой испарения.

В отличие от испарения воды со свободной поверхности (свободная вода) в грунтах испарение влаги происходит из пор, трещин и иных пустот, особенности которых влияют на процесс испарения. При этом испаряться может не только свободная, но и вода переходного состояния, а также связанная. Но поскольку связанная вода имеет иную структуру, чем свободная, и «удерживается» поверхностью твердой фазы грунта, то ее испаряемость намного ниже, чем свободной воды.

Испарение влаги с поверхности грунтов является глобальным процессом и вносит определенный вклад в круговорот воды в природе, влияет на водный баланс грунтовых массивов, а также влияет на изменение свойств грунтов. Испарение влаги с поверхности грунтов определяет формирование в них профиля влажности, который не постоянен во времени (рис. 12.23). Наибольшая интенсивность испарения и пароперенос осуществляется в верхнем слое грунта. Испарение влаги продолжается до тех пор, пока не установится равновесие потенциалов влаги (или давления) в воздухе над грунтом и в порах грунта.

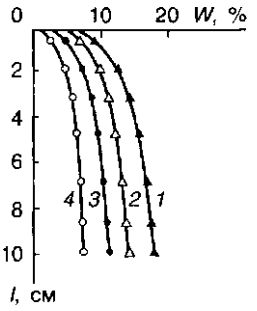


Рис. 12.23. Изменение во времени изотермических профилей влажности по глубине образца крупнозернистого песка при испарении влаги с его поверхности (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — через 6 ч; *2* — через 24 ч; *3* — через 52 ч; *4* — через 3 сут

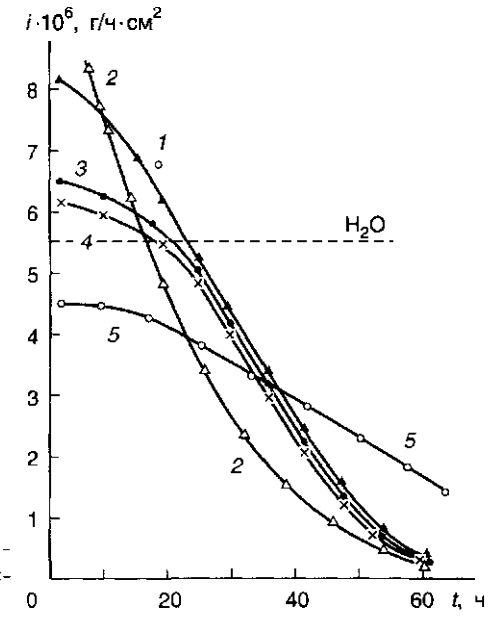


Рис. 12.24. Зависимость интенсивности испарения влаги во времени для различных песков (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — чистый тонко-мелкозернистый; *2* — чистый мелко-среднезернистый; *3* — чистый крупнозернистый; *4* — чистый средне-мелкозернистый; *5* — кварцевые шарики диаметром 2 мм; пунктир — испарение с поверхности свободной воды

Испарение в замкнутом пространстве при данной температуре идет до тех пор, пока пространство над избытком оставшейся жидкости с давлением p не будет заполнено насыщенным паром, в котором давление равно p_s. Давление насыщенного пара в порах грунта зависит только от температуры и повышается с увеличением температуры.

В качестве одного из основных параметров, характеризующих испаряемость воды в грунтах, выделяют *интенсивность испарения* (i). Это величина, характеризующая количество влаги, испарившейся из грунта с единицы его поверхности в единицу времени

$$i = m_w/S\Delta t,$$

где m_w — масса испарившейся влаги; S — площадь поверхности; Δt — время (интервал) испарения. Размерность интенсивности испарения, кг/см^2·с или г/см^2·ч.

Интенсивность испарения в грунтах не является постоянной величиной, она меняется во времени по мере испарения тех или иных категорий воды, содержащихся в грунте (рис. 12.24). Как показывают многочисленные экспериментальные данные, на начальном этапе интенсивность испарения с поверхности грунтов i превышает таковую с поверхности свободной воды (см. рис. 12.24, пунктирная линия). Это явление отмечено как в песчаных грунтах, так и в глинистых грунтах различного состава и дисперсности. Объясняется это особенностями дегидратации порового пространства дисперсных грунтов: наибольшее испарение воды осуществляется из самых тонких пор, в которых максимален радиус кривизны поверхности менисков и которые подпитываются водой из смежных пор более крупного диаметра, оставаясь при этом заполненными водой. Таким образом, на этом этапе идет осушение крупных пор.

На втором этапе интенсивность испарения воды с поверхности грунта становится меньше таковой со свободной поверхности воды (см. рис. 12.24). При этом вода от капиллярно-пленочной переходит к капиллярно-стыковой, существующей в виде манжет на стыках частиц. Энергия связи с поверхностью увеличивается, поэтому ее испаряемость снижается. Этот процесс постепенно захватывает все более энергетически связанные с поверхностью категории воды и интенсивность испарения закономерно снижается, приближаясь в итоге к нулю.

Таким образом, испарение воды из грунтов является сложным процессом, в котором наряду с испарением воды и диффузией пара существенную роль играет капиллярное и пленочное движение влаги в порах грунта. Отсюда следует, что на интенсивность испарения в первую очередь будут влиять структурно-текстурные особенности грунта: дисперсность, открытая пористость, геометрия порового пространства и др. Интенсивность испарения с поверхности грунтов на первом этапе возрастает с ростом неоднородности и увеличением дисперсности грунта.

АЭРОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Аэродинамическими свойствами грунтов называются их особенности, характеризующие способность грунтов сопротивляться воздействию ветра и участвовать в аэродинамическом переносе слагающих их структурных элементов (частиц, агрегатов и др.). Аэродинамические свойства грунтов характеризуют их устойчивость к дефляции[11] (ветровой эрозии), эоловой денудации[12], участие в эоловом (ветровом) переносе и накоплении[13]. По аналогии с водопрочностью это свойство грунтов можно называть *«аэропрочностью» грунтов.*

Аэродинамические свойства грунтов в инженерно-геологических целях изучаются в связи с оценкой и прогнозом интенсивности дефляции грунтов, эоловой денудации, оценкой эоловых процессов, пылимостью отвалов искусственных грунтов, ветровой корразией инженерных сооружений и т.п. Огромный ущерб в мире наносится ветровой эрозией почв. Поэтому исследование дефляционной стойкости грунтов имеет огромное значение.

Количественными показателями эрозионной стойкости грунтов являются скорость эрозии ($v_э$) и интенсивность эрозии ($I_э$) грунта. *Скорость ветровой эрозии* ($v_э$) грунта оценивается как отношение уменьшения высоты образца грунта (Δh) за счет выдувания частиц к интервалу времени (Δt), в течение которого происходило воздействие воздушного потока, т.е.

$$v_э = \Delta h/\Delta t.$$

Скорость ветровой эрозии грунта измеряется в см/с.

---

[11] Дефляция (от лат. deflatio — выдувание) — разрушительная деятельность ветра, выражающаяся в выдувании и развевании рыхлого материала на поверхности земли, имеет глобальный характер. Синоним — ветровая эрозия.

[12] Эоловая денудация — разрушительная работа ветра, заключающаяся как в выдувании и раздувании рыхлого материала, так и в корразии — обтачивании пород ветроструйным песчаным потоком.

[13] Изучение ветровой эрозии как геологического процесса осуществляется в инженерной геодинамике, однако носит в основном описательный характер из-за слабой изученности аэродинамических свойств различных грунтов.

Интенсивность ветровой эрозии грунта ($I_э$) оценивается как отношение массы грунта (m), выдуваемой с единицы площади его поверхности (S) в единицу времени (t), т.е.

$$I_э = m/St.$$

Интенсивность ветровой эрозии грунта ($I_э$) измеряется в г/см^2·с.

Для оценки ветровой эрозии используются также критические параметры воздушного потока, при которых начинается отделение частиц, их отрыв, перенос, осаждение и т.п. Среди этих параметров чаще всего используются критические скорости воздушного потока ($v_к$), а также энергия потока ($E_к$), подъемная сила потока ($F_{подъ}$) и др.

Различают две критических скорости[14] воздушного потока, измеряемые в см/с. *Первая критическая скорость* воздушного потока ($v_{к1}$) — это такая скорость, при которой начинается отрыв частиц определенного радиуса от поверхности грунта и их волочение (качение) по поверхности. *Вторая критическая скорость* воздушного потока ($v_{к2}$) — это скорость, при которой начинается подъем частиц определенного радиуса от поверхности грунта и их полет (эоловый перенос) над поверхностью. Иногда выделяют третью и четвертую критические скорости, которые характеризуют процесс эоловой аккумуляции. *Третья критическая скорость* ($v_{к3}$), при которой начинается падение частиц на поверхность, примерно равна ($v_{к2}$). *четвертая критическая скорость* ($v_{к4}$), при которой завершается волочение (качение) частиц и они останавливаются на поверхности, примерно равна ($v_{к1}$).

В основе процесса ветровой эрозии грунтов лежит отделение (отрыв) воздушным потоком отдельных структурных элементов грунта (частиц, агрегатов, зерен и др.) и перенесение их ветровым потоком. Эрозионная стойкость грунтов определяется как внутренними факторами, и прежде всего свойствами самого грунта, так и внешними — параметрами воздушного потока и т.д.

Среди *внутренних факторов* эрозионной стойкости грунтов основное значение имеют их структурно-текстурные особенности, и прежде всего — прочность сцепления структурных элементов (аутогезия). Чем выше прочность на разрыв грунта, тем выше его эрозионная стойкость. Поэтому наибольшей стойкостью к ветровой эрозии обладают скальные грунты с прочными химическими структурными связями, кристаллизационными и цементационными контактами. К ним относится большая часть магматических, метаморфических и осадочных сцементированных грунтов. Наименьшей стойкостью к ветровой эрозии обладают дисперсные грунты со слабыми физическими и физико-химическими структурными связями, несвязной (сыпучей) структурой и имеющие точечные или механические контакты зацепления. К ним относятся природные и техногенные пески, алевритовые (пылеватые) и глинистые грунты, включая почвы.

Наряду с прочностью структурных связей существенное влияние на эрозионную стойкость дисперсных грунтов оказывает их гранулометрический состав. Наиболее дисперсные частицы имеют наименьшую массу и поэтому они легче будут отрываться от поверхности. Это действительно так для несвязных алевритовых и песчаных грунтов: для них величина ($v_{к1}$) уменьшается

[14] Понятие о критических скоростях было введено В.В.Звонковым (1962) при исследовании водной эрозии грунтов.

с увеличением дисперсности. Однако для глинистых и отчасти пылеватых грунтов силы аутогезии частиц друг с другом обычно превышают вес самих частиц, поэтому для их отрыва требуется приложение большей силы, что показано пунктирной кривой на рис. 12.25.

Как видно из графика, при значительной аутогезии тонких частиц грунта $v_{к1}$, обусловливающая отрыв частиц, может превышать значение $v_{к2}$, необходимой для полета оторванных частиц, а зона движения таких частиц по поверхности уменьшается или даже может полностью отсутствовать. Таким образом, связность частиц грунта существенно увеличивает критические скорости.

Специальные исследования с применением изотопного анализа показали, что захваченные ветром частицы грунта при $v > v_{к2}$, в зависимости от их размера, могут находиться в тропосфере от нескольких минут до 28 суток (в среднем около 5—7 сут.). Согласно данным А.П.Лисицына (1978), частицы размером 0,1—0,01 мм переносятся главным образом на высоте нескольких сотен метров, дальность их переноса колеблется от сотен до первых тысяч километров. Более мелкие частицы (0,01—0,001 мм) могут переноситься на 5—7 тыс. км и более. Некоторые данные о значениях второй критической скорости для частиц разного размера приведены в табл. 12.10.

На эрозионную стойкость оказывает большое влияние и однородность (неоднородность) гранулометрического состава грунта. Установлено, что однородные по гранулометрическому составу пески и алевритовые отложения при прочих одинаковых условиях менее стойки к ветровой эрозии. Примесь в песках пылеватых и особенно глинистых частиц, повышающая их неоднородность, существенно повышает и эрозионную стойкость таких грунтов вследствие того, что глинистые частицы, адсорбируясь на поверхности песчинок, за счет адгезии увеличивают связность грунта.

Такое же положительное влияние оказывает примесь в дисперсных грунтах органических компонентов — гумусовых веществ. Гумус также обусловливает повышение связности дисперсных грунтов за счет процессов адсорбции и адгезии. Некоторые авторы предложили использовать содержание гумуса в качестве показателя эрозионной стойкости грунта.

Влажность грунтов также влияет на их эрозионную устойчивость, поскольку за счет капиллярной воды обеспечивается их капиллярная связность. Хорошо

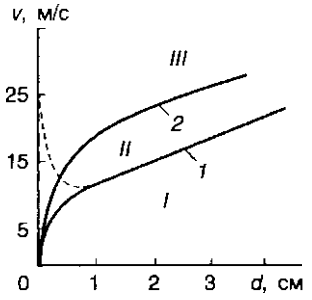


Рис.12.25. Зависимость первой (*1*) и второй (*2*) критических скоростей $v_к$ от диаметра частиц при ветровой эрозии (*по А.Д.Зимону, 1976*):

I — зона отсутствия эрозии и начала аккумуляции частиц; II — зона качения, волочения частиц по поверхности; III — зона полета частиц

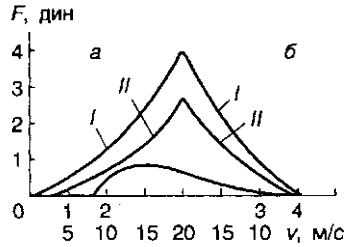


Рис. 12.26. Зависимость лобовой силы (I) и подъемной силы (II) для частиц диаметром 0,58 мм от скорости воздушного потока. Точки *1—4* — критические скорости (*по В.В.Звонкову, 1962*)

известно, что наиболее интенсивная ветровая эрозия грунтов происходит в сухие сезоны года, а также в засушливых регионах, где грунты испытывают недостаток увлажнения и не содержат капиллярную воду.

Таблица 12.10

Вторая критическая скорость для песчаных частиц различного размера

(по В.Фетту, 1961)

Диаметр частиц и агрегатов, мм	Вторая критическая скорость, м/с
0,25	4,5 – 6,7
0,50	6,7 – 8,4
0,75	8,4 – 9,8
1,00	9,8 – 11,4
1,50	11,4 – 13,0

Среди *внешних факторов*, влияющих на устойчивость грунтов к ветровой эрозии, на первом месте стоят скорость и энергия ветра. Из приведенного выше материала ясно, как различная критическая скорость влияет на отрыв и перенос частиц. На рис. 12.26 показана зависимость лобовой и подъемной силы ветра на частицы определенного диаметра в зависимости от скорости воздушного потока. Почти симметричный график $F = f(v)$ свидетельствует о том, что $v_{к3}$ и $v_{к4}$ для данных частиц почти равны соответственно $v_{к2}$ и $v_{к1}$. Таким образом, параметры дефляции (рис. 12.26, область *а*) и аккумуляции (область *б*) оказываются почти одинаковыми, что позволяет по одним из них характеризовать другие.

Для снижения скорости ветра и защиты грунтов от ветровой эрозии применяются лесопосадки в комплексе с иными инженерно-техническими, мелиоративными и агротехническими мероприятиями.

Стойкость грунтов к эоловой денудации во многом определяется теми же факторами, что и стойкость к ветровой эрозии. Чем прочнее структурные связи между частицами грунта, тем выше стойкость грунта к эоловой денудации. Стойкость грунта к ударному воздействию частиц зависит также от гранулометрического состава и его однородности. Замечено, что однородные по гранулометрическому составу грунты менее стойки к эоловой денудации. Более дисперсные и мелкокристаллические скальные грунты обладают большей устойчивостью к ударному воздействию частиц. Различие отдельных слоев в массивах грунтов по гранулометрическому и литолого-петрографическому составу обусловливает неодинаковые скорости их разрушения при эоловой денудации, что часто приводит к формированию причудливых форм рельефа.

Среди внешних факторов основным является скорость ветра. Однако при эоловой денудации поверхность грунта разрушается не только (и не столько) за счет отрыва частиц ветром при преодолении сил аутогезии между частицами, но также за счет ударного воздействия летящих частиц. Энергия воздействия ветра на поверхность грунта прямо пропорциональна массе единицы объема воздуха, которая увеличивается во много раз, если ветер несет взвешенные частицы. Поэтому, чем выше концентрация взвешенных частиц в воздухе, тем выше интенсивность эоловой денудации грунтов.

12.4. Теплофизические свойства грунтов

Теплофизические свойства грунтов оказывают большое влияние на различные природные процессы (выветривание, почвообразование, сезонное и многолетнее протаивание и промерзание), а также на условия работы инже-

нерных сооружений. При характеристике теплового режима грунтовых толщ необходимо знание таких теплофизических характеристик, как теплоемкость, теплопроводность и температуропроводность грунтов. Кроме того, используются показатели, характеризующие термическое линейное и объемное расширение и морозостойкость грунтов.

ТЕПЛОЕМКОСТЬ ГРУНТОВ

Теплоемкость характеризует способность грунтов поглощать тепловую энергию при теплообмене. Передача тепла в однородных твердых телах происходит путем обмена кинетической энергии при столкновении электронов или постепенной передачей колебаний кристаллической решетки от одной частицы к другой. Первый тип теплопроводности называется *электронным*. Он характерен в основном для тонкопроводящих сред — металлов и полупроводников. Второй тип часто называют *фононным*[14]. Именно он является основным в грунтах. Первый же тип теплопроводности имеет существенное значение в рудах различных металлов.

Теплота (ΔQ), сообщенная грунту, расходуется, согласно первому закону термодинамики, на изменение внутренней тепловой энергии (ΔU) и работу A, связанную с расширением грунта: $\Delta Q = \Delta U + A$. Для твердых и жидких тел количество тепла, расходуемого на расширение, пренебрежимо мало по сравнению с теплом, затрачиваемым на изменение внутренней тепловой энергии. В этих условиях сообщение грунту теплоты ΔQ вызывает приращение его температуры на Δt: $\Delta Q = Cm\Delta t$, где m — масса грунта; C — коэффициент пропорциональности, называемый теплоемкостью. Последняя измеряется количеством тепла, которое надо сообщить единице массы или объема тела для нагревания (или охлаждения) на 1°. Различают удельную и объемную теплоемкость грунтов.

Удельная теплоемкость (C) равна количеству тепла, которое необходимо сообщить единице массы грунта для изменения его температуры на 1°С при отсутствии фазовых переходов[15]. Ее измеряют в Дж/г·К (система СИ), Дж/кг·°С, эрг/г·°С (система СГС), кал/г·°С и ккал/кг·°С (внесистемная единица измерения)[16].

Объемная теплоемкость (C_v) численно равна количеству тепла, необходимого для изменения температуры единицы объема грунта на 1°С. Ее измеряют в Дж/м^3·°С (Дж/м^3·К), эрг/см^3·°С, кал/см^3·°С, (ккал/м^3·°С)[17].

Удельная (C) и объемная (C_v) теплоемкость связаны между собой: $C_v = \rho C$, где ρ — плотность грунта. В грунтоведении чаще всего используют удельную теплоемкость грунтов как более постоянную величину; поэтому в дальнейшем под теплоемкостью будем понимать удельную теплоемкость. Ее величина при небольших изменениях температуры (несколько десятков градусов) и давления принимается постоянной. Для грунтов—систем многокомпонент-

---

[14] Фононы – это кванты поля колебаний кристаллической решетки. Каждый фонон, подобно фотону, обладает энергией равной hf, где h — постоянная Планка, f — частота тепловых колебаний, Гц.

[15] Суммарное количество тепла, идущее на изменение температуры единицы массы грунта и фазовые превращения, называется *эффективной теплоемкостью* ($C_{эф}$).

[16] 1 кал/г·°С = 1ккал/кг·°С ≈ 4,19·10^3 Дж/кг·К ≈ 4,19·10^3 кДж/кг·°С ≈ 4,19 кДж/кг·К ≈ 4,19·10^7 эрг/г·°С.

[17] 1 кал/см^3·°С = 10^{3}ккал/м^3·°С ≈ 4,19·10^6 Дж/м^3·К ≈ 4,19·10^3 кДж/м^3·К ≈ 4,19·10^7 эрг/см^3·°С.

ных — она определяется теплоемкостью их твердой, жидкой и газообразной составляющих.

Теплоемкость твердой компоненты грунтов (и, следовательно, теплоемкость сухих грунтов) определяется ее минеральным составом и содержанием органических веществ и может быть рассчитана по формуле

$$C = C_1 x_1 + C_2 x_2 + \ldots = \sum_{i=1}^{n} C_i x_i,$$

где C_i — удельная теплоемкость минералов и органических соединений, x_i — весовое содержание этих соединений минералов в грунте.

Величина удельной теплоемкости наиболее распространенных минералов изменяется от 0,50 до 1,10 кДж/кг·К, причем у большинства из них она составляет 0,70—0,95 кДж/кг·К. В соответствии с этим удельная теплоемкость сухих грунтов, не содержащих значительной примеси органики, также колеблется в этих пределах (табл. 12.11).

Теплоемкость органических веществ значительно больше, чем минеральных. Поэтому теплоемкость почв и торфов, высушенных при 100°С, составляет 0,80—2,10 кДж/кг·К. Наибольшую теплоемкость имеют торф и почвы, богатые гумусом. В соответствии с этим в почвах наблюдается закономерное уменьшение теплоемкости вниз по разрезу по мере уменьшения содержания гумуса. В случае незначительного содержания гумуса в почве величина теплоемкости с глубиной изменяется мало.

Теплоемкость грунтов зависит не только от присутствия в них органического вещества, но и от соотношения в нем глинистых и песчаных частиц. Обычно чем глинистее грунт, тем больше величина его теплоемкости. Удельная теплоемкость воздушно-сухих песков 0,70—0,84, а глин 0,75—1,00 кДж/кг·К.

Теплоемкость влажных грунтов значительно выше, чем сухих, поскольку теплоемкость различных категорий воды намного превышает ее значения у минеральных и органических веществ. Так, удельная теплоемкость воды при температуре 20°С принимается за 4,19 кДж/кг·К (1 кал/г·°С). Ее величина для связанной воды в грунте, по данным одних исследователей, равна 2,95 кДж/кг·К, других — равна или близка к теплоемкости свободной воды.

Величина удельной теплоемкости пористых влажных грунтов ($C_{вл}$) с весовой влажностью (w), не превышает 10—20%, ориентировочно может быть рассчитана по формуле[19]

$$C_{вл} = C(1 - w) + w.$$

П.И.Андрианов (1936) предложил следующую формулу для определения удельной теплоемкости дисперсных грунтов, находящихся во влажном состоянии (с учетом содержания в них связанной воды):

$$C_{вл} = 0{,}2x + 0{,}7y + (w - y),$$

где x — весовое количество минеральных частиц; y — количество прочносвязанной воды; w — весовая влажность; 0,2 и 0,7 — удельная теплоемкость твердой компоненты и прочносвязанной воды, выраженные во внесистемных единицах измерения (кал/г·°С).

[19] В этой и последующих формулах этого параграфа теплоемкость компонент грунта выражена во внесистемных единицах измерения.

Таблица 12.11

Теплофизические характеристики грунтов

(по В.Н.Кобрановой, Г.Я.Новику, Э.Д.Ершову и др.)

Грунт	Удельная теплоемкость, кДж/кг·К	Коэффициент теплопроводности, Вт/м·К	Коэффициент линейного теплового расширения $\alpha \cdot 10^3$, 1/К
Асбест	0,79	0,22	0,7
Базальт	0,63–0,88	2,9–4,3	0,54
Габбро	0,71	2,0	—
Гнейс	0,71	1,6—3,4	—
Гранит	0,54–0,79	2,2–4,1	0,6–0,9
Диабаз	0,71	3,4	0,54
Известняк	0,67–1,04	0,8–4,1	0,5–0,89
Кварцит	0,71–0,85	2,9–6,3	1,1
Мрамор	0,42	1,3	0,3—1,5
Перидотит	—	2,4–3,4	—
Песчаник	0,75—0,95	0,7—5,8	0,5—1,2
Роговик	0,58—1,4	4,3–4,8	—
Сланец глинистый	0,75	1,5–2,2	0,9
Слюды			2,1—3,4
Уголь бурый	1,13	0,24	—
Уголь каменный	0,30	0,5–0,9	—
Пески			
воздушно-сухие	0,70—0,84	0,3—0,35	—
влагонасыщенные талые		1,7–2,6	—
то же, мерзлые		1,5—3,0	—
Глины			
воздушно-сухие	0,75—1,00	0,8–1,0	—
влагонасыщенные талые		1,2–1,4	—
то же мерзлые		1,4—1,8	—
Торф			
воздушно-сухой	0,8–2,1	0,012–0,14	—
влагонасыщенный талый		0,7—0,9	—
то же, мерзлый		1,1–1,2	—

Особенно сильно с ростом влажности увеличивается объемная теплоемкость грунтов. Так, при изменении степени влажности от 0,5 до 1 у торфа она увеличивается больше чем в 6 раз, глин — в 4 раза, песка — в 2,5 раза. В общем случае, по С.В.Нерпину и А.Ф.Чудновскому (1967), с увеличением влажности объемная теплоемкость (C_v) растет по линейному закону (рис. 12.27):

$$C_v = (C + \frac{w}{100})\rho,$$

где C — удельная теплоемкость; w — влажность, %; ρ — плотность грунта, г/см^3.

Теплоемкость воздуха при постоянном давлении и температуре 20°С равна 1,02 кДж/кг·К (0,243 кал/г·°С). Весовое количество воздуха, находящегося в 1 г грунта, ничтожно. Поэтому при определении теплоемкости грунта как трехкомпонентной системы теплоемкость воздуха обычно не учитывается.

Теплопроводность мерзлых грунтов отлична от таковой немерзлых и талых разностей, поскольку величина удельной теплоемкости льда (2,09 кДж/кг·К)

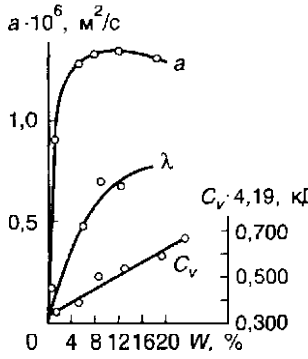


Рис.12.27. Зависимость коэффициентов теплопроводности (λ), температуропроводности (*a*) и объемной теплоемкости (C_v) от влажности для супесчаного грунта (*по А.Ф.Чудновскому, 1962*)

отлична от ее значений для минеральной и жидкой компонент. В общем случае удельная теплоемкость мерзлого грунта ($C_м$) при отсутствии фазовых превращений в нем может быть рассчитана по формуле

$$C_м = \frac{1}{m}(m_м C_м + m_н C_н + m_л C_л),$$

где m — масса грунта; $m_м$, $m_н$ и $m_л$ — соответственно массы минеральной части грунта, незамерзшей воды и льда; $C_м$, $C_н$ и $C_л$ — теплоемкости минеральной части грунта, незамерзшей воды и льда.

В заключение подчеркнем, что удельная теплоемкость грунтов наиболее часто колеблется в пределах 0,75—0,95 кДж/кг·К и только для торфов возрастает до 1,65—2,10 кДж/кг·К (см. табл. 12.11). Наименьшие значения теплоемкости характерны для плотных сухих разновидностей грунтов с положительной температурой; пористые водонасыщенные разновидности грунтов имеют более высокие значения удельной теплоемкости.

ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ ГРУНТОВ

Теплопроводность грунтов характеризует их способность проводить тепло. Она оценивается *коэффициентом теплопроводности* (λ), который представляет собой величину, равную количеству тепла, проводимого грунтом в единицу времени через единицу площади при температурном градиенте, равном единице. Его измеряют в Вт/м·К (система СИ), иногда в Вт/м·°С, эрг/см·с·°С (система СГС), кал/см·с·°С или ккал/м·ч·°С (внесистемная единица измерений)[20].

В некоторых случаях (например, при геофизических исследованиях скважин) для характеристики теплопроводности пород используют величину, обратную коэффициенту теплопроводности, $\xi = 1/\lambda$, которую называют *удельным тепловым сопротивлением*. Она характеризует степень сопротивления грунтов передаче тепла.

Теплопроводность грунтов, являющихся многокомпонентными системами, определяется соотношением твердой, жидкой и газообразной составляющих, их химико-минеральным составом, структурными и текстурными особенностями (дисперсностью, пористостью, слоистостью и др.), влажностью, фазовым состоянием воды и температурой.

Теплопроводность большинства породообразующих минералов колеблется от 0,20 до 7,00 Вт/м·К, составляя в большинстве случаев 0,80—4,00 Вт/м·К. Более высокой теплопроводностью (до 20—40 Вт/м·К) обладают рудные минералы — гематит, магнетит, пирит и др. Теплопроводность воды 0,54—0,60, льда 2,22—2,35, воздуха 0,023 Вт/м·К. Эти значения свидетельствуют о разли-

[20] 1 кал/см·с·°С = $3{,}6\cdot10^2$ ккал/м·ч·°С = $4{,}19\cdot10^2$ Вт/м·К = $4{,}19\cdot10^7$ эрг/см·°С.

чии теплопроводности трех основных компонент грунта и объясняют зависимость теплопроводности грунтов от их соотношения.

Теплопроводность резко возрастает по мере увеличения влажности грунтов, поскольку теплопроводность воздуха, вытесняемого водой из пор породы, приблизительно в 30 раз меньше теплопроводности воды. При полном заполнении всех пор водой теплопроводность грунта достигает максимального значения, причем она в очень малой степени зависит от концентрации порового раствора. В общем случае, по данным С.В.Нерпина и А.Ф.Чудновского (1967), коэффициент теплопроводности изменяется с ростом влажности по закону насыщения (см. рис. 12.27):

$$\lambda = ac^{bw} + c,$$

где w — влажность грунта, e — основание натурального логарифма; a, b и c — эмпирические коэффициенты, различные для разных типов грунтов.

Теплопроводность дисперсных грунтов зависит и от их гранулометрического состава. Грунты с повышенным содержанием грубых и крупных частиц (валунных, галечниковых, гравийных, песчаных) характеризуются более высокой теплопроводностью (повышение λ до 50%) по сравнению с тонкодисперсными (при условии равенства их влажности, плотности др.), поскольку в последних резко возрастает количество неплотных контактов между мелкими частицами, обладающих пониженной теплопроводностью.

Теплопроводность существенно зависит от плотности и, следовательно, пористости грунтов. Чем ниже плотность грунтов, тем менее плотно прилегают частицы друг к другу и тем меньше теплопроводность грунта (рис. 12.28). Экспериментально показано, что увеличение плотности скелета грунтов на 15—20% обусловливает возрастание теплопроводности примерно в два раза. Такое явление наблюдается и в почвах в интервале изменения плотности скелета от 0,6 до 2 г/см^3. Искусственное уплотнение также приводит к увеличению теплопроводности грунтов.

Большей части слоистых и сланцеватых грунтов присуща анизотропия теплопроводности (табл. 12.12). Коэффициент теплопроводности в среднем на 10—30% больше вдоль напластования, чем в направлении, перпендикулярном напластованию. Это обусловлено тем, что вдоль слоистости частицы грунта взаимодействуют интенсивнее, и наоборот, молекулярное движение перпендикулярно к плоскости слоистости и сланцеватости передается значительно хуже.

Анизотропия тепловых свойств наблюдается и в мерзлых грунтах. По данным Э.Д.Ершова (1990), она наиболее отчетливо выражена в толщах грунтов со шлировой криогенной текстурой. В таких грунтах при теплопотоке вдоль ледяных шлиров коэффициент теплопроводности обычно на 20—30% выше, чем в перпендикулярном направлении.

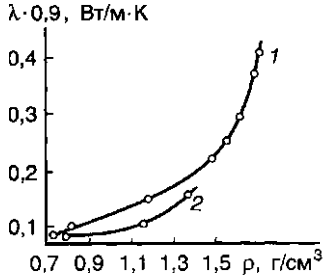


Рис. 12.28. Зависимость коэффициента теплопроводности песчаного (*1*) и суглинистого (*2*) грунтов от плотности скелета (*по А.Ф.Чудновскому*)

Влияние этих факторов обусловливает определенные диапазоны изменения коэффициента теплопроводности грунтов различных генетических групп. У интрузивных пород эта величина колеблет-

Таблица 12.12

Анизотропия теплопроводности скальных грунтов

(по В.В.Ржевскому и Г.Я.Новику)

Порода	Коэффициент теплопроводности λ, Вт/м·К		Коэффициент анизотропии $K_{ан}$
	вдоль слоистости	перпендикулярно слоистости	
Кварцевый песчаник	5,7	5,5	1,06
Гнейс	3,1	2,2	1,44
Мрамор	3,1	3,0	1,02
Известняк	3,4	2,6	1,35

ся от 2 до 5 Вт/м·К, увеличиваясь от основных к кислым образованиям. Для эффузивных грунтов диапазон изменения этого показателя составляет 2—4,3 Вт/м·К. Метаморфические породы характеризуются более широким колебанием значений коэффициента теплопроводности (0,22—7,4 Вт/м·К), величина которого возрастает в ряду сланцы—гнейсы—кварциты. У обломочных сцементированных грунтов λ=1,5—4,5 Вт/м·К, а у пылеватых и глинистых сцементированных λ=0,8—2,2 Вт/м·К. Наиболее низкая теплопроводность характерна для кремнистых сцементированных грунтов — 0,8—1,7 Вт/м·К. Существенно более высокие величины свойственны доломитам (7,2—11,9), ангидритам (3,7—5,8) и мергелям (2,6). Верхний предел теплопроводности крупнообломочных пород ограничен значениями λ слагающих обломки скальных грунтов (до 3—9 Вт/м·К), а нижний (до 0,3—0,5 Вт/м·К) — тепловыми свойствами заполнителя из тонкодисперсных пород.

Величина теплопроводности зависит и от температуры. В первом приближении эта зависимость описывается линейной функцией

$$\lambda_t=\lambda\ (1+\beta_0 t),$$

где λ — коэффициент теплопроводности при известной температуре; β_0 — температурный коэффициент, близкий к $3\cdot10^{-3}$ и t — температура.

Особенно сильно теплопроводность зависит от температуры у мерзлых грунтов, причем их коэффициент теплопроводности приближенно можно считать функцией льдистости:

$$\lambda_t=\lambda\left[1+\left(\frac{\lambda_м}{\lambda}-1\right)\frac{i_{0(t)}}{i_{\max}}\right],$$

где λ — коэффициент теплопроводности талого гунта, $\lambda_м$ — коэффициент теплопроводности мерзлого грунта при достаточно низкой температуре $t_м$, при которой фазовые превращения фактически закончились; $i_{(t)м}=i_{\max}$, $i_{0\,(t)}$ — относительная льдистость грунта (Мартынов, 1957). В большинстве случаев теплопроводность мерзлых дисперсных грунтов не превышает теплопроводности льда.

Фазовое состояние жидкой компоненты решающим образом сказывается на величине теплопроводности грунтов: при переходе в область отрицательных температур и переходе воды в лед коэффициент теплопроводности скачкообразно возрастает (рис. 12.29). Наиболее значительные изменения (до 25—30%) происходят в интервале температур 0...−5°С.

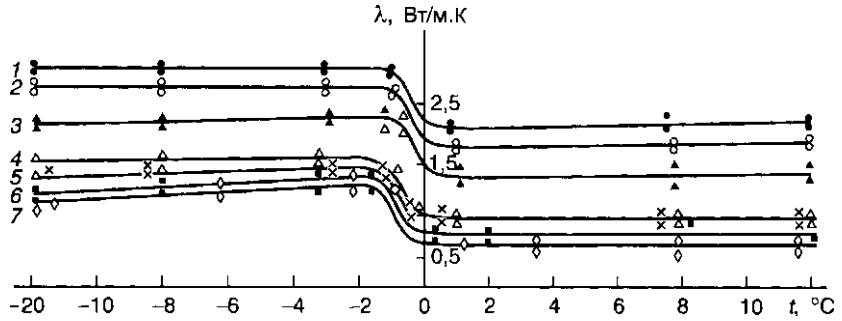


Рис. 12.29. Зависимость коэффициента теплопроводности пород различной дисперсности от температуры (*по Э.Д.Ершову, 1990*):

1 — крупнообломочная щебнистая порода с супесчаным заполнителем; *2* — мелкий песок; *3* — легкая мелкая супесь; *4* — лёссовидный суглинок; *5* — средний суглинок; *6* — глина; *7* — хорошо разложившийся торф

Э.Д.Ершов (1990) показал, что теплопроводность мерзлых грунтов, так же как и талых и немерзлых, при прочих равных условиях уменьшается с увеличением дисперсности в следующей последовательности: крупнообломочные—песчаные—супесчаные—лёссовые—суглинистые—глины—торф. Возрастание дисперсности увеличивает количество контактных тепловых сопротивлений, а также сопровождается ростом гидрофильности и ультрапористости, повышающих относительное содержание жидкой фазы воды с меньшей теплопроводностью, чем у льда. Такая закономерность прослеживается, как правило, во всем диапазоне температур (20...−20°С), включая область интенсивных фазовых переходов влаги, и справедлива для дисперсных пород с различной влажностью.

ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ ГРУНТОВ

Температуропроводность грунтов характеризует скорость распространения изменения температуры вследствие поглощения или отдачи тепла. Она оценивается *коэффициентом температуропроводности* (*a*), который численно равен теплопроводности грунта с объемной теплоемкостью, равной единице[21]:

$$a = \frac{\lambda}{C_v} \text{ или } a = \frac{\lambda}{\rho C}.$$

Эта величина измеряется в м²/с (система СИ), см²/с (система СГС), м²/ч (внесистемная единица измерений) и изменяется в сравнительно небольшом интервале от $0{,}31 \cdot 10^{-6}$ у гипсов до $40 \cdot 10^{-6}$ м²/с у каменной соли, у большинства скальных грунтов $(0{,}60—1{,}2) \cdot 10^{-6}$ м²/с.

Температуропроводность грунтов, подобно их теплопроводности, зависит от соотношения твердой, жидкой и газообразной составляющих, текстурных и структурных особенностей грунтов, состояния влаги и температуры. А.Ф.Чудновский (1948) показал, что величина коэффициента температуропровод-

[21] При наличии фазовых переходов в грунтах величину удельной теплоемкости (C) необходимо заменить на величину удельной эффективной теплоемкости ($C_{эф}$), полученный показатель называется коэффициентом эффективной температуропроводности.

ности изменяется в зависимости от влажности по закону максимума (см. рис. 12.27): сначала она растет и достигает максимума при определенной влажности, выше которой температуропроводность падает, стремясь в некоторых случаях к постоянному значению. Указанное явление объясняется тем, что у сухого грунта в образцах с нарушенной структурой тепловой контакт между частицами плохой, вследствие чего величина теплопроводности низкая. Присутствие связанной воды вокруг грунтовых частиц облегчает переход тепла от одной частицы к другой, что вызывает резкое увеличение теплопроводности. При дальнейшем увеличении влажности на величину теплопроводности оказывает влияние удельная теплоемкость минералов и воды. Поскольку у последней теплоемкость больше, то температуропроводность уменьшается (после определенного предела) с увеличением влажности, постоянно приближаясь к температуропроводности самой воды.

Температуропроводность зависит от текстурных особенностей грунтовой толщи: обычно вдоль напластования коэффициент температуропроводности несколько выше, чем поперек напластования.

Температуропроводность зависит от температуры: понижение температуры грунтов несколько повышает коэффициент температуропроводности. Его величина для мерзлых грунтов в 1,3—1,5 раза выше по сравнению со значениями для талых. Однако коэффициент эффективной температуропроводности в области значительных фазовых переходов в мерзлых грунтах сначала резко убывает с понижением температуры и лишь затем постепенно возрастает, стремясь к предельному значению.

ТЕРМИЧЕСКОЕ РАСШИРЕНИЕ ГРУНТОВ

Грунты при изменении температуры способны изменять свои размеры. Это свойство грунтов характеризуется *коэффициентами теплового линейного и объемного расширения*, которые широко используются при расчетах в горном деле.

Если температуру t_1 образца грунта повысить до температуры t_2, то изменение линейных размеров образца Δl определится по формуле:

$$\Delta l = \alpha l\,(t_2 - t_1),$$

где α — коэффициент теплового линейного расширения; l — первоначальные линейные размеры образца грунта. Отсюда коэффициент теплового линейного расширения может быть определен как

$$\alpha = \frac{\Delta l}{l(t_2 - t_1)}.$$

Величина коэффициента теплового объемного расширения горных пород (β) приблизительно в три раза выше значений коэффициента теплового линейного расширения ($\beta = 3\alpha$). Величина коэффициента теплового линейного расширения осадочных, магматических и метаморфических грунтов колеблется в пределе $(0{,}2—3{,}4)\cdot 10^{-5}$ 1/K (см. табл. 12.11).

Укажем, что слоистые грунтовые толщи обладают анизотропностью по термическому расширению. С повышением всестороннего давления коэффициенты теплового линейного и объемного расширения уменьшаются.

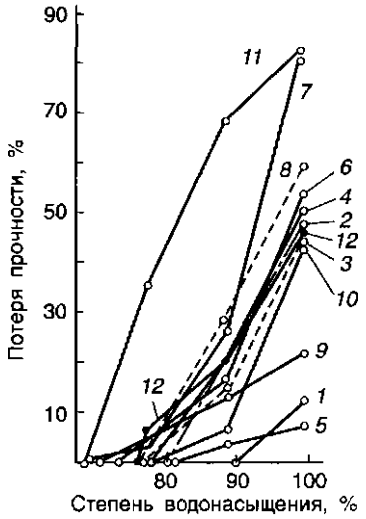
МОРОЗОСТОЙКОСТЬ ГРУНТОВ

Под морозостойкостью понимают способность грунтов сопротивляться воздействию отрицательных температур. Она обычно оценивается числом циклов замораживания и оттаивания грунтов и соответствующей потерей их прочности, а также *коэффициентом морозостойкости* ($K_м$), представляющим отношение предела прочности при сжатии образцов после замораживания к пределу прочности при сжатии сухих образцов. В строительной практике число циклов промерзания—оттаивания, в результате которых происходит снижение исходной прочности материала на 25% или его массы на 5%, называется *маркой морозостойкости.* Все эти показатели используются в основном при оценке горных пород как строительных материалов.

Уменьшение прочности грунтов и их последующее разрушение при воздействии отрицательных температур происходит под влиянием двух основных причин. Первая обусловлена внутренними напряжениями, возникающими в горных породах из-за разности коэффициентов объемного расширения слагающих минералов и резкой неоднородностью температур в разных слоях при охлаждении пород. Вторая главная причина обусловлена разрушающим воздействием замерзающей воды, находящейся в порах горных пород. Вода, превращаясь в лед, увеличивает свой объем на 9%, и если имеется свободное пространство (поры), куда может выдавливаться образующийся излишек объема льда, то гидростатическое давление не возникает. В ином случае оно возникает и может вызвать разрушение породы. Установлено, что возникающее в горных породах при их промораживании разрушающее напряжение зависит от соотношения между скоростью образования льда и легкостью «рассасывания» возникающих при этом местных давлений (Залесский, Флоренский, 1952). Нижним пределом этих давлений может быть давление свободно растущего кристалла льда (около 0,05 МПа), а верхним — давление воды, замерзающей в замкнутой системе (до 200 МПа при температуре —22°С).

Морозостойкость скальных грунтов зависит от теплофизических и прочностных свойств породообразующих минералов, прочности связи между отдельными зернами, характера увлажнения породы, ее структурно-текстурных особенностей, степени изменения и ряда других факторов. Высокой морозостойкостью характеризуются плотные породы с жесткими кристаллизационными связями, сложенные мелкими зернами из прочных минералов. Породы, обогащенные слабопрочными минералами (слюды, полевые шпаты, хлорит и др.), имеют довольно низкую морозостойкость.

Одним из наиболее важных факторов, определяющих морозостойкость грунтов, является их влажность. Экспериментально установлено, что разрушающее действие воды при замерзании начинает проявляться при степени водонасыщения, превышающей некоторую критическую величину, которая для большинства горных пород в среднем равна 0,8. Это объясняется тем, что при меньших значениях влажности суммарный эффект увеличения внутреннего напряжения в породе при замораживании не проявляется, а общий объем системы не только не увеличивается, а даже несколько уменьшается, что обусловлено обычным сжатием при охлаждении. При увеличении степени водонасыщения выше критической величины объемные деформации при замерзании резко возрастают, что вызывает резкую потерю прочности пород (рис. 12.30).



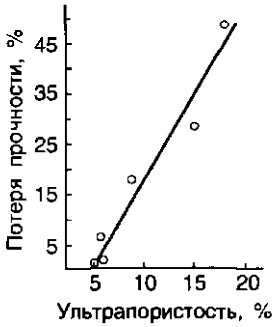


Рис. 12.31. Зависимость потери прочности доломитов мячиковского горизонта при замораживании от ультрапористости (*по Б.В.Залесскому, И.Я.Степанову, К.П.Флоренскому, 1950*)

Рис. 12.30. Зависимость потери прочности известняков (по модулю упругости) при замораживании от степени водонасыщения (*по Томасу, 1938*):

1—11 — разные типы известняков; *12* — средняя линия

Морозостойкость зависит от структуры грунтов. Крупнозернистые и неравномернозернистые разности при прочих равных условиях обладают меньшей морозостойкостью. Она также уменьшается с увеличением открытой пористости горных пород, причем существенное значение имеет размер пор (в том числе и ультрапор размером $n \cdot 10^{-4}$—$n \cdot 10^{-3}$ мм, рис. 12.31) и характер их распределения в породе.

На изменение морозостойкости горных пород существенное влияние оказывает скорость изменения температуры. Если процесс замерзания воды происходит с большой скоростью, то при этом возникают значительные напряжения, которые могут превысить предел прочности и вызвать разрушение породы. По данным Б.В.Залесского и К.П.Флоренского (1952), при постепенном охлаждении известняка до −5°С в течение 23,5 часов максимальная линейная деформация составляла $0{,}38 \cdot 10^{-4}$ см, а при погружении в ванну с жидкостью при температуре −5°С она возросла в 11 раз. Модуль упругости после трех циклов медленного замораживания понизился на 5—10% в зависимости от размеров образца, а после одного быстрого охлаждения — на 60—82%.

Прямое определение морозостойкости грунтов проводится на образцах правильной формы многократным замораживанием водонасыщенных образцов и оттаиванием их под водой. Обычно проводятся 25 циклов замораживания—оттаивания водонасыщенных образцов, в диапазоне температур —20...+20°С. При специальных исследованиях диапазон температур задается иным, а количество циклов может быть увеличено до 50—100 и даже 200.

12.5. Электрические свойства грунтов

Способность грунтов проводить и поглощать электрический ток широко используется в процессе инженерно-геологических исследований, при осу-

шении и электрооттаивании грунтов. Электрические свойства грунтов используются при расчете заземляющих устройств электростанций, линий электропередач, для расчета защитных устройств в целях борьбы с коррозией трубопроводов и т.д. Наиболее важными электрическими свойствами грунтов являются электропроводность, поверхностная проводимость и диэлектрическая проницаемость.

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ГРУНТОВ

Электропроводность грунтов — способность грунтов проводить электрический ток. Это свойство характеризуется величиной *удельной электропроводности* (σ) или *удельного электрического сопротивления* (ρ):

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{RS}{L},$$

где R — полное электрическое сопротивление образца грунта, Ом; S — площадь поперечного сечения образца, м^2; L — длина образца, м.

Удельное электрическое сопротивление численно равно полному сопротивлению (Ом) 1 м^3 грунта с основанием 1 м^2 и длиной 1 м, измеренному перпендикулярно плоскости куба. Удельное электрическое сопротивление обычно измеряется в Ом$^{-1}$·м$^{-1}$, удельная электропроводность — Ом$^{-1}$·м$^{-1}$ (или См·м$^{-1}$, где См — сименс).

Электропроводность и электрическое сопротивление грунтов являются сложными и достаточно изменчивыми характеристиками. Их величина зависит от большого комплекса факторов, наиболее важными из которых являются минеральный состав грунтов, их дисперсность, структурно-текстурные особенности, влажность, химический состав и концентрация порового раствора, температура и давление. Вследствие этого электропроводность и удельное электрическое сопротивление грунтов в зависимости от их состояния могут изменяться в широких пределах (рис. 12.32).

Электропроводность минеральных и органогенных частиц, слагающих грунты, разнообразна по своей природе и величине. Удельное сопротивление минералов изменяется от 10^{-3} до 10^{15} Ом·м и более. Среди них по характеру электропроводности выделяются проводники, полупроводники и диэлектрики, взаимное соотношение которых во многом определяет электрические свойства грунтов. Идеальными проводниками являются самородные материалы ($\rho < 10^{-6}$ Ом·м), содержание которых в горных породах ничтожно. Преобладающее большинство минералов, слагающих скелет грунтов, представляют собой полупроводники и диэлектрики. Они обладают как электронной, так и ионной электропроводностью. У минералов-диэлектриков, составляющих основную массу породообразующих минералов (удельное электрическое сопротивление изменяется от 10^2 до 10^4 Ом·м и более), преобладает ионная электропроводность, роль которой увеличивается с повышением температуры среды. Особенно сильно возрастает ионная электропроводность у легко гидролизующихся глинистых минералов. При прочих равных условиях электропроводность грунтов находится в прямой зависимости от количества хорошо проводящих минералов.

Электропроводность грунтов в значительной степени зависит от их влажности, состава и концентрации порового раствора. Электропроводность сухих

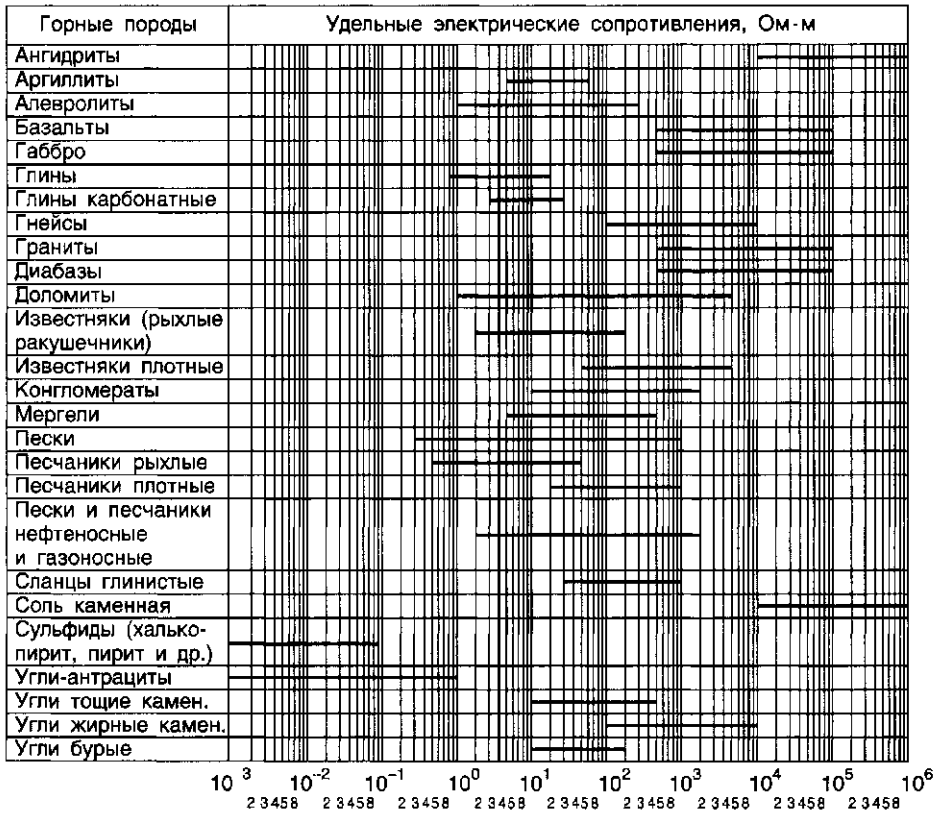


Рис. 12.32. Удельные электрические сопротивления различных типов грунтов (*по В.Н.Дахнову*)

грунтов во много раз меньше, чем влажных, что объясняется резкой разницей удельного электрического сопротивления воздуха и воды. Поэтому трещиноватые и кавернозные сухие скальные грунты имеют очень высокое удельное электрическое сопротивление. Электропроводность сухих несвязных грунтов также высокая и в основном определяется сопротивлением контактов твердой фазы между отдельными зернами.

Наличие в грунтах водных растворов резко повышает их электропроводность (рис. 12.33). Благодаря их присутствию удельное электрическое сопротивление грунтов в естественных условиях во много раз меньше сопротивления основных породообразующих минералов.

Такая картина обусловлена тем, что жидкая компонента, представленная главным образом водными растворами, представляет собой природный электролит различного состава и концентрации. Для него характерна ионная электропроводность. Удельное сопротивление природных вод в зависимости от их химического состава и концентрации изменяется в широких пределах (от 10^{-2} до 10^{3} Ом·м и более) и уменьшается с увеличением концентрации природных вод. Все это обусловливает увеличение электропроводности влажных грунтов при возрастании концентрации поровых вод.

Наибольшие изменения электропроводности с повышением влажности грунтов наблюдаются в пористых осадочных породах. Например, при увлаж-

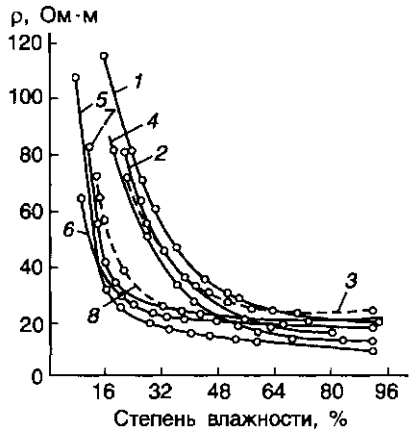


Рис. 12.33. Зависимость удельного электрического сопротивления дисперсных грунтов от влажности (*по Л.П.Терентьевой*):

1—4 — тонкодисперсные грунты, *5—8* — грубодисперсные грунты

нении сухого песчаника на 2—3% его удельное электрическое сопротивление уменьшается на несколько порядков. У магматических и метаморфических грунтов, характеризующихся незначительной пористостью (в них преобладают закрытые поры), эта зависимость выражена слабее.

В тонкодисперсных грунтах при их гигроскопическом увлажнении электропроводность чрезвычайно мала. При дальнейшем увеличении влажности происходит достаточно резкое ее увеличение. С увеличением влажности до 60—80% от величины полной влагоемкости электропроводность возрастает до максимума. При дальнейшем увеличении влажности в слабозасоленных грунтах электропроводность может уменьшиться вследствие разбавления содержащегося в порах раствора электролита.

Электропроводность грунтов зависит также от структурно-текстурных особенностей грунтов: от формы упаковки грунтовых частиц, общей пористости, наличия, формы и распространения проводящих включений. В общей форме зависимость электрического сопротивления грунта от его пористости может быть выражена формулой

$$\rho = \rho_м \frac{2+n}{2(1-n)},$$

где $\rho_м$ — удельное сопротивление минеральной составляющей твердой компоненты грунта, n — пористость, в долях единицы.

Существенное влияние на электропроводность грунтов оказывают размер и форма проводящих включений. Для грунтов с включениями сферической формы удельное электрическое сопротивление выражается следующей зависимостью:

$$\rho = \rho_1 \frac{\rho_1(1-V)+\rho_2(2+V)}{\rho_1(1+2V)+2\rho_2(1-V)},$$

где ρ_1 — удельное сопротивление вмещающей породы, Ом·м; ρ_2 — удельное сопротивление проводящих включений, Ом·м; V — объем включений, в долях единицы.

Большая часть грунтов, особенно их слоистые осадочные и метаморфические разности, характеризуется электрической анизотропией: электропроводность слоистых (и сланцеватых) грунтов вдоль напластования всегда выше, чем перпендикулярно напластованию. Это свойство грунтов характеризуется *коэффициентом анизотропии* $\lambda = \frac{\rho_1}{\rho_2}$, где ρ_1 и ρ_2 — соответственно удельное электрическое сопротивление грунта перпендикулярно напластованию и вдоль

Таблица 12.13

Значение коэффициента анизотропии для некоторых типов осадочных и метаморфических грунтов

(по В.Н.Дахнову и др.)

Грунты	Коэффициент анизотропии
Известняки	1,00—1,30
Глины слабослоистые	1,02—1,05
Глины с прослоями песков	1,05—1,15
Глины сланцеватые	1,10—1,59
Песчаники слоистые	1,10—1,59
Сланец хлорит-биотитовый	1,12
Сланцы глинистые	1,41—2,25
Роговик магнетитовый	1,66
Сланцы графитовые и углистые	2,00—2,75

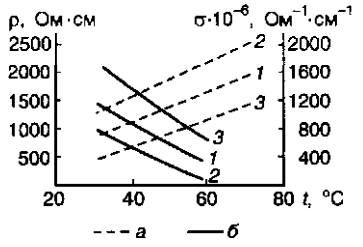


Рис. 12.34. Зависимость электропроводности (*а*) и удельного электрического сопротивления (*б*) дисперсных грунтов от температуры (*по С.В.Нерпину и А.Ф.Чудновскому*):

1, 2, 3 — различные типы грунтов

напластования. Величина его для известняков 1—1,30, для глин 1,02—1,30, песчаников 1,10—1,60, сланцев 1,10—2,75 (табл. 12.13).

В некоторых случаях анизотропия электрических свойств обусловлена ориентировкой пор и частиц в грунтах.

Электропроводность грунтов в значительной степени зависит от температуры. С возрастанием температуры удельное электрическое сопротивление грунтов падает и, следовательно, возрастает их электропроводность (рис. 12.34). В частности, электросопротивление осадочных пород уменьшается в два раза и более при возрастании температуры на 40—50°С.

С понижением температуры грунта и образованием льда в его порах электрическое сопротивление резко возрастает (рис. 12.35) и достигает больших величин (рис. 12.36, табл. 12.14). При замерзании свободной воды электропроводящим элементом остается незамерзшая связанная вода, количество которой определяется дисперсностью и минералогией грунта и его температурой. Остальная вода переходит в лед, прослои и линзы которого удлиняют, а местами и преграждают пути прохождения электрического тока (удельное электрическое сопротивление льда в три раза выше сопротивления чистой воды). Максимум электропроводности мерзлых тонкодисперсных грунтов, по данным А.А.Ананяна, соответствует содержанию влаги, близкой к влажности нижнего предела пластичности или максимальной молекулярной влагоемкости, когда вся вода является ориентированной поверхностью частиц грунта, и льдистость минимальна. При дальнейшем понижении температуры мерзлой толщи льдистость увеличивается, уменьшается количество неза-

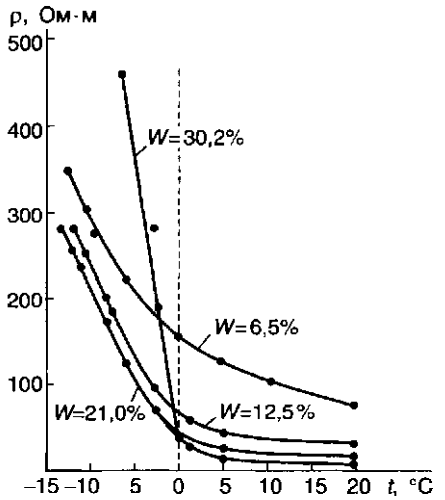


Рис. 12.35. Зависимость удельного электрического сопротивления глинистых грунтов от температуры при разных влажностях (*по А.А.Ананяну*)

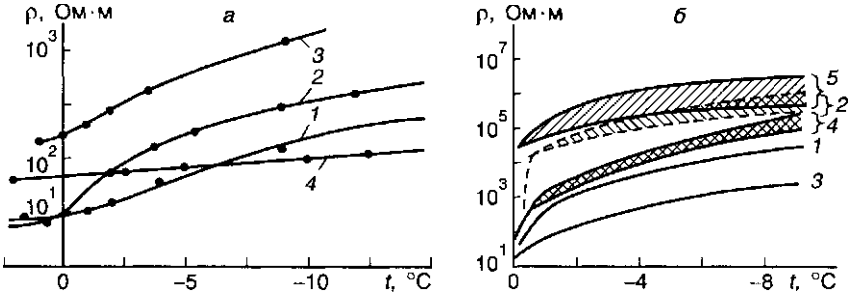


Рис. 12.36. Зависимости удельного электрического сопротивления грунтов от их температуры (*из книги Э.Д.Ершова, 1990*):

а — скальные грунты (*по М.С.Кингу*): *1—3* — песчаники различной влажности; *4* — глинистые сланцы; *б* — дисперсные грунты (*по А.Д.Фролову*): *1* — песок с массивной криотекстурой; *2* — то же, с шлировой; *3* — супеси и суглинки с массивной криотекстурой; *4* — то же, с шлировой; *5* — ледниковый лед

мерзшей воды, а следовательно, и трансляпионное движение в ней, и электрическое сопротивление возрастают. В силу этого многолетнемерзлые породы обладают тем более высоким сопротивлением, чем больше их льдистость.

Электропроводность грунтов зависит от внешнего давления, передаваемого на грунт: с увеличением давления наблюдается повышение электропроводности. У большинства грунтов, в том числе и скальных, интенсивные изменения удельного электрического сопротивления в сторону его уменьшения наблюдаются при увеличении одностороннего давления до 30—60 МПа. Это изменение при небольших величинах внешнего давления вызвано уменьшением пористости грунтов, а затем при больших давлениях — увеличением площади контактов между частипами. Кроме того, при увеличении давления и соответствующем уменьшении пористости степень влажности у неполностью водонасыщенных грунтов возрастает, что способствует уменьшению удельного электрического сопротивления.

ПОВЕРХНОСТНАЯ ПРОВОДИМОСТЬ ГРУНТОВ

В грубодисперсных грунтах (песках, супесях) наблюдается прямая зависимость их электропроводности от концентрации и количества в них порового раствора. При этом удельная электропроводность таких грунтов (σ_d) всегда оказывается ниже, чем удельная электропроводность их внутрипорового раствора (σ_v) за счет присутствия в грунте непроводящих твердых минеральных частиц, занимающих часть объема и изменяющих путь прохождения электрического тока через раствор: $\sigma_d < \sigma_v$.

В отличие от грубодисперсных систем в высокодисперсных грунтах (глинах, суглинках) такой зависимости не наблюдается, а их электропроводность обычно выше, чем электропроводность порового раствора. Это явление «сверхпроводимости» глин в растворах электролита низких концентраций связано с наличием ионов двойного электрического слоя (ДЭС) и их участием в формировании как бы добавочной электропроводности, называемой поверхностной проводимостью (σ_s). Она проявлятся в дисперсных грунтах при низкой концентрации электролита порового раствора (менее 0,1 н.) за счет проводимости ионов ДЭС.

Таблица 12.14

Удельное электрическое сопротивление (ρ) талых и мерзлых грунтов с различной криогенной текстурой (к.т.) в естественном залегании

(по А.Т.Акимову, А.П.Боголюбову, В.Б.Пугачу, А.Д.Фролову и др.)

Грунты	ρ, кОм·м		*t* мерзлых пород, °С	Район
	талые	мерзлые		
Скальные грунты				
Граниты, гнейсы, сланцы				
сильнотрещиноватые	0,15—1,0	1,5—10	0...–2	Восточная Сибирь
слаботрещиноватые	12,0—30	50—100		
Гранитоиды зоны выветривания	1,0—10	10—100	0...–3	То же
Доломиты, известняки, мергели				
трещиноватые	0,5—2,0	5—10	0...–2	То же
монолитные	6,0—9,0	19—36		
Песчаники				
трещиноватые	0,1—0,5	0,9—10	0...–2	
монолитные	1,0—1,5	3—15		
Дисперсные грунты				
Пески с прослоями суглинков и включениями гравия (массивная к.т.)	1,0—0,12*	0,7—1,0	0,5	Якутия
Щебень, гравий (массивная к.т.)	0,07—0,18*	3—15	1...–5	Якутия
Тяжелый суглинок (сетчато-слоистая к.т.)	0,05—0,1*	2—5	–1,0	Западная Сибирь
Суглинок				
массивная к.т.	0,02—0,1*	0,2—3	0,2...–8	Заполярье (Ямал, Гыдан)
сетчатая к.т.		0,2—40		
шлировая к.т.		3,0—100	–1,0...–8	
Песок пылеватый				
тонкошлировая к.т.	0,05—0,1*	0,5—5	–0,2...–7	То же
Песок крупнозернистый				
массивная к.т.		0,8—100	–0,2...–7	-"-
шлировая к.т.		20—300	0...–6	-"-
Торф		0,2—40	–0,2...–3	-"-
Подземный лед		$3 \cdot 10^3$	–2,0	-"-
Речной лед		$0,6 \cdot 10^3$	6,0	-"-
Морской лед (разного строения и возраста		0,03—0,35	–2...–8	Карское море

* Удельное электрическое сопротивление оттаявших грунтов, которые в мерзлом состоянии имели данную криогенную текстуру.

Явление поверхностной проводимости было предсказано в 1905 г. М.Смолуховским[22], который показал, что обычный объемный ток, проходящий в растворе через капилляр, всегда сопровождается скольжением зарядов внешней обкладки ДЭС вдоль поверхности, а следовательно, появлением добавочного поверхностного тока[23].

[22] **Смолуховский Мариан** (*1872—1917*) — польский физик-теоретик, профессор (1900) и ректор Львовского ун-та, автор кинетической теории коагуляции коллоидов, теории электрокинетических явлений и др.

[23] Впоследствии теория поверхностной проводимости (σ_s) разрабатывалась и детально изучалась в работах Дж.Бикермана, Д.Бриггса, И.И.Жукова, О.Н.Григорова, Д.А.Фридрихсберга, К.П.Тихомоловой, М.П.Сидоровой, С.С.Духина и др. Закономерности σ_s в грунтах изучались Р.И.Злочевской, Г.П.Алексеенко, В.А.Кореневым и др.

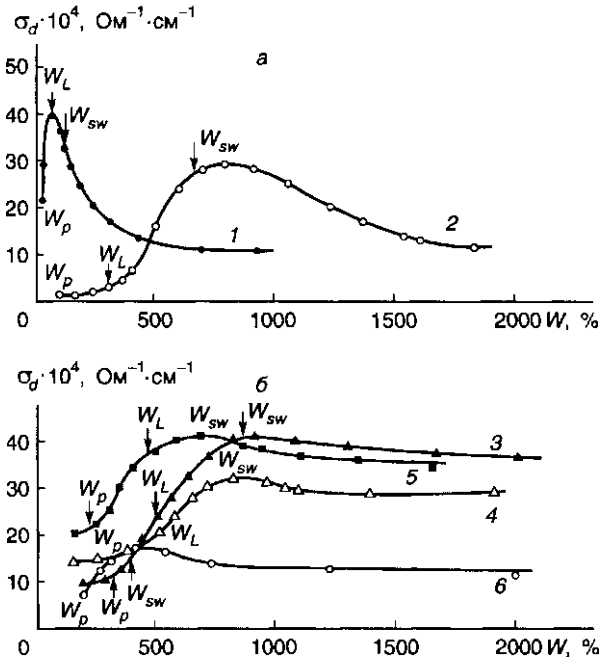


Рис. 12.37. Зависимость удельной электропроводности (σ_d) глинистых грунтов от влажности (*по В.А.Королеву, 1988*):

1 — Са-монтмориллонит; *2* — Na-монтмориллонит; *3* — Са-каолинит; *4* — Na-каолинит; *5* — Са-гидрослюдистая (кембрийская) глина; *6* — лёсс

О вкладе поверхностной проводимости в общую электропроводность можно судить по графику зависимости электропроводности грунта (σ_d) от его влажности (w) или плотности (рис. 12.37). Для грунтов, у которых вклад поверхностной проводимости в общую электропроводность невелик, график зависимости $\sigma_d = f(w)$ имеет вид кривой, выходящей по мере увеличения влажности на постоянное значение электропроводности. У грунтов, в которых вклад такой проводимости существенен, на кривой $\sigma_d = f(w)$ появляется максимум, обусловленный добавочной поверхностной проводимостью, причем высота максимума тем больше, чем выше поверхностная проводимость грунта. Как видно из рис. 12.37, наибольший вклад поверхностная проводимость вносит в электропроводность монтмориллонитовых глин, тогда как в лёссах, супесях и суглинках ее вклад невелик, или вообще отсутствует.

Поверхностная проводимость обусловлена подвижностью избыточных ионов ДЭС, а удельная электропроводность внутрипорового раствора (σ) складывается из удельной электропроводности раствора электролита (σ_v) и поверхностной проводимости (σ_s).

Отношение $\sigma/\sigma_v = (\sigma_v + \sigma_s)/\sigma_v = \alpha$, введенное Д.А.Фридрихсбергом, называется *коэффициентом эффективности* и характеризует повышение общей удельной электропроводности порового раствора за счет поверхностной проводимости. Таким образом, явление «сверхпроводимости» глин заключается в том, что образец глины, насыщенный раствором, обладает меньшим электрическим сопротивлением, чем равновеликий слой равновесного с ним раствора электролита, за счет поверхностной проводимости, несмотря на то, что в состав образца глины входят и непроводящие частицы ее скелета, которые в β раз уменьшают ее электропроводность; при этом имеет место неравенство $\alpha > \beta$. Следует заметить, что с помощью коэффициента α удобно характеризовать долю вклада поверхностной проводимости в электропроводность грунта в целом. Так, в грунтах, где ионы ДЭС составляют незначительную долю от всех имеющихся ионов, коэффициент $\alpha \approx 1$. С увеличением дисперсности и плотности грунтов, а также с разбавлением порового раствора (уменьшением σ_v), коэффициент α возрастает, достигая во многих случаях высоких значений ($\alpha > 10$ и даже более 200, как, например, в Na-монтмориллоните).

Параметр β называется *коэффициентом структурного сопротивления* грунта и рассчитывается из соотношения

$$\beta = \sigma_v^0/\sigma_d^0,$$

где σ_v^0 и σ_d^0 — соответственно электропроводность порового раствора и грунта в отсутствие поверхностной проводимости.

Величина β возрастает по мере увеличения в единице объема грунта доли непроводящих электрический ток минеральных частиц. Зависимость коэффициента структурного сопротивления грунтов β от их влажности w, меняющейся при уплотнении грунтов, показана на рис. 12.38. Как видно из рисунка, величина β закономерно (почти по экспоненте) увеличивается по мере уплотнения грунта и уменьшения при этом его влажности.

Соотношение $\alpha > \beta$ или $\alpha/\beta > 1$ характеризует режим *сверхпроводимости*, а соотношение $\alpha \approx \beta$ или $\alpha/\beta \approx 1$ — режим *изопроводимости*. Так, для каолинитовой глины режим изопроводимости достигается при концентрации порового раствора $C_0 \approx 0{,}01$ н., а для монтмориллонитовой — при $C_0 \approx 0{,}1$ н.

Величина поверхностной проводимости (σ_s) в объеме пор единицы массы (1 г) вещества, отнесенная к его поверхности, называется *удельной поверхностной проводимостью* (K_s):

$$K_s = \sigma_s w_п/\Omega,$$

где Ω — удельная поверхность грунта; $w_п$ — объемная влажность. Величина K_s не зависит от структурных параметров грунта (размера пор, дисперсности) и характеризует ионную природу его поверхности.

Поверхностная проводимость грунтов зависит от тех же факторов, что и параметры ДЭС (см. гл. 7), т.е. от химико-минерального состава и связанной с ним дисперсности, плотности-влажности грунта, концентрации и состава электролита порового раствора, температуры и др. Значения поверхностной проводимости и связанных с ней параметров ДЭС некоторых глинистых грунтов разного минерального состава представлены в табл. 12.15.

Как следует из рис. 12.39 и табл. 12.15, в зависимости от минерального состава при прочих одинаковых условиях наибольшая поверхностная проводимость отмечается у монтмориллонитовых глин, а наименьшая — у каолиновых; гидрослюдистые глины обладают промежуточным значением, но близким к каолиновым глинам.

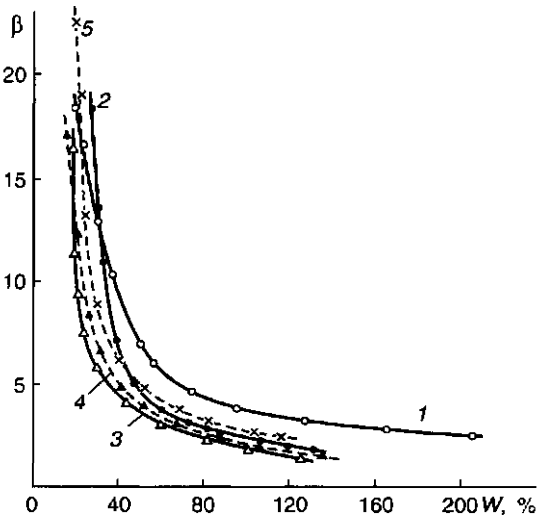


Рис. 12.38. Зависимость коэффициента структурного сопротивления грунта (β) от влажности (w) уплотненных образцов глин (*по В.А.Королеву, 1977*):

1 — Na-монтмориллонит; *2* — Ca-монтмориллонит; *3* — Na-каолинит; *4* — Ca-каолинит; *5* — гидрослюдистая (кембрийская) глина

Таблица 12.15

Параметры поверхностной проводимости глинистых грунтов

(по Р.И.Злочевской, В.А.Королеву, 1988)

Грунт	Влажность, w,%	Концентрация порового раствора, C_v, моль/л	Электропроводность грунта, σ_0, $Ом^{-1}см^{-1}$	Поверхностная проводимость, σ_s, $Ом^{-1}см^{-1}$	Коэффициент структурного сопротивления, β	Коэффициент эффективности, α	α/β
Каолин положский	52	0,0005	0,00023	0,00069	3,25	14,90	4,60
	59	0,0037	0,00034	0,00088	3,73	3,26	0,87
	63	0,0110	0,00063	0,00088	3,14	1,81	0,58
	54	0,1150	0,00410	0,00030	3,48	1,36	0,39
Na-каолинит (глуховецкий)	50	0,0003	0,00064	0,00138	2,2	48,50	22,30
	50	0,0010	0,00070	0,00142	2,2	13,20	6,00
	50	0,0050	0,00085	0,00137	2,2	3,78	1,72
	50	0,0100	0,00109	0,00130	2,2	2,17	0,98
	50	0,0500	0,00230	0,00010	2,2	1,02	
Ca-каолинит (глуховецкий)	50	0,0003	0,00044	0,00078	1,85	22,20	12,0
	50	0,0010	0,00044	0,00072	1,85	8,10	4,4
	50	0,0050	0,00065	0,00070	1,85	2,40	1,3
	50	0,0100	0,00089	0,00064	1,85	1,64	0,9
	50	0,0400	0,00182	0	1,85	0,92	0,5
Гидрослюдистая (кембрийская) глина	40	0,0012	0,00042	0,00106	2,85	8,90	3,12
	33	0,0038	0,00059	0,00147	3,16	4,67	1,48
	40	0,0115	0,00079	0,00096	2,66	1,81	0,68
	39	0,1070	0,00350	—	2,90	1,00	0,34
Аскангель	352	0,0032	0,00269	0,00333	1,36	11,20	8,20
	300	0,0100	0,00263	0,00271	1,40	3,76	2,70
	238	0,0150	0,00300	0,00338	1,53	3,25	2,12
	204	0,1050	0,00792	0,00304	1,62	1,31	0,81
Na-монтмориллонит	350	0,0003	0,00375	0,00541	1,44	180,00	125,0
	300	0,0010	0,00352	0,00542	1,54	57,00	37,0
	300	0,0090	0,00470	0,00630	1,54	8,00	5,2
	300	0,0100	0,00593	0,00525	1,54	2,30	1,5
	300	0,0700	0,00680	0,00375	1,54	1,56	1,0
Ca-монтмориллонит	100	0,0003	0,00303	0,00480	1,6	121,0	80,5
	100	0,0010	0,00236	0,00370	1,6	39,5	24,7
	100	0,0050	0,00281	0,00400	1,6	9,0	5,6
	100	0,0080	0,00288	0,00380	1,6	5,7	3,0
	100	0,0600	0,00546	0,00340	1,6	1,6	1,0

Из данных, приводимых в табл.12.15, следует, что явление «сверхпроводимости» в глинах ($\alpha/\beta > 1$) проявляется в каолинитовых и гидрослюдистых образцах вплоть до $C_v \sim 0{,}005$—$0{,}01$ н. раствора электролита, а в монтмориллонитовых до $C_v \sim 0{,}01$—$0{,}05$ н. Точка изопроводимости их находится в интервале концентраций раствора 0,01—0,1 н. (см. $\alpha/\beta \approx 1$ в табл. 12.15).

Поверхностная проводимость глинистых грунтов различного минерального состава при одной и той же влажности мало зависит от концентрации раствора в интервале от 10^{-6} до 10^{-1} н. Постоянство величин поверхностной

проводимости даже для очень низких концентраций раствора, существенно меньших области «изопроводимости», может указывать на то, что процессы поляризации ДЭС в пластичных глинах (при $w < w_{sw}$) практически не проявляются. В области же больших концентраций (C_v>0,1 н.) их увеличение приводит к закономерному снижению поверхностной проводимости глин в соответствии с подавлением при этом ДЭС.

В зависимости от дисперсности величина поверхностной проводимости грунтов уменьшается в ряду: тяжелые глины > глины > тяжелые суглинки > средние суглинки > легкие суглинки ≈ супеси.

Влажность (и плотность) глинистых грунтов также существенно влияет на величину поверхностной проводимости. Как следует из рис. 12.39, с ростом влажности величина σ_s закономерно снижается, и при влажности глин $w > w_L$ вклад σ_s в общую электропроводность грунтов становится незначительным. Наибольший же вклад σ_s осуществляется при таких влажностях, при которых область распространения ДЭС в порах превалирует над объемом пор. Резкий рост поверхностной проводимости наблюдается при малой влажности глин ($w<w_p$).

Из внешних факторов на величину поверхностной проводимости глинистых грунтов наиболее существенное влияние оказывает температура: с ее ростом в диапазоне от 0 до +70°С поверхностная проводимость (и соответственно все параметры ДЭС, от нее зависящие) закономерно увеличивается. Это связано как с тепловым разрушением структуры связанной воды и частичным ее переходом в свободную, так и с увеличением толщины ДЭС за счет нагревания.

Поскольку величина поверхностной проводимости зависит от особенностей ДЭС, то по ее величине характеризуют ряд параметров двойного электрического слоя глинистых грунтов. Например, по значениям поверхностной проводимости грунта в нем определяют среднюю *эффективную подвижность*

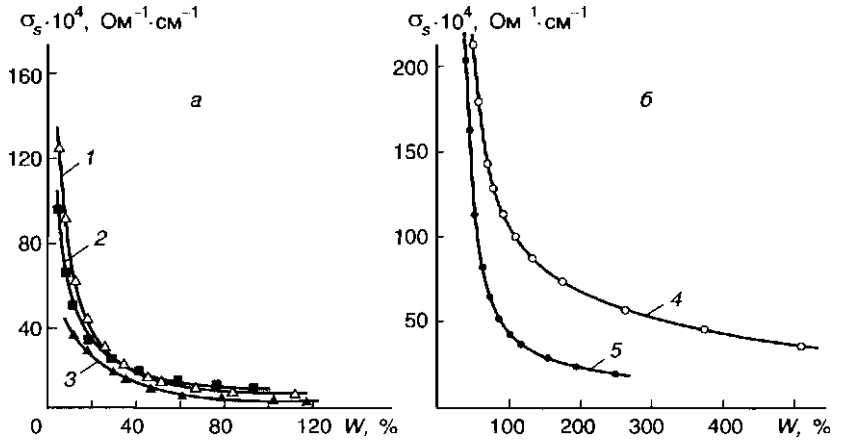


Рис. 12.39. Зависимость поверхностной проводимости (σ_s) глинистых грунтов от их влажности (w) (*по Королеву В.А., 1977*):

1 — Na-каолинит; *2* — Са-гидрослюдистая (кембрийская) глина; *3* — Са-каолинит; *4* — Na-монтмориллонит; *5* — Са-монтмориллонит (взаимодействующие с 0,01 н. растворами электролита)

ионов ДЭС, обозначаемую ($F \cdot u_к$), где F — число Фарадея, $u_к$ — скорость движения катионов. В 1950 г. Д.А.Фридрихсберг, пользуясь методом разделения поверхностной проводимости на ионные составляющие, вывел соотношение для $F \cdot u_к$:

$$F \cdot u_к = \tau \sigma_s / a_к^o,$$

где τ доля участия обменных катионов в общем переносе ионов ДЭС (число переноса обменных катионов) — величина, обычно близкая к единице; $a_к^o$ — эквивалентное количество всех поверхностных (обменных) ионов в 1 см^3 раствора (их концентрация) в порах грунта, определяемое соотношением:

$$a_к^o = \text{СЕС}/w_п,$$

где СЕС — емкость обмена, в мг·экв/1 г навески; $w_п$ — объем пор в 1 г грунта. Опыты показывают, что величина $F \cdot u_к$ в ДЭС дисперсных систем в десятки и сотни раз меньше, чем подвижность этих же ионов в свободном растворе $F \cdot u_к^o$. Их отношение характеризуется *коэффициентом электропроводности ионов ДЭС (f)*:

$$f = F \cdot u_к / F \cdot u_к^o = u_к / u_к^o.$$

Величина этого коэффициента $f \leq 1$ характеризует относительную подвижность катионов ДЭС в грунте, степень их «связанности» с поверхностью твердой фазы. Чем меньше f, тем меньше подвижность катионов ДЭС.

ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГРУНТОВ

Основной характеристикой диэлектрических особенностей грунтов является их диэлектрическая проницаемость. При изучении грунтов обычно пользуются безразмерной *относительной диэлектрической проницаемостью* (ε), которая показывает, во сколько раз электрическая сила, действующая на любой заряд в данной среде, меньше, чем в вакууме[24]. Эта характеристика наряду с электропроводностью и магнитной восприимчивостью является свойством грунтов, определяющим характер распространения в них переменных электромагнитных полей. Она обусловлена свойством молекул, атомов и ионов, слагающих компоненты грунтов, поляризоваться в электрическом поле.

Диэлектрическая проницаемость грунтов как многокомпонентных систем определяется составом твердой, жидкой и газообразной составляющих, их соотношением в единице объема, структурными особенностями грунтов, частотой поляризующего поля, температурой и давлением.

Диэлектрическая проницаемость основных породообразующих минералов колеблется от 3 до 12 (у кварца 4,3—5,6; полевых шпатов 4,5—7,2; слюд 5,4—11,5; кальцита 7,5—8,7; гипса 4,2 и т.д.), и лишь у минералов с дипольной ориентационной поляризацией она существенно возрастает (например, у рутила, перпендикулярного оптической оси, достигает 86 и выше). Диэлектрическая проницаемость чистого воздуха близка к 1; ее величина для воды при

[24] Помимо величины ε для обозначения диэлектрической проницаемости вакуума используется ε_0 и для обозначения абсолютного значения диэлектрической проницаемости данной среды — величина ε_a. Все три величины связаны между собой зависимостью $\varepsilon = \varepsilon_a/\varepsilon_0$. Диэлектрическая проницаемость вакуума равна 1 и $\varepsilon = \varepsilon_0$ по абсолютной величине.

Таблица 12.16

Диэлектрическая проницаемость некоторых грунтов

(по В.И.Кобрановой с соавторами)

Грунт	Частота поляризующего тока	Диэлектрическая проницаемость	Грунт	Частота поляризующего тока	Диэлектрическая проницаемость
Вулканический туф	–	3,8—4,5	Сиенит	–	7 14
Песок кварцевый (w = 0—44%)	10^6—10^8	4- 28	Диабаз	$5\cdot10^1$—$5\cdot10^7$	7—9—14—28
Песчаник (w до 12%)	10^5 10^7	4—40	Доломит		7,3 9
Кварцит		4,3 7	Мел		8 9
Габбро	низкая	~6	Трахит	—	8—9
Ангидрит		6—7	Диорит	—	8—9
Сланец хлоритовый		6—8	Известняк	—	8—12
Гранит	$5\cdot10^1$—$5\cdot10^7$	6- 10,5	Мрамор	$5\cdot10^5$ $5\cdot10^7$	8,9 13,5
Базальт	—	6- 12	Сланец слюдяной		16 17
Гнейс	низкая	6—15			

температуре 0°С равна 88, при повышении температуры до 100°С она уменьшается до 55. Диэлектрическая постоянная льда при температуре −2°С равна 79, при температуре −18°С она снижается до 3. Такое разнообразие диэлектрической проницаемости твердой, жидкой и газообразной составляющих грунта свидетельствует, что в естественных условиях в зависимости от состава и состояния грунтов она будет изменяться в пределах, которые гораздо уже по сравнению с удельным электрическим сопротивление грунтов. Данные, приведенные в табл. 12.16, показывают, что величина диэлектрической проницаемости грунтов составляет 4—40, причем у большинства из них она ниже 20.

Наименьшие значения диэлектрической проницаемости характерны для сухих пористых грунтов, причем с увеличением их пористости они уменьшаются. Поскольку диэлектрическая постоянная у воды выше, чем у породообразующих минералов и газов, то увеличение влажности грунтов приводит к увеличению их диэлектрической проницаемости (рис. 12.40). Последняя зависит не только от количества воды в порах грунта, но и от ее химического состава и концентрации. Эта зависимость определяется формулой

$$\varepsilon = \varepsilon_0' + 3{,}79\sqrt{C},$$

где ε — диэлектрическая проницаемость раствора; ε_0' — диэлектрическая проницаемость чистой воды; C — концентрация раствора, моль/л. При этом установлено, что при малых концентрациях солей (например, в поверхностных, а часто и в грунтовых водах) диэлектрическая проницаемость растворов практически не зависит от минерализации.

Диэлектрическая проницаемость грунтов существенным образом зависит от их пористости: при повышении пористости сухих грунтов она уменьшается, влажных грунтов — увеличивается (рис. 12.41). Если уменьшение пористости сухих грунтов происходит при воздействии на них уплотняющей нагрузки, то наблюдается уменьшение их диэлектрической постоянной.

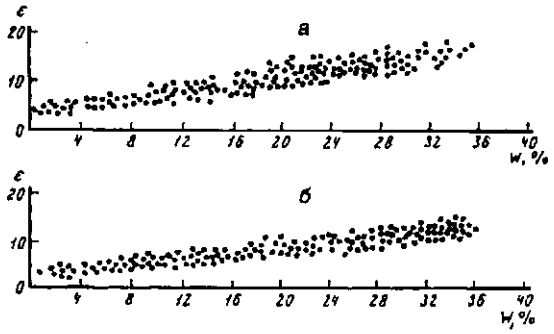


Рис. 40. Зависимость диэлектрической проницаемости от объемной влажности (*по Г.Я.Чернику*):

а — для кварцевого песка (в диапазоне изменения концентрации раствора хлористого натрия, насыщающего породу, от 9 до 5 г/л); *б* — для смеси кварцевого песка с каолиновой глиной при изменении ее содержания от 0 до 15%. Все измерения выполнены при частотах поляризующего тока 10^6—10^8 Гц

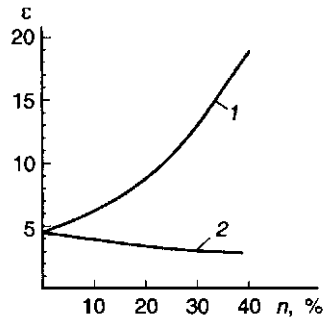


Рис. 12.41. Зависимость диэлектрической проницаемости грунтов от пористости (*по В.Н.Дахнову*):

1 — для полностью водонасыщенных грунтов; *2* — для сухих грунтов

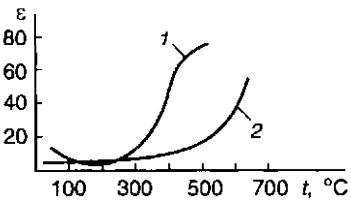


Рис. 12.42. Зависимость диэлектрической проницаемости песчаника (*1*) и кварцита (*2*) от температуры

Диэлектрическая проницаемость зависит от температуры грунтов: с повышением температуры она уменьшается у воды и влажных грунтов и возрастает у сухих. В соответствии с этим при повышении температуры влажных грунтов диэлектрическая проницаемость сначала падает или остается иногда практически постоянной, а затем после удаления воды возрастает, причем довольно резко (рис. 12.42). Диэлектрическая проницаемость мерзлых дисперсных грунтов также зависит от температуры: при понижении последней происходит значительное ее уменьшение (рис. 12.43).

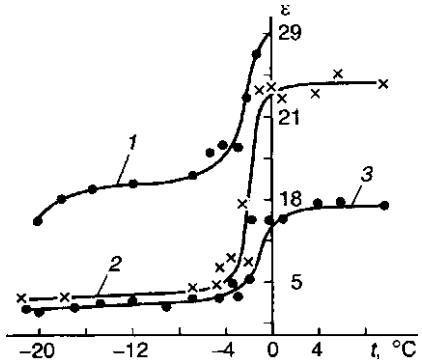


Рис. 12.43. Изменение диэлектрической проницаемости грунтов различной влажности в зависимости от температуры при частоте тока 10^6 Гц (*по Б.Н.Достовалову*):

1 — глина при влажности 35,5%; *2* — песок мелкозернистый при влажности 9%; *3* — песок мелкозернистый при влажности 3%

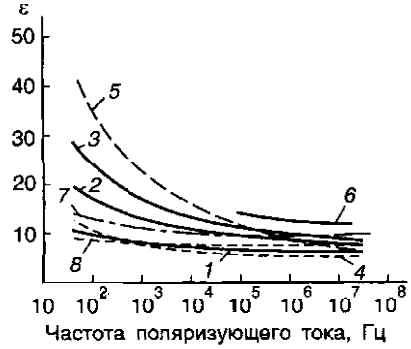


Рис. 12.44. Зависимость диэлектрической постоянной от частоты поляризующего тока для различных типов пород (по данным разных авторов):

1 — гранит; *2* — диорит; *3* — диабаз; *4* — перидотит; *5* — сланец тальковый; *6* — мрамор; *7* — известняк; *8* — доломит

Диэлектрическая проницаемость грунтов в переменных полях зависит от частоты поляризующего тока: с увеличением частоты тока диэлектрическая проницаемость уменьшается (рис. 12.44). Наиболее сильно она снижается у влажных грунтов; для воздушно-сухих пород характер этой зависимости менее интенсивен. Например, образец песчаника, насыщенного водой до влажности 12%, снижает диэлектрическую проницаемость в 100 раз при увеличении частоты тока от 10^2 до 10^7 Гц. В то же время диэлектрическая проницаемость воздушно-сухого образца этого же песчаника остается практически постоянной на всех частотах.

12.6. Электрокинетические свойства грунтов

ПОНЯТИЕ ОБ ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ

Электрокинетическими явлениями называются процессы, возникающие в дисперсных системах за счет наличия в них двойного электрического слоя (ДЭС) и способности диффузной части ДЭС тангенциально смещаться относительно неподвижной адсорбционной части при различных внешних воздействиях на систему. Электрокинетические явления первого рода — электроосмос и электрофорез — были открыты в 1808 г. профессором Московского университета Ф.Ф.Рейссом[25]. Позже были открыты электрокинетические явления второго рода — в 1859 г. Г.Квинке открыл потенциал и ток течения (эффект Квинке), а в 1878 г. Е.Дорн открыл потенциал и ток оседания (эффект Дорна).

Электроосмос — это движение жидкости в капиллярно-пористой (дисперсной) системе под действием приложенной к ней разности электрических потенциалов. Причиной электроосмоса является наличие ДЭС на поверхности твердой фазы в дисперсной системе. Если к такой системе приложить разность электрических потенциалов (пропускать постоянный электрический ток), то катионы диффузной части ДЭС начнут двигаться к отрицательному полюсу — катоду, увлекая за собой и молекулы гидратирующей их воды, т.е. осмотической воды ДЭС. Происходит смещение катионов ДЭС по так называемой плоскости скольжения. Электрический потенциал этой поверхности и есть ζ-потенциал, или электрокинетический потенциал (см. гл. 7). Катионы же адсорбционного слоя остаются неподвижно на месте, так как удерживаются у поверхности с большей энергией. Поэтому в такой дисперсной системе возникает макроскопический электроосмотический поток воды, направленный в сторону катода.

Электрофорез — это движение дисперсных частиц в жидкости под действием приложенной к системе разности электрических потенциалов. Причина электрофореза — также наличие ДЭС вокруг заряженных дисперсных частиц. Если сами частицы заряжены отрицательно, то их заряд компенсируется

[25] **Фердинанд Фридрих Рейсс** (*1778—1852*) родился в Штутгарте, после окончания Гёттингенского университета практиковал медиком и химиком. С 1803 г. — экстраординарный профессор химии Московского университета (до 1832 г.) и профессор Медико-хирургической академии в Москве, член Петербургской академии наук (1805), библиотекарь Моск. ун-та (с 1822). В 1808 г. в работе «О водогонной силе гальванического электричества, открытой Ф.Рейссом и об участии ее в различных явлениях природы» описал открытые им электрокинетические явления. Изучал «животный магнетизм», боролся с холерой, моровой язвой и др.

катионами ДЭС, так что в целом частицы в жидкости остаются электронейтральными. Однако при наложении на систему внешнего поля постоянного электрического тока происходит разрыв ДЭС по плоскости скольжения, в результате чего частица получает некий отрицательный заряд и начинает двигаться к положительному электроду — аноду, т.е. возникает электрофорез.

Потенциал течения — это возникновение разности электрического потенциала (т.е. ЭДС и соответственно электрического тока—тока течения) в дисперсной системе при фильтрации сквозь нее жидкости относительно неподвижной твердой дисперсной (капиллярно-пористой) фазы.

Потенциал оседания — это явление возникновения электрического потенциала (т.е. ЭДС) в дисперсной системе при движении дисперсных частиц в неподвижной жидкости. Электрокинетические явления второго рода также объясняются наличием ДЭС вокруг частиц и разрывом диффузной части ДЭС по плоскости скольжения. Однако в электрокинетических явлениях первого рода причиной разрыва ДЭС является наложение на систему внешнего электрического поля, а в явлениях второго рода — внешнее гидромеханическое воздействие на воду или частицы.

Таким образом, для возникновения электрокинетических явлений необходимо наличие развитых ДЭС вокруг частиц дисперсной системы. Поскольку тонкодисперсные грунты (глины, суглинки, почвы, торф, илы и др.) являются капиллярно-пористыми дисперсными системами, в которых вокруг частиц могут существовать ДЭС разной толщины, то в таких грунтах возможны и все электрокинетические явления.

ЭЛЕКТРООСМОС В ГРУНТАХ[26]

Если к водонасыщенному глинистому грунту приложить постоянную разность электрических потенциалов, то в системе возникнет электрический ток и электроосмос. Последний выражается в том, что катодная часть грунта будет увлажняться, а анодная — осушаться.

Скорость движения жидкости при электроосмосе описывается уравнением Гельмгольца—Смолуховского, установивших, что отношение объемной скорости (Q) двигающейся жидкости к силе тока (I) есть величина постоянная для данной системы:

$$Q/I = \text{const} = \zeta\varepsilon\ /4\pi\eta\sigma_v,$$

где ζ — электрокинетический потенциал; ε — диэлектрическая постоянная поровой жидкости; η — ее вязкость; σ_v — электропроводность.

Величина этой константы (Q/I = const) называется *электроосмотическим переносом* ($P_{эо}$). Если Q измеряется в см^3/с, а сила тока — в А (амперах), то размерность электроосмотического переноса — см^3/А·с. Величина $\zeta\varepsilon\ /4\pi\eta$, стоящая в правой части уравнения Гельмгольца—Смолуховского, называется *коэффициентом электроосмоса* ($K_{эо}$) и измеряется в см^2/В·с:

$$K_{эо} = \zeta\varepsilon\ /4\pi\eta.$$

---

[26] Закономерности электроосмоса в грунтах изучали такие инженер-геологи, как М.Н.Гольдштейн, Б.П.Горбунов, Г.Н.Жинкин, Р.С.Зиангиров, Р.И.Злочевская, Л.Казагранде, В.А.Королев, Г.М.Ломизе, Дж.Митчелл, С.С.Морозов, Б.Ф.Рельтов, Б.А.Ржаницын и др.

Таким образом, уравнение для электроосмотического переноса можно упростить:

$$P_{эо} = K_{эо}/\sigma_v.$$

Из этого уравнения следует, что электроосмотический перенос прямо пропорционален коэффициенту электроосмоса ($K_{эо}$) и обратно пропорционален электропроводности порового раствора (σ_v). Поэтому электроосмос наиболее интенсивно будет осуществляться в таких грунтах, где выше $K_{эо}$, т.е. больше значения ζ-потенциала, диэлектрической проницаемости порового раствора (ε) и ниже его вязкость (η).

Электроосмос в грунтах зависит от тех же факторов, что параметры ДЭС. В первую очередь электроосмотический перенос зависит от химико-минерального состава грунта и связанной с ним дисперсности. Минеральный состав грунта и концентрация электролита его порового раствора определяют при данных условиях толщину ДЭС, а следовательно — величину ζ-потенциала и связанные с ним $P_{эо}$ и $K_{эо}$ (рис. 12.45 и 12.46). В общем случае величина коэффициента электроосмоса выше в высокодисперсных глинах монтмориллонитового состава, по сравнению с каолинитовыми и гидрослюдистыми глинами. Для большинства глинистых грунтов $K_{эо}$ меняется в пределах от $2 \cdot 10^{-5}$ до $(4—5) \cdot 10^{-4}$ см^2/В·с.

Влажность глин также существенно влияет на электроосмос. Этот процесс может осуществляться в глинах лишь при влажности, большей влажности максимальной молекулярной влагоемкости w_{mmc} (близкой к w_p). По мере роста влажности параметры электроосмоса ($P_{эо}$ и $K_{эо}$) закономерно возрастают до достижения максимума при влажности, близкой или равной влажности набухания (w_{sw}) (см. рис. 12.45 и 12.46). При этой влажности ДЭС достигает наибольшей толщины и поэтому параметры электроосмоса также достигают наибольших значений. По мере дальнейшего роста влажности электроосмос падает, так как ему препятствуют появляющаяся при этом в глине свободная вода и возникающий электрофорез.

Величина pH порового раствора грунта также влияет на электроосмос. Исследования В.А.Королева (1988) показали, что наибольший электроосмотический перенос в глинах наблюдается не в нейтральной (при pH = 6,5), а в слабокислой (pH=3) и слабощелочной (pH=11) средах. Эти максимумы совпадают с максимумами набухаемости глин

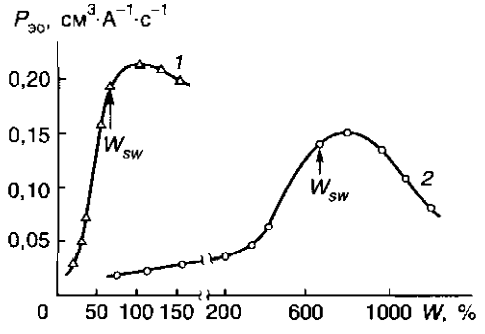


Рис. 12.45. Зависимость электроосмотического переноса ($P_{эо}$) каолиновой (*1*) и монтмориллонитовой (*2*) глин от их влажности (*w*) (*по В.А.Королеву, 1977*)

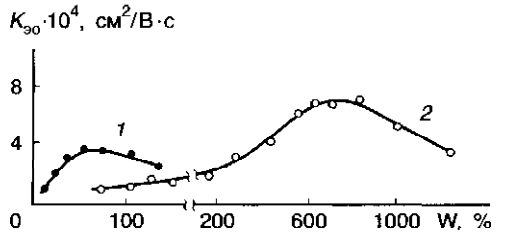


Рис. 12.46. Зависимость коэффициента электроосмоса ($K_{эо}$) каолиновой (*1*) и монтмориллонитовой (*2*) глин от их влажности (*w*) (*по В.А.Королеву, 1990*)

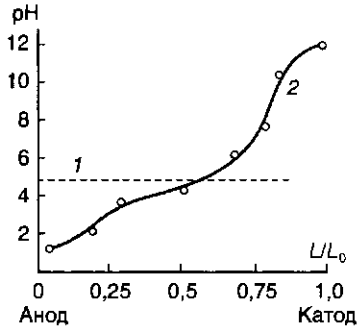


Рис. 12.47. Изменение pH по длине образца каолинитовой глины при электроосмосе (*по В.А.Королеву, 2000*):
1 — до опыта; *2* — после электроосмоса; L/L_0 — относительное расстояние между электродами

при различных pH (см. гл.11) и объясняются формированием при этом ДЭС наибольшей толщины.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что в ходе электроосмоса в результате протекания в грунте различных электрохимических реакций окисления—восстановления при пропускании через него электрического тока, меняется pH поровой среды самого грунта. В результате этого в катодной зоне pH возрастает до 10—12 и там формируется щелочная среда, а в анодной зоне, напротив, pH падает до 1—2 и там формируется кислая среда (рис. 12.47). Таким образом, в межэлектродном пространстве грунта формируется перепад pH от 1 до 12. Однако наибольшие изменения pH происходят вблизи электродов, т.е. там, где наиболее интенсивно протекают электрохимические реакции и электродные процессы. В средней же части грунта pH остается близкой к исходной.

Из внешних факторов на электроосмотический перенос влияют температура и напряженность электрического поля. Исследования В.А.Королева (1975,1977), З.М.Петровой (1977) и С.В.Нерпина показали, что с повышением температуры от 1 до 70—80°С величины $P_{эо}$ и $K_{эо}$ возрастают в глинах в среднем в 1,2—2 раза, что объясняется увеличением при нагреве ζ-потенциала и снижением вязкости порового раствора.

Величина напряженности электрического поля (E), которая равна отношению приложенного напряжения к длине межэлектродного пространства, не влияет на параметры электроосмоса в широком начальном диапазоне E вплоть до значений порядка 90—100 В/см, как это и следует из уравнения Гельмгольца—Смолуховского. Однако при более высокой напряженности (E>100 В/см), как это показал Н.Ф.Бондаренко (1973), наблюдается увеличение коэффициента электроосмоса почти в два раза. Это происходит потому, что при высокой напряженности плоскость скольжения смещается ближе к поверхности твердой фазы и в движение вовлекается часть катионов адсорбционного слоя ДЭС, не участвующих в электроосмосе при малых величинах E.

ЭЛЕКТРОФОРЕЗ В ГРУНТАХ

Электрофорез происходит в грунтах при условии неподвижности порового раствора и наличии достаточно широких пор, в которых могли бы передвигаться более мелкие свободные частицы, размер которых (r) намного меньше диаметра пор (d), т.е. при $r << d$. В противном случае двигающиеся частицы будут застревать в поровом пространстве грунта. Отрицательно заряженные частицы при электрофорезе двигаются в сторону положительного полюса, т.е. к аноду, положительно заряженные — к катоду. Наиболее эффективно подвержены электрофорезу частицы коллоидного размера, которые находятся в поровом растворе грунта.

Линейная скорость электрофоретического передвижения частиц (v_{ef}), размер которых (r) больше толщины ионной атмосферы (δ), т.е. при условии $r/\delta >> 1$, описывается уравнением Гельмгольца—Смолуховского:

$$v_{ef} = \varepsilon\zeta E/4\pi\eta,$$

где ε — диэлектрическая проницаемость порового раствора; ζ — электрокинетический потенциал; E — напряженность электрического поля; η — вязкость порового раствора.

Для более мелких частиц, у которых $r/\delta << 1$, скорость электрофореза описывается выражением:

$$v_{ef} = 2\varepsilon\zeta E/3\pi\eta,$$

отличающимся от вышеприведенного уравнения лишь численным коэффициентом.

Если известно число частиц (n) в единице объема грунта, двигающихся под действием электрофореза, то можно определить общий поток (J_{ef}) частиц дисперсной фазы, удаляемый электрофорстически из грунта:

$$J_{ef} = v_{ef}\, n = k_1\varepsilon\zeta En/4\pi\eta,$$

где k_1 — численный коэффициент.

Из уравнения следует, что интенсивность потока двигающихся при электрофорезе частиц пропорциональна напряженности электрического поля, величине электрокинетического потенциала, диэлектрической проницаемости порового раствора и обратно пропорциональна его вязкости.

Если движение частицы грунта осуществляется не в однородном постоянном электрическом поле, а во внешнем неоднородном электрическом поле, вызывающем ее поляризацию, то это явление называется диполофорезом. Диполофорез имеет важное значение в процессах электрокоагуляции частиц и зависит от способности грунтовых частиц поляризоваться в неоднородном электрическом поле.

ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ ВТОРОГО РОДА В ГРУНТАХ

Потенциал течения ($\Delta\varphi_т$) в грунтах количественно описывается уравнением Гельмгольца—Смолуховского в виде:

$$\Delta\varphi_т = \zeta\varepsilon\Delta P/4\pi\eta\sigma_v,$$

где ζ — электрокинетический потенциал; ε — диэлектрическая постоянная порового раствора; ΔP — перепад гидростатического давления, вызывающий потенциал течения; η — вязкость порового раствора; σ_v — его электропроводность. Из уравнения следует линейная зависимость между $\Delta\varphi_т$ и ΔP, наличие которой и подтверждается экспериментально в различных грунтах (рис. 12.48).

На величину потенциала течения в грунтах влияют те же факторы, что и в случае электроосмоса, которые были рассмотрены выше. Следует иметь в виду, что в природных условиях потенциал течения (или фильтрационный потенциал) формируется во всех грунтовых массивах, где есть условия для фильтрации воды сквозь дисперсные толщи.

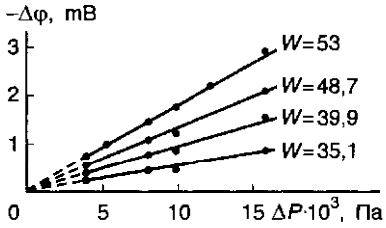


Рис. 12.48. Зависимость потенциала течения ($\Delta\varphi_т$) от перепада гидростатического давления (ΔP) в каолинитовой глине при различной ее влажности (w)

Потенциал седиментации (эффект Дорна) в грунтах часто рассматривается как явление, обратное электрофорезу. Его возникновение в природных условиях имеет место при седиментации дисперсных частиц в различных водоемах — бассейнах седиментации. В искусственных условиях потенциал седиментации возникает при осаждении различных дисперсных осадков в хвостохранилищах, накопителях, отстойниках и др.

С электрокинетическими явлениями в осадках грунтов связан и так называемый суспензионный эффект (эффект Пальмана). Суть его заключается в том, что величина pH, замеренная непосредственно в суспензии (осадке), отличается от pH равновесного порового раствора электролита в слое над этим осадком. Объясняется эффект Пальмана наличием ДЭС вокруг частиц, которые в осадке находятся на расстояниях, соизмеримых с толщиной ДЭС. Поэтому в дисперсионной среде осадка находятся в основном катионы диффузной части ДЭС, что и приводит к отличию состава дисперсионной среды в пределах осадка и вне его.

ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ГРУНТАХ

Электрокинетические явления используются в процессе инженерно-хозяйственной деятельности. Наиболее широкое практическое применение в инженерной и экологической геологии, а также в технической мелиорации грунтов получил электроосмос. С 1930—1940-х годов электроосмос стал использоваться для *осушения* массивов глинистых грунтов с низким коэффициентом фильтрации. Оказалось, что как раз в тех случаях, когда грунт плохо фильтрует воду и обладает плохой водоотдачей, его можно эффективно осушить с помощью электроосмоса. Кроме осушения и водопонижения электроосмос применяется для консолидации и электроосмотического *уплотнения* водонасыщенных дисперсных грунтов.

В 1960—1980-е годы были разработаны многочисленные способы *электромелиорации грунтов* с применением электроосмоса. Среди них методы рассоления грунтов и солонцов, методы электрохимического закрепления слабых грунтов (электролитическая обработка с введением электролита и *электросиликатизация* грунтов с введением жидкого стекла и отвердителя).

Все более широкое применение в мире электроосмос получает для *очистки грунтов* от различных загрязнителей, включая токсичные. Исследования разных ученых показали[27], что многие загрязнители, находящиеся в фильтрате или обменном комплексе грунта, могут удаляться из грунта с помощью электроосмоса. К таким загрязнителям относятся тяжелые металлы, органические токсиканты, включая нефть и нефтепродукты, фенол, нитраты, а также радионуклиды и др. Поскольку многие радиоактивные изотопы образуют в

[27] В России такие исследования проводили В.А.Королев, М.А.Некрасова и др. Среди зарубежных ученых электрокинетической очисткой грунтов занимались И.Акар, З.Ли, Л.Оттозен, Р.Пробстейн, К.Редди, Х.Хансен, А.Шапиро и др.

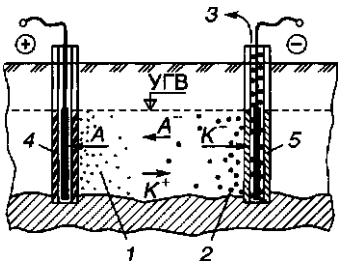


Рис. 12.49. Схема электродиализа загрязнителей в массиве (*по В.А.Королеву, 2001*):

1 — концентрирование анионов; *2* — концентрирование катионов-загрязнителей; *3* — их удаление из скважины; *4* — фильтр из анионитной диафрагмы; *5* — фильтр из катионитной диафрагмы

грунтах ионные формы, то они в поле постоянного электрического тока способны мигрировать к соответствующему полюсу. Этот процесс сопровождается электроосмосом, электромиграцией, сорбцией-десорбцией в зависимости от pH, меняющейся от анода к катоду.

Электрохимическое выщелачивание — это метод извлечения, основанный на выщелачивании из грунтов различных компонентов (загрязнителей, полезных ископаемых и др.) под действием постоянного электрического тока в проточном варианте. Метод представляет собой комплексное использование электроосмоса и (или) электрофореза в так называемом проточном варианте. При электроосмосе в проточном варианте к полому аноду непрерывно подводится выщелачивающий экстрагент, а через полый катод осуществляется откачка экстрагента, обогащенного извлекаемым компонентом за счет электрохимического выщелачивания. Этот способ позволяет переводить содержащиеся в грунте тяжелые металлы, радионуклиды и другие соединения в подвижную форму и удалять их из массива.

Наиболее эффективное разделение извлекаемого из грунта раствора, содержащего загрязнители или иные компоненты, достигается методом *электродиализа* с помощью ионоселективных мембран или диафрагм (рис. 12.49). Ионоселективными называются диафрагмы (мембраны), проводимость которых связана с движением ионов преимущественно одного вида. Катионитные диафрагмы заряжены отрицательно, и их диффузный слой обогащен катионами; анионитные диафрагмы заряжены положительно, а их диффузный слой обогащен анионами. Пропуская электрический ток в такой системе, можно добиться удаления всех ионов-загрязнителей из средней части, расположенной между катионитной и анионитной диафрагмами.

Внутри фильтров-диафрагм в скважинах помещаются электроды, соответственно являющиеся анодом и катодом (см. рис. 12.49). При пропускании тока в межэлектродном пространстве начнется разделение компонентов. Анионы начнут концентрироваться вблизи анода, проходя через анионитную мембрану. Если загрязнитель представлен катионами (или положительно заряженными комплексами), то они будут концентрироваться вблизи катода, проходя через катионитную диафрагму-фильтр. Далее раствор, содержащий эти катионы, может откачиваться из скважины, как показано на рис. 12.49. По такой схеме из массивов могут удаляться, например, ионы тяжелых металлов, радионуклиды и т.д.

Электрофорез применяется для удаления дисперсных загрязнителей, рассеянных в поровом пространстве грунта. При этом частицы могут быть и электропроводными, и неэлектропроводными. Поэтому электрофоретическая очистка грунтов может оказаться весьма перспективной для удаления дисперсных и неорганических, и органических загрязнителей, особенно — коллоидного размера. В частности, для нефтяного загрязнения грунтов электрофорез может применяться в отношении мельчайших нефтяных капель, содержащихся в

поровом растворе в виде эмульсии. Кроме того, электрофорез применяется в горнотехническом производстве для осаждения высокодисперсных частиц в отстойниках и хвостохранилищах путем их *электрокоагуляции* и диполофореза.

Электрокинетические явления второго рода широко используются в инженерной геофизике. В частности, геофизические методы анализа потенциала естественных фильтрационных полей (потенциала течения) применяются для способов изучения гидрогеологических условий местности, изучения склоновых процессов (динамики оползней) и т.д. Все более широкое применение эти же методы находят и для решения различных эколого-геологических задач (поиска аномалий загрязнителей и др.). Кроме того, на базе электрокинетических явлений второго рода основаны многочисленные способы лабораторного изучения параметров ДЭС в различных грунтах.

12.7 Электрохимические свойства грунтов

КОРРОЗИОННАЯ СПОСОБНОСТЬ ГРУНТОВ

Коррозией называется процесс разрушения материалов вследствие их химического или электрохимического взаимодействия с окружающей средой. Различают несколько видов коррозии. Одним из них является так называемая *подземная коррозия*, которая выражается в разрушении металлических сооружений при взаимодействии их с грунтом. В этом конкретно реализуется коррозионная способность, или коррозионность, грунтов.

Коррозия металлов в грунтах в основном является электрохимической. Согласно теории электрохимической коррозии, при соприкосновении металла с электролитом (таковым является жидкая составляющая грунтов) на поверхности металла возникает большое число коррозионных элементов. Их природа аналогична природе гальванических элементов, которые возникают из-за разности электрических потенциалов отдельных участков поверхности металла, контактирующего с электролитом. Оба участка соединены между собой проводящим металлом и погружены в электролит, вследствие чего возникает замкнутая электрическая цепь. Участки, значения электродных потенциалов которых более отрицательны, являются анодами образующихся коррозионных электрохимических элементов, а участки с более положительными электродными потенциалами — катодами. Между этими участками течет постоянный электрический ток, сила которого определяет размеры коррозионных поражений. На анодных участках происходит разрушение металла вследствие перехода его ионов в электролит, а на катоде, где происходит процесс деполяризации, металл не только не разрушается, но в известной степени защищен от коррозии.

Одна из главных отличительных особенностей подземной коррозии — значительные размеры возникающих коррозионных элементов: расстояние между анодными и катодными участками элементов может быть очень большим. Для развития коррозии металлов в грунтах важное значение имеет величина электрического сопротивления во внешней цепи, которое во многих случаях становится главным, контролирующим фактором коррозии.

Причинами подземной коррозии являются: 1) воздействие грунтовой влаги на металлические конструкции, в результате чего возникают коррозионные элементы; 2) явления электролиза, происходящие в грунтах при воздействии

блуждающих токов и наличии вокруг трубопроводов электролита; 3) действие находящихся в грунте микроорганизмов, вызывающих биокоррозию.

Подземная коррозия металлов является наиболее сложным видом коррозии. Скорость ее в основном определяется *коррозионной активностью грунта*, которую принято оценивать тем сроком, по истечении которого образуется сквозной питтинг (каверна). Срок его появления в стальном трубопроводе диаметром 300 мм с толщиной стенки 8—9 мм при низкой коррозионной активности превышает, по классификации В.А.Притулы (1961), 25 лет; при нормальной коррозионной активности 10—25 лет; при повышенной 5—10 лет; при высокой 3—5 лет, а при весьма высокой всего лишь 1—3 года.

Коррозионная активность грунтов зависит от многих факторов, к числу которых относятся химико-минеральный состав, влажность, содержание газов, структура, электропроводность и бактериальный состав. Одновременное влияние множества факторов делает невозможным на основании какого-либо одного простого показателя точно охарактеризовать коррозионную активность грунтов. Поэтому при ее оценке определяют только один основной или несколько показателей, которые позволяют оценить степень склонности грунта способствовать возникающим электрохимическим процессам коррозии. Методическая сложность возникает и потому, что коррозионная активность грунтов может меняться через каждые 2—3 м. Поэтому в процессе изысканий следует давать оценку максимально неблагоприятных и средних коррозионных условий на отдельных участках с достаточной точностью.

Для характеристики коррозионной активности грунтов по отношению к углеродистой стали используют величину их *удельного электрического сопротивления*. Это свойство грунтов само по себе не является причиной, вызывающей коррозию, но в среде с малым удельным электрическим сопротивлением сила тока образующихся крупных по размеру коррозионных элементов может достигнуть величины, угрожающей сохранению стальных конструкций. Между электрическим сопротивлением грунтов и их коррозионной активностью в определенных пределах существует прямая зависимость: чем меньше сопротивление, тем больше возможность коррозии (табл. 12.17).

Коррозионная активность грунтов к углеродистой стали может быть также оценена по величине потери массы стандартного образца (трубка длиной 100 мм с внутренним диаметром 19 мм, закрытая снизу резиновой пробкой), помещенного в стеклянную банку с увлажненным грунтом и являющегося анодом (положительным полюсом) в цепи (банка—отрицательный полюс). Грунты обладают низкой коррозионной активностью, если после 24 часов нахождения под постоянным током напряжением 6 В потеря массы образца не превышает 1 г. При средней коррозионной активности она составляет 1—2 г, при повышенной — 2—3, при высокой 3—4 и весьма высокой — превышает 4 г (ГОСТ 9.015—74).

Оценивая коррозионную активность грунтов (по отношению к свинцу, приходится учитывать pH грунта, содержание органических веществ, нитратиона (табл. 12.18).

Коррозионная активность грунтов определяется многими факторами. Она существенно зависит от химического состава грунтов и, в частности, от наличия и состава водорастворимых соединений. Несмотря на то что их содержание в грунтах обычно невелико, они играют важную роль в образовании порового электролита, формировании его удельного электрического сопротив-

Таблица 12.17

Коррозионная активность грунтов по отношению к углеродистой стали в зависимости от их удельного электрического сопротивления

(ГОСТ 9.015—74)

Коррозионная активность грунтов	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м
Низкая	>100
Средняя	20—100
Повышенная	10—20
Высокая	5—10
Весьма высокая	≤5

Таблица 12.18

Коррозионная активность грунтов по отношению к свинцовой оболочке кабеля

(ГОСТ 9.015—74)

Коррозионная активность грунтов	pH	Содержание компонент, % от массы воздушно-сухого грунта	
		органических веществ (гумуса)	нитрат-иона
Низкая	6,5—7,5	до 0,01	до 0,0001
Средняя	5,0—6,4	0,01—0,02	0,0001—0,0010
	7,6—9,0		
Высокая	<5,0	>0,02	>0,0010
	>9,0		

ления и тем самым влияют на протекание всего процесса коррозии. Замечено, что с повышением содержания ионов Cl^- и SO_4^{2-} (примерно свыше 0,1%) коррозионная активность грунтов обычно увеличивается: высокому содержанию хлоридов в грунтах почти всегда соответствует интенсивная коррозия металла, в меньшей степени это относится к сульфатам.

Большое влияние на коррозионные свойства грунтов оказывает наличие в них катионов Ca^{2+} и Na^+. Оба эти соединения влияют на водо- и воздухопроницаемость грунтов и тем самым определяют соотношение жидкой и газообразной компонент в грунтах, под действием которых изменяются коррозионные свойства грунтов.

Кислотность грунтов, как указывал В.А.Притула, в большинстве случаев не оказывает непосредственного влияния на скорость коррозии. Достаточно интенсивная коррозия может происходить и в кислых грунтах (pH≈3—4), и в щелочных (pH < 14), и в нейтральных (pH 7). Однако при высоких значениях кислотности (pH 2—3) и щелочности (pH 11—14) грунтов всегда наблюдается наиболее интенсивная коррозия. При кислотности, близкой к нейтральной, интенсивность коррозии зависит от других факторов.

Характер агрессивности грунтов зависит от их окислительно-восстановительного потенциала, который учитывает, прежде всего, опасность биокоррозии. Определенный по обычной методике и исправленный по значению pH, он может характеризовать ожидаемую опасность коррозии грунтов: при низких его значениях степень ожидаемой коррозии очень высокая.

На коррозионную активность грунтов огромное влияние оказывает их влажность. В абсолютно сухих грунтах коррозия не наблюдается из-за отсутствия электролита, необходимого для создания коррозионных элементов. Однако уже при небольшой влажности, когда в грунтах существует только прочносвязанная вода, коррозионные процессы начинают проявляться, хотя скорость коррозии будет незначительной. Дальнейшее увеличение влажности грунта вызывает увеличение скорости коррозии в результате увеличения интенсивности работы коррозионных элементов и уменьшения сопротивления их цепи. Предельная влажность, обеспечивающая возрастание скорости коррозии до максимальной, в связных грунтах составляет 10—12%, в песках она несколько ниже. При последующем увеличении влажности максимальная скорость коррозии остается практически постоянной до некоторого предела влажности

Таблица 12.19

Зависимость коррозии от влажности связных грунтов

(*по В.А.Притуле*)

Влажность глинистых грунтов, %	Характеристика грунта с точки зрения влажности	Характер скорости коррозии
0	Грунт сухой	Коррозии нет
10—12	Возрастание влажности до критического значения	Увеличение скорости коррозии до максимальной величины
12—25	Сохранение критического значения	Возможно достижение максимальной скорости коррозии
25—40	Образование сплошного слоя воды	Снижение скорости коррозии
Свыше 40	Увеличение толщины сплошного слоя воды	Невысокая постоянная скорость коррозии

(20—25%). При этой влажности еще не создается сплошной непрерывный слой воды в порах грунта, который препятствовал бы проникновению к поверхности металла воздуха из атмосферы, необходимого для протекания процесса электрохимической коррозии. При полном насыщении пор водой или влажности, близкой к полной влагоемкости, образуется сплошной слой водного раствора, затрудняющий проникновение воздуха к металлу, и скорость коррозии резко падает (табл. 12.19).

Коррозионная активность грунтов также зависит от насыщенности их газами. В частности, с неодинаковой степенью насыщенности грунтов газами на разной глубине связаны скопления глубоких раковин на нижней поверхности труб старых трубопроводов при сравнительно хорошем состоянии их верхней части. Это объясняется образованием аэрационных пар с появлением анодных зон на нижних частях труб на участках стали, к которым доступ кислорода затруднен. Свободный доступ воздуха к таким коррозионным элементам активизирует их работу, в связи с чем воздухопроницаемые грунты в большинстве случаев коррозионно более опасны. Из всех форм газов, существующих в грунтах, наибольшее значение имеет свободный воздух, содержание которого зависит от структурно-текстурных особенностей грунтов и их влажности. Адсорбированые и растворенные газы имеют значение лишь при «воздушном голодании».

С повышением содержания газов в грунтах разной влажности на каком-то этапе происходит резкое возрастание скорости коррозии, а затем она сохраняется практически постоянной. Это связано с тем, что при увеличении содержания газов в грунтах соответственно уменьшается их влажность, от величины которой, как показано выше, сильно зависит коррозионная активность грунтов. Состав грунтовых газов также имеет значение. Например, кислород оказывает особое влияние при коррозии с кислородной деполяризацией, которая обычно повышает скорость коррозии. Заметную опасность представляет сероводород, соединяющийся с железом и образующий сернистое железо.

На развитие подземной коррозии существенное влияние оказывает жизнедеятельность различных микроорганизмов, в частности сульфатвосстанавливающих, железистых и водородсвязующих бактерий. Они вызывают биокоррозию металлов (см. гл. 13).

12.8. Магнитные свойства грунтов

ПРИРОДА МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ

Все грунты в большей или меньшей степени обладают магнитными свойствами. Это обусловлено тем, что основная часть породообразующих минералов относится к группе парамагнетиков. Кроме того, в грунтах практически всегда содержится некоторое количество ферромагнитных соединений (например, магнетит, пирротин, ильменит, гематит и др.). В качестве параметров, характеризующих магнитные свойства грунтов, обычно используются величины магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, коэрцитивной силы и др.

Намагниченностью (I) называют результирующий магнитный момент единицы объема или единицы массы грунта, вызванный однородным магнитным полем. Эта величина представляет собой вектор и измеряется по отношению к объему грунта в А/м.

Для одних веществ (ферромагнетиков) намагниченность является сложной функцией внешнего магнитного поля, для других (диа- и парамагнетиков) — в определенных интервалах полей и температур эта функция может быть линейной:

$$I = æH,$$

где I — намагниченность, H — напряженность магнитного поля, æ — магнитная восприимчивость. Следовательно, *магнитная восприимчивость* является коэффициентом пропорциональности между намагниченностью и внешним магнитным полем, создавшим ее, и численно равна отношению намагниченности к напряженности магнитного поля. Кроме того, иногда используют величину *удельной магнитной восприимчивости* (или удельной массовой магнитной восприимчивости), представляющую собой магнитную восприимчивость единицы массы материала с плотностью ρ.

Магнитная восприимчивость единицы объема (æ) величина безразмерная, обычно выражается в миллионных долях единицы. Размерность удельной магнитной восприимчивости (æ) — $см^3/г$ (или $м^3/кг$).

Магнитная восприимчивость является одной их важнейших характеристик магнитных свойств. По ее величине все вещества формально делятся на два класса: при æ<0 материал относится к классу *диамагнетиков*; при æ>0 — к классу *парамагнетиков*. Некоторые материалы характеризуются положительной магнитной восприимчивостью и высокими ее значениями (10—25 ед. СИ и более). Они могут приобретать очень сильную намагниченность. Такие материалы называются *ферромагнитными*. Приуроченность минералов к тому или иному классу определяется структурой электронных оболочек атомов, входящих в состав минерала, и структурой его кристаллической решетки.

Диамагнетизм присущ всем без исключения материалам, но во многих случаях он подавляется более сильными парамагнитными и ферромагнитными эффектами. Характерная черта диамагнетиков — отсутствие магнитного момента (он равен нулю) в нулевом магнитном поле. Если же диамагнитный атом поместить во внешнее магнитное поле, то все его электронные орбиты начинают совершать колебательно-вращательное движение вокруг направления поля. В соответствии с этим скорость движения электрона по орбите возра-

стает или замедляется, в результате чего создается свое диамагнитное поле, действующее в направлении, противоположном внешнему. В результате диамагнитное тело, внесенное во внешнее магнитное поле, выталкивается в расходящемся потоке силовых линий этого поля, а брусок из диамагнитного вещества длинной осью поворачивается поперек силовых линий поля.

К диамагнитным минералам относятся многие самородные металлы (медь, цинк, серебро, золото и др.), сера, графит, а также важнейшие породообразующие минералы (кварц, кальцит, гипс, ангидрит, галит и др.). Среди горных пород к чистым диамагнетикам могут быть отнесены каменные соли, мел и известняк.

Парамагнетики отличаются от диамагнетиков тем, что атомы первых обладают постоянным магнитным моментом, возникающим в результате движения электронов в оболочке атома или осевого вращения электронов и атомных ядер. При отсутствии внешнего магнитного поля парамагнетики в целом не намагничены вследствие хаотичного распределения в них магнитных моментов отдельных атомов по всем пространственным направлениям. Под влиянием внешнего магнитного поля элементарные магнетики (атомы и молекулы парамагнетиков) приобретают определенную ориентировку, что обусловливает появление индуктивного намагничивания в парамагнетиках. Их магнитная восприимчивость практически не зависит от напряженности магнитного поля и в основном определяется температурой. Величина магнитной восприимчивости парамагнетиков по крайней мере на порядок выше, чем у диамагнетиков.

Парамагнитное тело, внесенное в неоднородное внешнее поле, втягивается в область большей напряженности, а брусок из этого материала стремится длинной осью расположиться вдоль этих линий.

Большая часть минералов относится к группе сильных парамагнетиков (например, пирит, рутил, эпидот, шпинель, турмалин, авгит, роговая обманка, сидерит, доломит, биотит и др.).

Основная отличительная особенность ферромагнетиков заключается в их собственной (спонтанной) намагниченности в пределах незначительных участков (в доме́нах), линейные размеры которых порядка микрона (объем около 10^{-9} см^3). При этом элементарные магнетики могут занимать либо параллельную, либо частично параллельную, либо антипараллельную ориентацию. В соответствии с такой магнитной структурой соответственно выделяются ферромагнетики в узком смысле этого слова, антиферромагнетики и ферримагнетики (рис. 12.50).

При отсутствии внешнего магнитного поля тело ферромагнетика в целом не обладает магнитным моментом, поскольку спиновые магнитные моменты доменов неодинаковы по величине и направлению (хотя каждая из этих областей намагничена до насыщения). При наложении внешнего магнитного поля магнитные моменты доменов строго ориентируются по направлению поля, что обусловливает намагниченность ферромагнетика в целом. Часть этой намагниченности сохраняется при снятии внешнего магнитного поля, в результате чего при отсутствии поля ферромагнетики могут быть и намагничены (так называемая остаточная намагниченность). Значительная собственная намагниченность характерна для ферримагнетиков.

Ферромагнетизм четко выражен у переходных металлов, т.е. у таких, которые имеют недостроенные электронные слои. Именно слои с нескомпенсированным магнитным моментом являются источником ферромагнетизма.

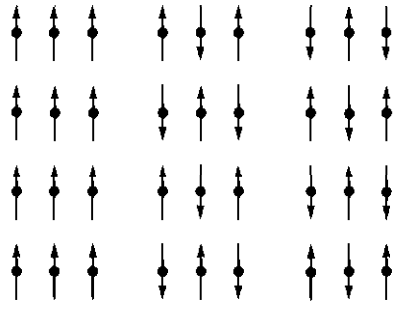


Рис. 12.50. Схема распределения векторов намагниченности в ферромагнетиках (*а*), антиферромагнетиках (*б*) и ферримагнетиках (*в*)

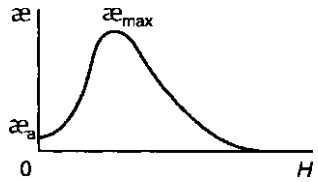


Рис. 12.51. Кривая Столетова для магнитной восприимчивости ферромагнитного вещества:
$æ_a$ — начальная и $æ_{max}$ — максимальная магнитная восприимчивость, H — напряженность поля

Ферромагнитные свойства проявляются только ниже критической температуры, названной *точкой Кюри* (например, для железа 758°С, кобальта 1075°С, никеля 360°С и т.д.). При более высоких температурах ферромагнетики становятся парамагнетиками.

Магнитная восприимчивость ферромагнетиков в отличие от восприимчивости диа- и парамагнетиков не является стабильной величиной. Она зависит от напряженности внешнего магнитного поля. При напряженности поля, близкой к нулю, магнитная восприимчивость ферромагнетиков постоянна, затем возрастает с ростом напряженности поля и, достигнув максимума, уменьшается, постепенно приближаясь к нулю (рис. 12.51).

К собственно ферромагнитным минералам относится самородное железо, магнитная восприимчивость которого достигает тысяч единиц. Большинство минералов железа является ферромагнетиками (магнетит, титано-магнетиты, пирротин и др.). Магнитная восприимчивость магнетика достигает 20, у остальных минералов — не более 0,4, у антиферромагнетиков (шпинель, гранат и др.) — обычно не превосходит $3 \cdot 10^{-3}$.

Процесс намагничивания ферромагнетиков во внешнем магнитном поле существенно отличается от такового для диа- и парамагнетиков (рис. 12.52). Возрастание намагниченности с увеличением напряженности внешнего поля неравномерно и в общем не линейно: вначале оно небольшое и практически линейное, затем резко увеличивается, потом опять возрастает достаточно медленно, достигая насыщения при некоторой величине напряженности внешнего магнитного поля (величина насыщения I_s понижается с увеличением

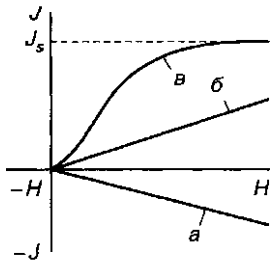


Рис. 12.52. Кривые намагничивания
а — диа-, *б* — пара-, *в* — ферромагнетиков

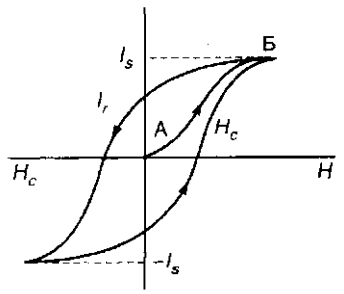


Рис. 12.53. Кривая намагничивания АБ и петля гистерезиса ферромагнетика

температуры). Если после достижения точки насыщения уменьшать напряженность поля, то при его исчезновении намагниченность понижается до определенного значения I_r, называемого *остаточной намагниченностью.* Нулевая намагниченность достигается при напряженности, поля равной величине H_c, называемой *коэрцитивной силой.* Продолжая опыт дальше, можно получить петлю магнитного гистерезиса (рис. 12.53).

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА КОМПОНЕНТОВ ГРУНТА

Твердая компонента грунтов в большинстве состоит из смеси диа-, пара, ферри- и реже ферромагнитных минералов (реже она сложена одним или двумя типами этих минералов). В соответствии с этим ее магнитные свойства зависят в основном от содержания и распределения ферри- и редко ферромагнитных минералов. Значения магнитной восприимчивости этой компоненты грунта изменяются, по данным В.Н.Кобрановой (1996), от $-0{,}4\cdot10^{-5}$ и менее до 1 ед. СИ.

Жидкая компонента грунта характеризуется иными магнитными особенностями. Главная ее составляющая — вода — диамагнитна, ее магнитная восприимчивость $-0{,}9\cdot10^{-5}$ ед. СИ. Степень минерализации водных растворов слабо влияет на магнитные свойства, так как обычные для них соли (NaCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$ и др.) также диамагнитны и их магнитная восприимчивость невелика.

Присутствие нефти в грунтах также мало сказывается на изменении магнитных свойств, так как нефть — диамагнетик, магнитная восприимчивость которой $-1{,}04\cdot10^{-5}$ ед. СИ.

Газовая компонента грунта намагничивается по сравнению с жидкой в еще меньшей степени. Все ее компоненты, за исключением кислорода, диамагнитны. Кислород же является парамагнетиком. Его магнитная восприимчивость $0{,}17\cdot10^{-5}$ ед. СИ и по величине значительно превышает восприимчивость остальных газов. В силу этого воздух также является парамагнетиком, а его магнитная восприимчивость $0{,}04\cdot10^{-5}$ ед. СИ.

Метан также является диамагнетиком, магнитная восприимчивость которого существенно ниже, чем у воздуха, $0{,}0008\cdot10^{-5}$ ед. СИ.

Эти данные свидетельствуют об определенном различии магнитных свойств компонент грунта. В силу этого его магнитные свойства будут определяться соотношением компонент. Но ведущая роль в создании определенных магнитных свойств грунтов принадлежит ферромагнетикам, поскольку их магнитная восприимчивость обычно намного превышает магнитную восприимчивость основных породообразующих диа- и парамагнитных минералов. Даже незначительное содержание в грунтах ферромагнитных минералов (десятые и сотые доли процента) оказывается достаточным для проявления в них типичных ферромагнитных свойств (например, наличие гистерезисной петли, точки Кюри и др.). Строгой зависимости магнитных свойств от содержания ферромагнитных примесей не отмечается, но тенденция к увеличению магнитной восприимчивости с возрастанием содержания ферромагнетика проявляется достаточно четко (Кобранова, 1986).

Безусловно, магнитные свойства грунтов в основном определяются наличием ферромагнитных веществ. Однако необходимо учитывать наличие в них легкогидратирующихся минералов, что особенно важно для высокодисперсных глинистых грунтов. В частности, Т.Нагата (1965) отмечал, что наблюдае-

мые величины магнитной восприимчивости всегда больше теоретических для минералов, содержащих воду, таких, как биотиты, амфиболы и кордиериты.

Магнитные свойства грунтов также определяются их структурными особенностями, в частности размерами, формой и расположением ферромагнинных компонентов. Обычно с возрастанием дисперсности последних их удельная магнитная восприимчивость уменьшается.

Величины магнитных характеристик грунтов зависят от их пористости и влажности: они уменьшаются с ростом пористости и, наоборот, незначительно растут с увеличением влажности. Однако различия в содержании жидкой и твердой компонент оказывают меньшее влияние по сравнению с неоднородностью минерального состава твердой компоненты, поскольку вклад последней в формирование магнитных свойств грунта в целом несравненно выше.

Из четырех вышеназванных показателей, характеризующих магнитные свойства грунтов (точка Кюри, коэрцитивная сила и др.), при геологических исследованиях наиболее широко используется магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность.

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ГРУНТОВ

Магнитная восприимчивость грунтов изменяется в широком диапазоне. Их классификация по рассматриваемому показателю приведена в табл. 12.20.

Магнитная восприимчивость магматических скальных грунтов изменяется от десятков до нескольких сотен тысяч долей единицы СИ. Наибольшая ее величина характерна для магматических пород, для которых в целом характерно уменьшение æ от ультраосновных пород (перидотиты — до $73\,000 \cdot 10^{-5}$, пироксениты — до $11\,000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) к кислым (граниты — до $7500 \cdot 10^{-5}$, чаще всего меньше $300 \cdot 10^{-5}$, кварцевые порфиры — до $1700 \cdot 10^{-5}$) в соответствии с изменением их минерального состава. Практически немагнитные разности чаще всего отмечаются среди кислых пород, в то время как магнитные и сильно магнитные — среди основных и ультраосновных пород.

Объемная магнитная восприимчивость метаморфических скальных грунтов в целом несколько меньше по сравнению с магматическими. Незначительная магнитная восприимчивость (от 0 до $8800 \cdot 10^{-5}$) характерна для глинистых сланцев, филлитов, кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсов, мрамора и др. Высокие значения этого параметра свойственны железистым кварцитам — $(125—400\ 000) \cdot 10^{-5}$, роговикам, серпентинитам, скарнам — $(125—1250) \cdot 10^{-5}$ и особенно магнетитовым — $(75—1\ 000\ 000) \cdot 10^{-5}$.

Осадочные скальные и дисперсные грунты обычно практически немагнитны или слабо магнитны, что отчасти обусловлено небольшим содержанием в них ферромагнитных соединений. Наименьшей магнитной восприимчивостью (обычно менее $30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) обладают известняки, доломиты, ангидриты, гипсы, соли и другие хемогенные породы, состоящие в основном из диамагнитных минералов. Слабомагнитные разновидности установлены среди песков, песчаников и глин, причем обычно (но не всегда) при переходе от песчано-пылеватых пород к глинистым их магнитная восприимчивость возрастает.

Наиболее высокие значения æ характерны, по сводке В.Н.Кобрановой, для песчаников и алевролитов вблизи источников сноса, содержащих магне-

Таблица 12.20

Классификация грунтов по значениям их магнитной восприимчивости

(*Справочник геофизика, 1984*)

Группа	Характеристика пород по магнитной восприимчивости	Интервалы значений для групп $\chi \cdot 10^{-5}$, ед. СИ
I	Очень слабо намагничивающиеся	0 - 100
II	Слабо намагничивающиеся	100—300
III	Средне намагничивающиеся	300—700
IV	То же	700 1500
V	Хорошо намагничивающиеся	1500 3000
VI	То же	3000 6000
VII	Сильно намагничивающиеся	6000—12000
VIII	То же	12000—20000
IX	Очень сильно намагничивающиеся	20000 40000
X	То же	более 40000

тит. Повышенные значения рассматриваемого показателя — до $(125—625)\cdot 10^{-5}$ ед. СИ — установлены у некоторых сидеритово-обломочных скальных грунтов.

Низкая магнитная восприимчивость свойственна известковистым $(6—9)\cdot 10^{-5}$ ед. СИ и фораминиферовым (до $6\cdot 10^{-5}$) илам. В глинистых илах она более высокая (вплоть до $50\cdot 10^{-5}$ ед. СИ и даже выше).

ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ГРУНТОВ

Для осадочных горных пород характерно наличие естественной остаточной намагниченности, происхождение которой обусловлено ориентацией намагниченных частиц в процессе осаждения под влиянием геомагнитного поля. В следствие этого в общем случае намагниченность горной породы слагается из двух векторов: индуцированной намагниченности I_i, вызванной современным геомагнитным полем, и остаточной намагниченности I_r, зависящей от совокупности прошлых геологических процессов, протекающих в породе, т.е.

$$\overline{I_n} = I_i + I_r.$$

Естественная остаточная (объемная) намагниченность магматических пород изменяется от 10^{-3} до 10^{-2} А/м, а в ряде случаев может быть выше современной индуцированной намагниченности (Кобранова, 1986). Она существенно возрастает от кислых пород к основным. У осадочных пород остаточная намагниченность обычно слабая и достаточно стабильная (изменяется от $n\cdot 10^{-4}$ до 10^{-1} А/м). Она растет с увеличением содержания ферромагнитных минералов.

С ростом температур остаточная намагниченность постепенно уменьшается и достигает нулевых значе-

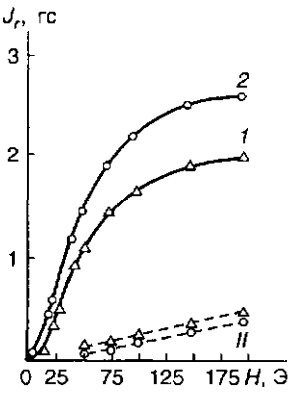


Рис. 12.54. Зависимость остаточной намагниченности от текстуры железисто-слюдистого магнетитового кварцита при разной направленности магнетитовых слоев (*по М.А.Грабовскому*):

1 и *2* — кривые намагниченности пород вдоль слоев; I и II — то же, перпендикулярно слоям

ний при точках Кюри. Она также зависит от характера уплотнения и структурно-текстурных особенностей пород, что выражается в ее неодинаковой величине и других магнитных свойств (анизотропия магнитных свойств), например от сланцеватости или слоистости толщ (рис. 12.54). На рисунке приведены кривые остаточной намагниченности железисто-слюдистого магнетитового кварцита в зависимости от расположения его слоев по отношению к внешнему магнитному полю. Существенное изменение вектора остаточной намагниченности отмечается также при воздействии на грунт значительных давлений.

ВЛИЯНИЕ МАГНЕТИЗМА ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ НА ИХ СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА

Магнетизм глинистых грунтов изучен Ю.Б.Осиповым (1968, 1978). Им показано, что магнитные свойства минералов и магнитное поле существенно влияют на процесс осаждения глинистых пород и формирование их структурно-текстурных особенностей и, как следствие этого, на механические и реологические свойства как глинистых суспензий, так и сформировавшихся осадков. Это обусловлено наличием на поверхности глинистых минералов высокодисперсных ферромагнитных частиц, которые достаточно прочно связаны с первыми. Их наличие сообщает глинистым суспензиям, пастам и осадкам слабо магнитные свойства.

В результате искусственной пропитки мономинеральных глинистых паст раствором $Fe(NO_3)_3$ происходила его адсорбция и уровень агрегации системы глинистый минерал—ферромагнетик повышался. Механизм этой дополнительной агрегации связан как с появлением Fe в обменном комплексе, так и с наличием свободных, склеивающих глинистые частицы железа железосодержащих соединений.

Факт агрегирования глинистых минералов под влиянием искусственно введенных $\gamma \cdot Fe_2O_3$, $\alpha \cdot Fe_2O_3$ и Fe_3O_4 подтверждается такими данными: при наличии в системе 1% маггемита наибольшей агрегации подвергаются гидрослюда (51,5%), монтмориллонит (46%) и каолинит (38,2%). С увеличением концентрации $\gamma \cdot Fe_2O_3$ до 20% агрегированность глинистых частиц возрастает соответственно до 96,8% у гидрослюды, 62,2% у монтмориллонита и 52,5% у каолинита. Эти величины свидетельствуют, что большая часть частиц агрегируется под влиянием первых порций ферромагнетика (1%), который, адсорбируясь, занимает самые активные участки глинистых частиц. Последующие порции раствора являются субстратом для формирования свободных, не связанных с глинистыми минералами ферромагнитных частиц. Качественная оценка прочности новообразованных агрегатов, сформировавшихся под влиянием маггемита, проведенная сопоставлением данных гранулометрического и микроагрегатного анализов, показала, что водопрочность агрегатов всех мономинеральных глин существенно увеличилась. Так, для каолинита суммарное содержание фракций более 1μ после введения маггемита увеличилось с 51,2 до 63,4%, для монтмориллонита с 66,7 до 81,0% и гидрослюды с 36,8 до 58,9%.

В процессе осаждения глинистых суспензий и последующей сушки осадка в магнитном поле установлено, что характер образующейся трещиноватости зависит как от напряженности внешнего магнитного поля, так и от минералогии глин. Наиболее интенсивная трещиноватость во всех случаях возникала у монтмориллонитовых глин, на образцах гидрослюдистых глин она форми-

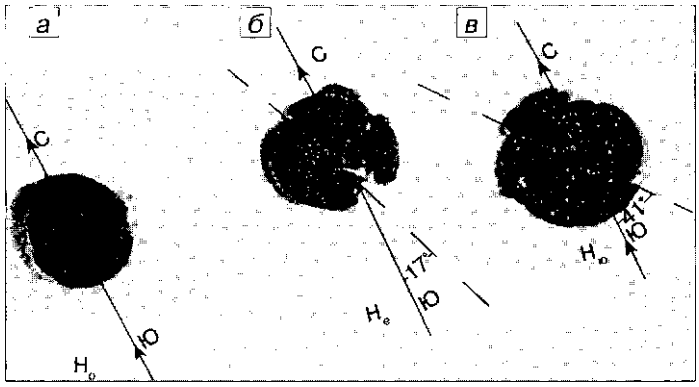


Рис. 12.55. Характер трещиноватости осадков гидрослюдисто-монтмориллонитового суглинка, сформировавшихся и высушенных в поле при нулевой напряженности (*а*), геомагнитом поле (*б*) и поле в 10 Э (*в*) (*фото Ю.Б.Осипова*)

ровалась только при большой напряженности поля (1500 Э)[28], а образцы каолинита всегда оставались монолитными.

В зависимости от напряженности внешнего магнитного поля трещиноватость осадков монтмориллонитовых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых глинистых грунтов была неодинакова (рис. 12.55). В нулевом (скомпенсированном) поле трещиноватость вообще не возникала, а если и возникала, то имела радиальное направление. В геомагнитном поле возникающая трещиноватость, как правило, была связана с направлением магнитного поля, причем угол ее отклонения может составлять 30—40°. При напряженности поля 10 э в процессе сушки формируется повышенная трещиноватость вследствие значительной ориентированности частиц.

Повышенная прочность осадков, сформировавшихся в нулевом поле, обусловлена, по мнению Ю.Б.Осипова, двумя причинами: во-первых, изотропным строением осадков и, во-вторых, наличием в них более высокодисперсных агрегатов в результате распада грунтовых агрегатов в этих условиях, что способствует увеличению поверхностной энергии и, как следствие, приводит к возрастанию механической прочности грунтов.

Особенно сильно действие магнитного поля сказывается на формировании микроструктуры глинистых пород. Увеличение напряженности магнитного поля вызывает возрастание агрегированности частиц и повышение ориентации как самих частиц, так и их агрегатов (рис. 12.56). При этом установлено, что частицы гидрослюдистой и каолиновой глин реагируют даже на геомагнитное поле, причем качество ориентации частиц при переходе от нулевого к геомагнитному полю (0,5 Э) увеличивается скачком. По абсолютной величине коэффициента ориентации глинистые осадки располагаются в ряд: гидрослюдистые глины > каолиновые глины > монтмориллонитовые глины. Это объясняется тем, что монтмориллонитовые глины обладают очень большой дисперсностью, а магнитные поля небольшой напряженности ориентируют только относительно грубые частицы в глинистой фракции; тонкие же частицы находятся в состоянии теплового беспорядочного движения.

[28] 1 э = $10^3/4\pi$ А/м.

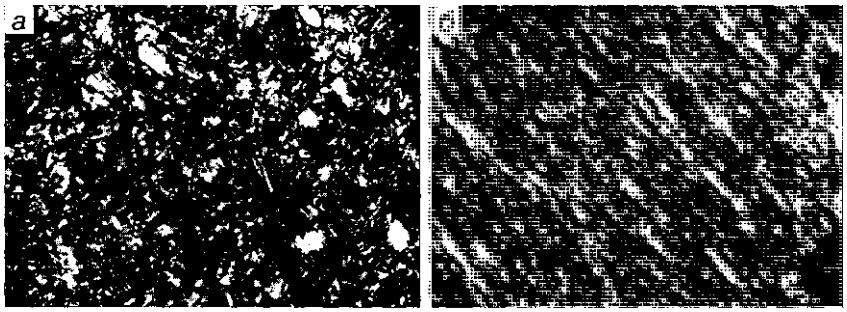


Рис. 12.56. Микростроение осадка Са-каолиновой глины, сформировавшегося в нулевом (*а*) и горизонтальном магнитном поле напряженностью в 10 Э (*б*). Поверхность напластования (*фото Ю.Б.Осипова*)

Насыщение глин ионом Na^+ независимо от напряженности поля приводит к увеличению ориентации частиц. При наличии же в обменном комплексе двухвалентных катионов (например, Ca^+) в большинстве случаев формируются агрегаты размером до песчаных частиц с хорошей ориентацией частиц внутри них. Сами же агрегаты относительно друг друга практически неориентированы. Это говорит о том, что внешнее магнитное поле повышает ориентацию частиц главным образом в пределах одного блока.

Эти данные свидетельствуют, что магнитные свойства глинистых минералов сказываются на формировании микростроения не только в сильных полях, но и под влиянием геомагнитного поля. Изменение микростроения грунтов вызывает соответствующее изменение их свойств. Наиболее интенсивно это сказывается на механических, в частности реологических, свойствах глинистых паст и молодых глинистых грунтов-осадков. На рис. 12.57 приведены экспериментальные данные, свидетельствующие, что прочность осадков, сформировавшихся в поле напряженностью 10 Э, по абсолютной величине меньше, чем в естественном магнитном поле. Разница прочности в случае монтмориллонитовой глины достигает почти 50%, а в случае каолиновой —

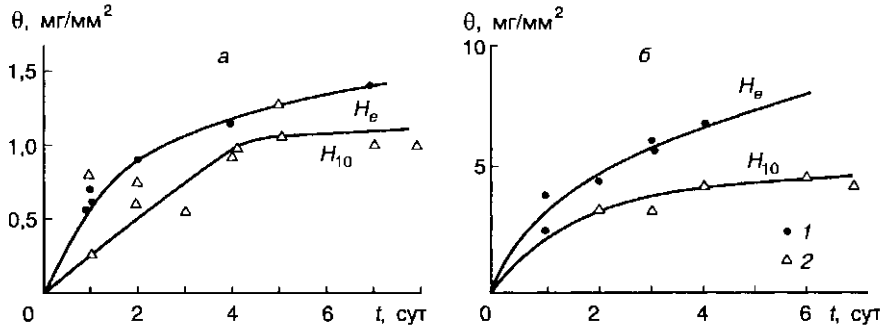


Рис. 12.57. Зависимость статического предельного напряжения сдвига глинистых осадков от напряженности магнитного поля (*по Ю.Б.Осипову, 1978*):

а —осадок монтмориллонитовой глины; *б* — осадок каолиновой глины; *1* — H_e=0,5 Э; *2* — H_{10}=10 Э

40%. Эти результаты обусловлены формированием более ориентированной микротекстуры глинистых осадков в магнитных полях более высокой напряженности.

12.9. Радиационные свойства грунтов

ПОНЯТИЕ О РАДИОАКТИВНОСТИ

Радиоактивностью называется превращение неустойчивых изотопов одного химического элемента в изотопы других с излучением элементарных частиц. Радиоактивный распад атомов приводит к изменению строения, состава и энергии ядер и сопровождается испусканием (α-частицы, β-частицы) или захватом (электрона из K- или L-оболочек) заряженных частиц коротковолновым излучением электромагнитной природы (γ-излучение), выделением радиогенного тепла, ионизацией газов, жидкостей и твердых тел и другими явлениями. Число атомов (N) радиоактивного изотопа, образующихся при распаде во времени (t), описывается уравнением

$$N = N_0 \cdot \exp(-\lambda t),$$

где N_0, λ — константы радиационного распада. Единицей, характеризующей распад, в системе СИ является *беккерель* (Бк), а распространенной внесистемной единицей — *кюри* (Ku); 1 Ku = $3{,}7 \cdot 10^{10}$ распадов в секунду. В табл. 12.21 приводятся разные единицы измерения радиоактивности и ионизирующих излучений.

Положительно заряженная α-частица — ядро гелия, состоит из двух протонов и двух нейтронов. В связи с этим при α-распаде элемента его атомный номер уменьшается на 2, атомная масса — на 4 единицы. Пробег α-частиц составляет первые сантиметры, а их поток легко поглощается веществом.

При β-распаде испускается либо электрон, либо позитрон. При этом не меняются массовые числа ядер, но меняется их заряд. Пробег β-частиц намного больше, чем у α-частиц, и составляет до 10—15 м.

Жесткое электромагнитное γ-излучение обладает волновыми и корпускулярными свойствами. Оно характеризуется большой проникающей способностью, пробег γ-частиц в воздухе составляет сотни метров.

В результате радиоактивного распада изменяется изотопный состав элементов за счет накопления продуктов распада. Например, при распаде урана образуются изотопы свинца и гелий. При распаде радиоактивного изотопа калия в минералах накапливаются аргон и кальций. Распад у каждого радиоактивного изотопа происходит с постоянной скоростью. Зная эту скорость (период полураспада), содержание радиоактивных изотопов и продуктов их распада в минерале, можно определить его абсолютный возраст.

В земной коре известно свыше 230 естественных радионуклидов, их суммарная масса не превышает 0,01% массы Земли. Основная составляющая — первичные радионуклиды (^{87}Rb, ^{232}Th, ^{40}K, ^{238}U, ^{150}Nd, ^{147}Sm, ^{235}U и др.), образовавшиеся в процессе общего нуклеосинтеза и сохранившиеся за счет большого периода полураспада (более $7 \cdot 10^8$ лет). В отличие от других первичных радионуклидов, такие элементы, как ^{238}U, ^{235}U и ^{232}Th, в процессе распада не сразу превращаются в стабильные элементы, а дают длинные цепочки промежуточных продуктов распада — так называемые ряды распада (табл. 12.22). Сходством трех рассматриваемых рядов распада является то, что все они за-

Таблица 12.21

Единицы измерения радиоактивности и ионизирующих излучений

Величина	СИ		Внесистемные единицы		
	единица измерения	сокращенное обозначение	единица измерения	сокращенное обозначение	коэффициент перевода в единицы СИ
Активность нуклида в радиоактивном источнике	беккерель	Бк	кюри эман	Ки эман	$3{,}700 \cdot 10^{10}$ Бк $3{,}7 \cdot 10^{3}$ м$^{-3}$·с$^{-1}$
Плотность потока ионизирующих частиц или квантов	частица (квант) в секунду на квадратный метр	частица (квант)/(с·м^2)	—	—	—
Интенсивность излучения	ватт на квадратный метр	Вт/м^2	–	–	–
Поглощенная доза излучения (доза излучения)	грэй	Гр	рад	рад	10^{-2}
Мощность поглощенной дозы излучения (мощность дозы излучения)	грей в секунду	Гр/с	рад в секунду	рад/с	10^{-2}
Экспозиционная доза рентгеновского и γ-излучения	кулон на килограмм	Кл/кг	рентген	Р	$2{,}58 \cdot 10^{-4}$
Мощность экспозиционной дозы рентгеновского и γ-излучения	ампер на килограмм	А/кг	рентген в секунду рентген в час микрорентген в час	Р/с Р/ч мкР/ч	$2{,}58 \cdot 10^{-4}$ $7{,}17 \cdot 10^{-8}$ $0{,}0717 \cdot 10^{-12}$

Примечание. Кюри — активность препарата данного нуклида, в котором в 1 с происходит $3{,}7 \cdot 10^{10}$ актов распада. Рентген — доза γ-излучения в воздухе, при которой сопряженная корпускулярная эмиссия 0,001293 г воздуха производит ионы, несущие заряд 1 ед. СГСЭ электричества каждого знака, что соответствует образованию $2{,}08 \cdot 10^{9}$ пар ионов в 1 см^3 воздуха.

канчиваются стабильными изотопами свинца, а в середине каждого ряда присутствуют изотопы единственного природного радиоактивного газа — радона Rn (см. гл. 5).

По условиям возникновения и нахождения в земной коре естественные радиоактивные элементы, согласно А.А.Смыслову (1984), могут быть разделены на четыре группы. Первая группа — долгоживущие *радиоактивные элементы* (тяжелые), образовавшиеся в начальный (догеологический) этап развития планеты и являющиеся родоначальниками трех естественных радиоактивных семейств — урана $^{238}U_{92}$, актиноурана $^{235}AcU_{92}$, тория $^{232}Th_{90}$. Содержание этих элементов в земной коре (при отсутствии дополнительных эпох

Таблица 12.22

Естественные ряды распада урана (^{238}U), тория (^{232}Th) и актиноурана (^{235}U)

Ряд урана

$^{238}U_{4,47\cdot10^9\ лет} \Rightarrow {}^{234}Th_{24,1\ сут} \rightarrow {}^{234m}Pa_{1,17\ мин} \rightarrow {}^{234}U_{2,45\cdot10^5\ лет} \Rightarrow {}^{230}Th_{7,7\cdot10^4\ лет} \Rightarrow {}^{226}Ra_{1600\ лет} \Rightarrow {}^{222}Rn_{3,82\ сут} \Rightarrow$

$\rightarrow {}^{218}Po_{3,05\ мин} \rightarrow \underline{{}^{214}Pb}_{26,8\ мин} \rightarrow \underline{{}^{214}Bi}_{19,7\ мин} \rightarrow {}^{214}Po_{1,64\cdot10^{-4}\ с} \Rightarrow {}^{210}Pb_{20,4\ лет} \rightarrow {}^{210}Bi_{5,01\ сут} \rightarrow {}^{210}Po_{138,4\ сут} \rightarrow$

$^{206}Pb_{стабильн}$

Ряд тория

$^{232}Th_{1,41\cdot10^{10}\ лет} \Rightarrow {}^{228}Ra_{5,75\ лет} \rightarrow \underline{{}^{228}Ac}_{6,13\ ч} \rightarrow {}^{228}Th_{1,91\ лет} \Rightarrow {}^{224}Ra_{3,64\ сут} \Rightarrow {}^{220}Rn_{55,6\ с} \Rightarrow {}^{216}Po_{0,15\ с} \Rightarrow \underline{{}^{212}Pb}_{10,6\ ч} \rightarrow$

(68,3%)

$\underline{{}^{212}Bi}_{60,6\ ч} \rightarrow {}^{212}Po_{2,09\cdot10^{-7}\ с}$

$\downarrow$ (36,2%) $\Downarrow$

$^{208}Tl_{3,07\ мин} \Rightarrow {}^{208}Pb_{стабильн}$

Ряд актиноурана

$^{235}U_{7,04\cdot10^8\ лет} \Rightarrow {}^{231}Th_{25,52\ ч} \rightarrow {}^{231}Pa_{3,25\cdot10^4\ лет} \Rightarrow {}^{227}Ac_{21,77\ лет} \rightarrow {}^{227}Th_{18,2\ сут}$

$\Downarrow$ (1,2%) $\Downarrow$

$^{223}Fr_{22\ мин} \rightarrow {}^{223}Ra_{11,43\ сут} \Rightarrow {}^{219}Rn_{3,96\ сут} \Rightarrow {}^{215}Po_{1,78\cdot10^{-3}\ с} \Rightarrow$

$^{211}Pb_{36,1\ мин} \rightarrow {}^{211}Bi_{2,14\ мин}$ (98,68%) $\Rightarrow {}^{207}Tl_{4,79\ мин} \rightarrow {}^{207}Pb_{стабильн}$

Условные обозначения: $\Rightarrow$ — α-распад; $\rightarrow$ — β-распад; $\underline{{}^{214}Pb}$ — основные гамма-излучатели; ^{222}Rn — радиоактивные газы (эманации)

нуклеосинтеза) постепенно уменьшается в соответствии с периодами их полураспада.

Вторая группа — короткоживущие *радиоактивные элементы* — дочерние продукты распада урана, актиноурана и тория, входящие в состав этих семейств. Присутствие в земной коре многочисленной группы этих элементов, являющихся основными β- и γ-излучателями горных пород, полностью зависит от содержания родоначальников семейства. Избирательное отделение дочерних элементов (Io, Ra, Rn и др.) в результате каких-либо геохимических процессов (выщелачивания, эманирования и др.) приводит к их сравнительно быстрому (в геологическом понимании) исчезновению (распаду).

Третья группа — долгоживущие одиночные (легкие и тяжелые) радиоактивные изотопы ($^{40}K_{19}$, $^{87}Rb_{37}$, $^{147}Sm_{62}$ и др.), не образующие семейств и возникшие в начальную (догеологическую) эпоху развития Земли. Их содержание в земной коре постепенно уменьшается со скоростью, определяющейся периодом полураспада изотопов.

Четвертая группа — радиоактивные изотопы (преимущественно легкие и короткоживущие $^{14}C_6$), возникающие в атмосфере, гидросфере и литосфере земной коры в результате взаимодействия космических частиц с атомными ядрами вещества Земли.

Число радиоактивных элементов в догеологическую стадию развития Земли было, по-видимому, значительно большим, но многие радиоактивные изотопы с периодом полураспада $(3—5)\cdot10^8$ лет к настоящему времени полностью или почти полностью распались. Основная доля α-, β- и γ-излучения горных пород земной коры связана с радиоактивным распадом элементов

трех радиоактивных семейств (U, AcU, Th и дочерних продуктов) и калия. Более 99% радиогенного тепла, генерируемого в недрах планеты, также обусловлено этими элементами. Значение других менее распространенных или менее радиоактивных изотопов в общем балансе радиоактивности незначительно. В большинстве случаев в радиоактивности горных пород главными α-, β- и γ-излучателями являются калий, родоначальники трех радиоактивных семейств ($^{238}U_{92}$, $^{235}U_{92}$, $^{232}Th_{90}$) и многочисленная группа элементов — продуктов их распада.

Радиоактивный изотоп $^{40}K_{19}$ является β- и γ-излучателем, содержится в природном калии в очень небольшом количестве (около 0,01 %), имеет период полураспада $T_{1/2} \approx 1{,}3 \cdot 10^9$ лет. Изотоп $^{40}K_{19}$ способен распадаться с увеличением и уменьшением порядкового номера и образованием стабильных изотопов $^{40}Ca_{20}$ и $^{40}Ar_{18}$. Из-за относительно высокого содержания калия в большей части магматических, метаморфических и осадочных пород его вклад в общую, так называемую естественную радиоактивность минеральных веществ соизмерим с вкладом урана и тория.

ЕСТЕСТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ ГРУНТОВ

Естественной радиоактивностью грунтов называется самопроизвольный, подчиненный определенному статистическому закону распад неустойчивых ядер атомов, возникших в породах в природных условиях. Большая часть эмпирических данных по распределению урана и тория относится к характеристике их содержания в минералах и горных породах различного состава и происхождения. По содержаниям урана и тория в отдельных типах горных пород (гранитах, базальтах и др.) оценивались средние их количества в слоях земной коры и коре в целом. Лишь в последние десятилетия в радиогеологии стали приводиться сведения о распределении урана и тория в геологических формациях и структурно-формационных комплексах. На основе обобщения и систематизации большого фактического материала ниже приведены материалы о содержании урана и тория в минералах и горных породах.

Естественной радиоактивностью обладают минералы, в состав которых входят рассмотренные выше радиационно неустойчивые изотопы урана, тория, радия, радона, калия, стронция и др. (табл. 12.23).

Естественная радиоактивность грунтов во многом определяется радиоактивностью слагающих их минералов. Среди большого разнообразия минералов земной коры в зависимости от уровня их радиоактивности, согласно А.А.Смыслову (1984), выделяется шесть групп (см. табл. 12.23). Наиболее распространенные в литосфере породообразующие и акцессорные минералы главных типов магматических, метаморфических и осадочных пород по степени их радиоактивности объединяются в четыре группы:

1) слаборадиоактивные главные породообразующие, преимущественно салические минералы (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, нефелин);

2) породообразующие, преимущественно меланократовые минералы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (биотит, амфиболы, пироксены);

3) повышенно радиоактивные главные (наиболее часто встречающиеся) акцессорные и рудные минералы (апатит, эвдиалит, флюорит, ильменит, магнетит и др.)

Таблица 12.23

Классификация гипогенных и гипергенных минералов по степени их радиоактивности

Группа минералов	Минералы	Уровень содержания, % по массе		Th / U	Кларк концентрации	
		U	Th		U	Th
Максимально радиоактивные (собственно урановые и ториевые минералы)	Гипогенные: уранит, настуран, торианит и др.	56—85	20—40	<0,01 (урановые), 40—80 (ториевые)	>10 000	>10 000
	Гипергенные: отенит, торбернит, шрекингерит и др	40—60	<0,01	<0,001	>10 000	
Высокорадиоактивные (редкие акцессории фельсических пород	Цирколит, циркон, ториевый ортит	$(40—2000)\cdot10^{-4}$	$(10—1000)\cdot10^{-4}$	<1	100—1000	10—100
	Ортит, монацит	$(600—2000)\cdot10^{-4}$	$(10\,000-30\,000)\cdot10^{-4}$	>10	100—1000	100—1000
Повышенно радиоактивные (наиболее распространенные акцессории)	Сфен, апатит, магнетит	$(10—100)\cdot10^{-4}$	$(30—200)\cdot10^{-4}$	2—5	5—30	2—15
Нормально радиоактивные (второстепенные породообразующие минералы)	Биотит, роговая обманка	$(4—8)\cdot10^{-4}$	$(8—18)\cdot10^{-4}$	1,5—2,3	2—3	1—2
Слаборадиоактивные (главные минералы фельсических пород)	Кварц, клиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы	$(1—3)\cdot10^{-4}$	$(2—8)\cdot10^{-4}$	1,8—4,5	0,5—1	0,2—0,5
Низкорадиоактивные (минералы фемических пород)	Пироксен, основные плагиоклазы	менее $(0,1—1,0)\cdot10^{-4}$	менее $(0,1—1,0)\cdot10^{-4}$	2—5	<0,2	<0,2

4) высокорадиоактивные более редкие акцессорные минералы (сфен, ортит, монацит, циркон, лопарит и др.).

В целом на минеральном уровне отсутствует четкая зависимость содержания урана и тория от химического состава минералов, и в том числе от содержания кремнезема, калия и кислорода. Во многих типах пород минимальные количества урана и тория фиксируются в минералах с максимальным содержанием кремния и щелочей (в кварце и полевых шпатах), а более высокие — в магнетите, апатите, флюорите, пирите.

В отличие от минералов в грунтах содержание урана и тория проявляет большую зависимость от вещественного (прежде всего химического) состава.

Среди *осадочных* грунтов по радиоактивным свойствам выделяются пять групп: терригенные, кремнистые, карбонатные и соленосные отложения и каустобиолиты (рис. 12.58). На рисунке стрелками показана тенденция увеличения содержания урана в грунтах, обогащенных органикой ($C_{орг}$), а также урана и тория в грунтах, обогащенных высокорадиоактивными акцессориями (монацитом Mz, цирконом Zr и др.). Наиболее высокое содержание урана и тория (близкое к кларку) характерно для терригенных грунтов: конгломератов, песчаников, глинистых сланцев. В терригенных отложениях, формирующихся в различных геоструктурных зонах земной коры, обнаруживается зависимость содержания урана и в меньшей степени тория от гранулометрического состава грунтов, выраженная в постепенном увеличении содержания урана в ряду конгломераты—песчаники—алевролиты—аргиллиты.

Осадочные грунты, первично обогащенные радиоактивными элементами, включают два резко различающихся радиогеохимических типа:

1) существенно ториеносные и ураноносно-ториеносные грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники) элювиальной, прибрежно-морской и иных фаций;

2) существенно ураноносные, обогащенные фосфором или органикой породы разнообразного состава (известняки, сланцы, песчаники), формирующиеся в различных фациальных обстановках морских бассейнов.

Для регионов с различным геологическим строением соотношение урана и тория в осадочных грунтах может меняться в зависимости от их минерального состава, дисперсности, содержания глинистых частиц и т.д. Так, в осадочных грунтах на территории Москвы наблюдается увеличение активности радионуклидов в ряду пески—супеси—суглинки—глины (рис. 12.59). Повышенными концентрациями урана в 10 и более раз превышающими кларк отличаются фосфоритовые формации (Титаева, 1992).

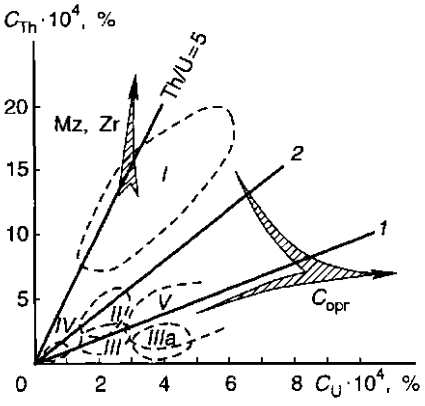


Рис. 12.58. Процентное содержание тория (C_{Th}) и урана (C_U) в осадочных грунтах (*по А.А.Смыслову, 1984*):

I - терригенных; II — кремнистых; III — карбонатных (IIIa — доломитах); IV — соленосных; V - каустобиолитах

Среди *метаморфических* пород, слагающих области докембрийской складчатости, срединные массивы и геоантиклинальные поднятия, по содержанию урана и тория выделяются две группы образований: слабо-

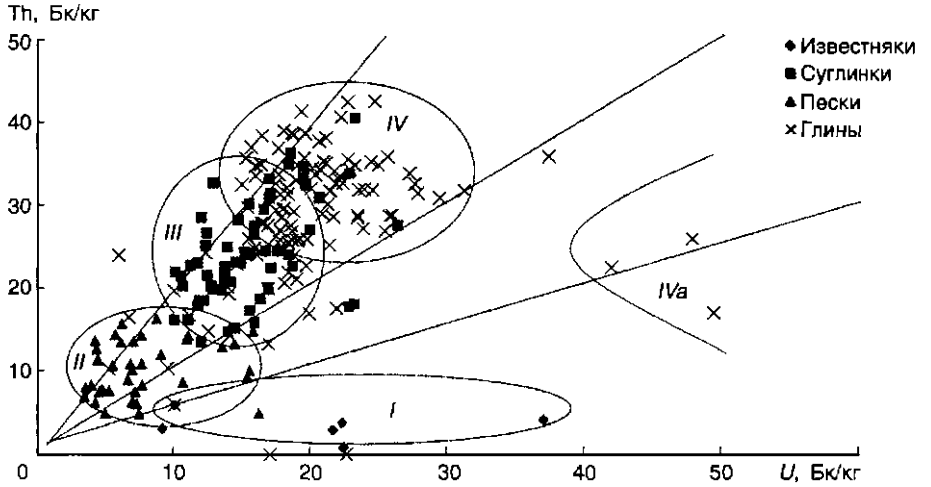


Рис. 12.59. Соотношение тория (Th) и урана (U) в грунтах территории г.Москвы (*по П.С.Микляеву, 2002*):

I — карбонатные грунты (C_{2-3}); II — пески (J, K, Q); III — суглинки (J,K,Q); IV — глины и тяжелые суглинки (J, K, Q); IVa — глины J_3, с включениями фосфоритов и $J_{3,ox}$

радиоактивные (мафические силикатные породы — амфиболиты, амфиболитовые сланцы, аподиабазы и другие, кварциты и карбонаты — мраморы, кальцифиры) и породы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (фельсические гнейсы, кристаллические сланцы, порфироиды, метаморфизованные песчаники).

В целом в метаморфических породах — продуктах регионального метаморфизма содержание урана и тория различно лишь для образований, метаморфизованных в условиях начальных ступеней (амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций). В породах более высоких ступеней метаморфизма содержание радиоактивных элементов выравнивается. Однако процессы ультраметаморфизма и метасоматоза приводят к увеличению содержания урана и тория (рис. 12.60).

Радиоактивность *магматических* пород изучена наиболее детально. Для изверженных образований известково-щелочной серии характерной особенностью является постепенное возрастание содержания урана и тория в ряду: ультраосновные < основные < средние < кислые породы, пропорциональное росту кремнезема и калия. При этом количество урана и тория в отдельных группах (типах) изверженных пород различается практически на порядок (рис.12.61). Эффузивные породы более однородны по радиоактивности, чем интрузивные. Среди магматических образований известково-щелочной серии повышенное содержание урана и тория, превышающее кларк, и наличие избыточных форм элементов характерно лишь для кислых пород (гранитов и липаритов).

Наиболее сложным является распределение урана и тория в гранитоидных породах (см. рис. 12.61), среди которых Л.В.Комлевым еще в 50-х гг. выделено несколько радиогеохимических типов. Главные из них: 1) нормально радиоактивные граниты с близким к кларку содержанием урана и тория и средним торий-урановым отношением (2,5—4,5); 2) повышенно радиоактивные гра-

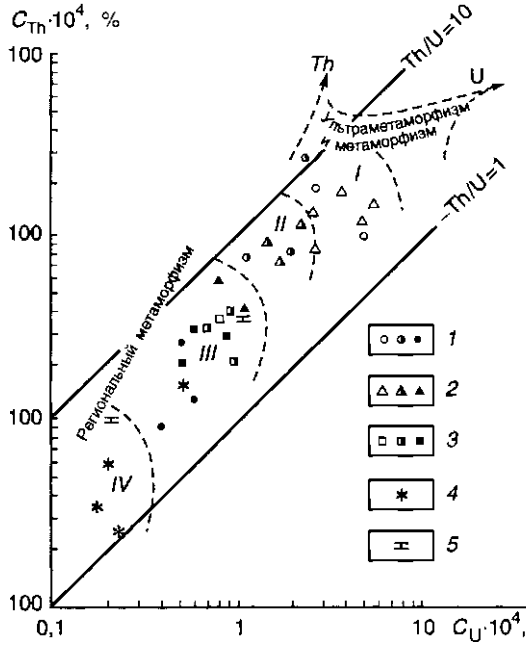


Рис. 12.60. Содержание урана и тория в метаморфических грунтах. Фации метаморфизма (*по А.А.Смыслову, 1984*):

I — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая; II — амфиболитовая; III — гранулитовая; IV — эклогитовая. Грунты: *1* — гнейсы; *2* — кристаллические сланцы; *3* — амфиболиты; *4* — эклогиты; *5* — метаморфизованные карбонаты

ниты при пониженном содержании урана (Th/U ≥ 6—10). Подобного рода граниты часто приурочены к метаморфическим выступам, сложенным породами карбонатного состава; 3) высокорадиоактивные лейкократовые граниты редкометалльного типа с повышенным содержанием урана, тория, бериллия, молибдена, вольфрама; торий-урановое отношение варьирует в широких пределах. Наиболее распространены лейкократовые граниты с повышенным торий-урановым отношением (5—10); 4) высокорадиоактивные существенно ториеносные аляскитовые граниты (Th/U > 10); 5) слаборадиоактивные граниты (гранодиориты), богатые кальцием и натрием и бедные ураном и торием; 6) высокорадиоактивные лейкократовые граниты с пониженным торий-урановым отношением (1—2).

Сильная естественная радиоактивность, связанная с радиоактивными изотопами видообразующих элементов, служит диагностическим признаком минералов урана и тория, например уранинита, торита, урановых слюд и др. Умеренная и слабая радиоактивность вызваны небольшой примесью изотопов U, Th, а также других радиоактивных изотопов. Слабая радиоактивность сильвина, микроклина, мусковита и других минералов калия обусловлена постоянной примесью радиоактивного изотопа калия. Незначительная примесь радиоактивных элементов присутствует во многих минералах, горных породах и водах. Иногда в природных газах и водах концентрируется радон. Все это создает естественный радиоактивный фон. Обеспечение радоновой безопасности — одна из важнейших проблем экологии, которая активно обсуждается в последние 20 лет. Исследованиями установлено, что более 60% дозы ионизирующего излучения на человека в год

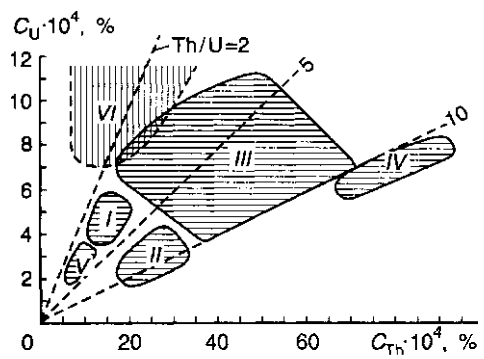


Рис. 12.61. Основные радиогеохимические типы гранитов (*по А.А.Смыслову, 1984*):

I — нормально-радиоактивные; II — повышенно-радиоактивные; III — высокорадиоактивные редкометалльные; IV — высокорадиоактивные ториеносные; V — слаборадиоактивные; VI — высокорадиоактивные урановые

приходится от естественных природных источников излучения, при этом более 50% облучения обусловлено радоном и продуктами его распада.

Радиационная устойчивость и изменчивость минералов играют огромную роль в технологии обогащения руд. Особое значение имеют радиационная устойчивость и проницаемость минералов, использующихся в качестве наполнителей бетона фундамента и защитных стенок атомных реакторов и т.п.

ИСКУССТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ ГРУНТОВ

Искусственной радиоактивностью грунтов называется самопроизвольный распад неустойчивых ядер атомов, возникших в грунтах в искусственных условиях — в результате ядерных взрывов, аварий, попадания радиоактивных отходов и т.д. Искусственная радиоактивность грунтов — результат их радиоактивного техногенного загрязнения. Процесс радиоактивного загрязнения грунтов на Земле начался с 1945 г. — момента первого ядерного взрыва. Впоследствии этот процесс постепенно расширялся как по площади, так и по интенсивности загрязнения вплоть до момента запрещения ядерных взрывов в атмосфере, в результате которых возникло глобальное загрязнение радиоактивными элементами поверхностных грунтов Земли (рис. 12.62).

После запрещения ядерных испытаний в атмосфере и гидросфере они стали проводится под землей, что вызвало радиоактивное загрязнение подземного пространства некоторых регионов Земли. Другими источниками искусственной радиоактивности грунтов являются аварии на АЭС[29] и объектах атомной промышленности, в местах размещения урановых месторождений, сброс радиоактивных отходов, их захоронение в недрах, аварии при перевозках и т.д.

Свойства радиоактивных изотопов в грунтах не зависят от способа их происхождения — искусственного или природного. Однако, если концентрация природных радиоактивных изотопов практически постоянна в физически обозримые промежутки времени, то концентрация искусственных изотопов в грунтах существенно не постоянна и пока имеет тенденцию к возрастанию в связи с увеличением общего техногенного поступления в биосферу Земли различных радионуклидов (^{137}Cs, ^{90}Sr, ^{85}Kr, ^{3}H, ^{14}C, ^{129}I, Ra, Rn, Np, Pu, Am, Cm и др.). При этом искусственная радиоактивность грунтов может быть обусловлена как короткоживущими, так и долгоживущими изотопами.

В результате глобальных радиоактивных выпадений в первую очередь загрязняется почва, причем максимум загрязнений приходится на широты 40—50° в каждом полушарии Земли. Концентрация этих изотопов резко снижается по глубине почвенного профиля, что свидетельствует об их поступлении с поверхности (рис. 12.63).

Исследования показали, что формированию искусственной радиоактивности почв и других дисперсных грунтов способствует их сорбционная способность, так как большинство радионуклидов способны сорбироваться по-

[29] Наиболее опасное загрязнение геологической среды произошло в результате аварии на Чернобыльской АЭС 26 апреля 1986 г., когда при взрыве реактора было выброшено в окружающее пространство около 50 млн Ku радиации, что равносильно примерно 500 взрывам атомной бомбы, сброшенной США на Хиросиму в 1945 г. Площадь «Чернобыльского следа» с уровнем загрязнения грунтов радиоактивным ^{137}Cs более 1 Ku/км^2 составила свыше 55 тыс. км^2, жить на этой территории нельзя будет ближайшие 300—400 лет.

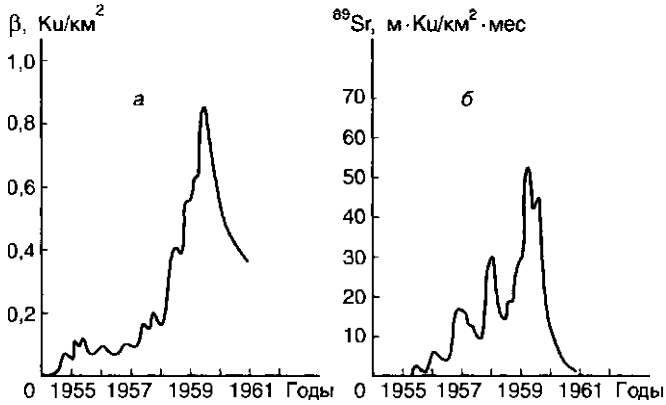


Рис. 12.62. Накопление суммы β-активных продуктов в грунтах, выпавших в окрестностях С.-Петербурга (*а*), и плотность глобального выпадения ^{89}Sr в Англии (*б*) за период 1954—1960 гг. (*по С.В.Нерпину и др., 1967*)

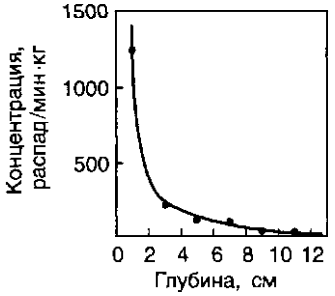


Рис. 12.63. Распределение изотопа ^{90}Sr по глубине в почвах Московской области (*по С.В.Нерпину и др., 1967*)

глощающим комплексом грунтов. Сорбция радионуклидов зависит от химико-минерального состава грунта. Установлено, что некоторые радионуклиды способны входить в межслоевое пространство глинистых минералов (иллита, гидрослюд, вермикулита и др.), а также сорбироваться на их поверхности.

Большему удержанию радиоактивных изотопов в почве способствует наличие в ней элементов, близких по химическим свойствам к этим изотопам. Например, Ca близок по свойствам к ^{90}Sr, и поэтому грунты с наличием $CaCO_3$ или $CaSO_4$ обладают повышенной поглотительной способностью по отношению к стронцию и уменьшают его миграпию. По уменьшению интенсивности сорбции почвами некоторые радиоизотопы располагаются в ряд: цезий > стронций > церий > цирконий> ниобий > иттрий > рутений.

На сорбцию радионуклидов большое влияние оказывает гранулометрический состав грунтов: грубодисперсные разности обломочных грунтов, пески обладают наименьшей сорбционной способностью, в то время как высокодисперсные глины, а также грунты, богатые органикой (торф, почвы, илы), обладают наибольшей сорбционной способностью по отношению к радиоизотопам. Почвы, богатые гумусом (черноземы), накапливают радионуклидов больше по сравнению с почвами, обедненными органикой (серые лесные, тундровые и т.п).

Существенное влияние на сорбцию радиоизотопов грунтами оказывает их кислотность. Однако общей закономерности влияния pH на сорбцию изотопов не существует: одни изотопы лучше поглощаются в щелочной (например, стронций, рутений) или нейтральной среде (церий), другие в кислой, а третьи — инертны в отношении pH (цирконий, ниобий, цезий и др.). Указанные различия обусловливаются высокой селективностью (избирательностью) грунтов по отношению к определенным изотопам. Регулирование величины pH грунтов позволяет десорбировать радиоизотопы или, наоборот, перевести их в неподвижную форму, что учитывается в способах очистки грунтов от радиоактивных загрязнений (Королев, 2001).

Кроме сорбции, существенное практическое значение имеет миграция радиоактивных компонентов в грунтах, изучение которой позволяет выявить механизм транспортировки радиоизотопов в геологической среде. В основе

миграции радиоизотопов в грунтах лежат процессы фильтрации и диффузии. Конвективный перенос радионуклидов фильтрацией возможен при загрязнении радионуклидами подземных вод. В этом случае они распространяются в грунтах с потоком подземных вод, а закономерности этого процесса контролируются обычными факторами водопроницаемости (см. гл. 12).

В дисперсных грунтах, особенно глинах, торфах и других, миграция радиоизотопов осуществляется путем диффузии ионов и осложняется сорбцией. Исследования показывают, что коэффициенты диффузии ионов ряда радиоизотопов в грунтах зависят от тех же факторов, что и диффузия солей (см. гл.11). В зависимости от гранулометрического состава наибольшие коэффициенты диффузии радиоизотопов характерны для мелкообломочных грунтов — песков, а наименьшие — для глин. В зависимости от влажности коэффициент диффузии радиоизотопов в песках меняется линейно, а в глинах — нелинейно (рис. 12.64 и 12.65). Радиоактивность влияет и на изменение некоторых свойств грунтов. В результате радиоактивного распада выделяется энергия, которая совершает химическую работу. При этом, например, происходит радиолиз воды — ее разложение на H и O. Кроме того, под воздействием радиолиза и радиации в подземных водах образуются атомарные Cl, Br и I, растворенный в воде натрий дает нитриты, нитраты, аммиак и др. Метан под воздействием радиации полимеризуется с образованием сложных углеводородов. Радиационные воздействия могут частично менять кристаллическую структуру минералов. Радиационное тепло вызывает разогрев грунтов и их дегидратацию.

Таким образом, оценка и исследование радиационных свойств грунтов в инженерно-геологических целях проводится в связи с проблемами захоронения и утилизации отходов ядерной промышленности, в связи с очисткой грунтов от радиоактивных загрязнений, в связи со строительством убежищ от ядерных взрывов и других объектов атомной промышленности, а также при оценке экологической безопасности строительства жилых зданий.

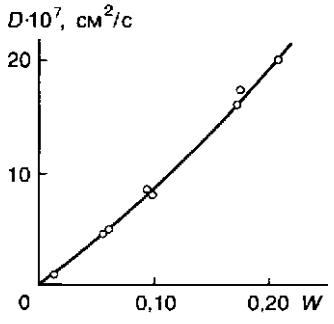


Рис. 12.64. Зависимость коэффициента диффузии ионов ^{90}Sr от влажности для кварцевого песка (*по С.В.Нерпину и др., 1967*)

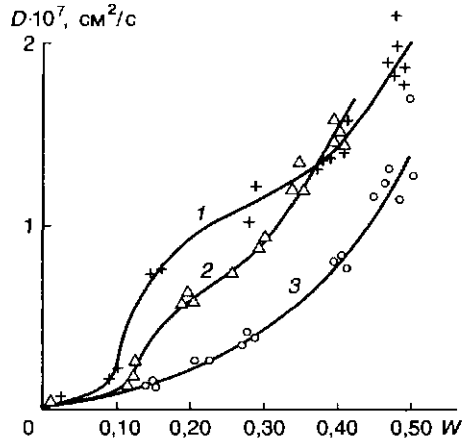


Рис. 12.65. Зависимость коэффициента диффузии ^{90}Sr от влажности в различных почвах (*по С.В.Нерпину и др., 1967*):

1 — каштановая почва; *2* — чернозем; *3* — дерново-подзолистая почва

Литература

Абрамец А.М., Лиштван И.И., Чураев Н.В. Массоперенос в природных дисперсных системах. Минск: Навука і тэхніка, 1992. 288 с.

Глобус А.М. Физика неизотермического внутрипочвенного влагообмена. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 280 с.

Глобус А.М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 355 с.

Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Проницаемость и фильтрация в глинах. М.: Недра, 1986. 160 с.

Духин С.С., Дерягин Б.В. Электрофорез. М.: Наука, 1976. 332 с.

Духин С.С., Эстрела-Льопис В.Р., Жолковский Э.К. Электроповерхностные явления и электрофильтрование. Киев: Наукова думка, 1985. 288 с.

Звонков В.В. Водная и ветровая эрозия. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 175 с.

Зиангиров Р.С., Медведев О.П., Микляев П.С. Содержание радионуклидов естественного происхождения в грунтах г.Москвы//Геоэкология. 1999. №4. С. 321—327.

Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах. М.: Изд-во МГУ, 1988. 177 с.

Кобранова В.Н. Петрофизика. М.: Недра, 1986. 392 с.

Королев В.А. Термодинамика грунтов: Учебн. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 168 с.

Королев В.А. Очистка грунтов от загрязнений. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 365 с.

Ларионов В.В., Резванов Р.А. Ядерная геофизика и радиометрическая разведка. М.: Недра, 1988. 325 с.

Лыков А.В. Тепломассообмен: Справочник. М.: Энергия, 1972. 562 с.

Микляев П.С. Закономерности миграции и эксхаляции радона из грунтов на территории г.Москвы: Автореф. канд. дисс. М.: Изд-во МГУ, 2002. 22 с.

Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почвы. М.: Наука, 1967. 583 с.

Осипов Ю.Б. Магнетизм глинистых грунтов. М.: Недра, 1975. 200 с.

Перельман А.И. Геохимия: Учебник. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

Поздняков А.И., Позднякова Л.А., Позднякова А.Л. Стационарные электрические поля в почвах. М.: КМК Scientific Press, 1996. 358 с.

Ржевский В.В., Новик Г.В. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1978. 362 с.

Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиангиров Р.С., Осипов В.И., Трофимов В.Т. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1983. 392 с.

Смыслов А.А. Ядерно-физические (радиоактивные) свойства минералов и горных пород// Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика/Под ред. Н.В.Дортман. М.: Недра, 1984. С.207—236.

Титаева Н.А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 1992. 272 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 420 с.

Фридрихсберг Д.А. Курс коллоидной химии: Учебн. пособ. Л.: Химия, 1974. 352 с.

Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.

Шлыков В.Г., Трапезников П.В. Утерянный классификационный признак глинистых грунтов// Геоэкология. 2002. №2. С. 156—162.

Щукин Е.Д., Перцов А.В., Амелина Е.А. Коллоидная химия. М.: Высшая школа, 1992. 414 с.

Mitchell J.K. Fundamentals of Soil Behavior. Univ. of California, Berkeley, 1976.

ГЛАВА 13

Биотические свойства грунтов

Биотическими свойствами грунтов называются их особенности, обусловленные присутствием и жизнедеятельностью в них биотических (живых) компонентов от микро- до макроуровня (см. гл. 6). Биотические свойства грунтов

тесно связаны с их химическими, физическими, физико-химическими и физико-механическими свойствами, они часто являются результатом комплексных биохимических или биофизических процессов в грунтах. Биота определяет такие важные с инженерно-геологической точки зрения свойства, как биологическая активность грунтов, их биологическая поглотительная способность, а также биоагрессивность по отношению к различным материалам в грунтах.

13.1. Биологическая активность грунтов

Биологической активностью грунта называется его способность создавать относительно благоприятные условия для развития и жизнедеятельности в них биоты. Она выражается суммарным проявлением активности биохимических процессов и характеризует интенсивность и направленность процессов превращения веществ и энергии в грунте, происходящих под влиянием живых организмов.

Не все грунты одинаково благоприятны для развития тех или иных организмов. Следует различать макро- и микробиологическую активность грунта. Первая отражает способность грунта создавать условия для развития макроорганизмов (грибов, растений, животных), вторая — для развития микроорганизмов. Как частный, но весьма важный вид биологической активности грунтов рассматривают биологическую активность почв — фактор их плодородия, включающий в себя: 1) активность биологических факторов педогенеза (растительности, микрофауны, человека); 2) активность, связанную с гумификацией органического вещества почвы, имеющую значение одновременно для педогенеза и питания растений; 3) активность, непосредственно влияющую на питание растений.

Биологическая активность грунта оценивается как прямыми, так и косвенными показателями. Прямым показателем биологической активности грунта является *относительное количество* (концентрация) *биоты* того или иного типа в грунте. Количество микроорганизмов в грунте оценивается тысячами экземпляров на 1 г твердой фазы грунта, для других организмов определяется относительное содержание живой фито- или зоомассы организмов в единице объема грунта (мг/см^3 и т.д). Количество макроорганизмов, включая крупных животных, оценивается числом особей (экз.), обитающих на единице площади или в единице объема грунта (экз/га, экз/м^3 и т.д.).

Если в данном грунте высоко относительное количество тех или иных организмов, то такой грунт благоприятен для них, и наоборот. Для оценки микробиологической активности определяется суммарная концентрация микроорганизмов или концентрация микроорганизмов определенного вида (рода, семейства и др.).

Для микроорганизмов наиболее благоприятны почвы, илы, торф, богатые различными питательными компонентами. Почвы характеризуются наибольшей биологической активностью (табл. 13.1). Менее благоприятны различные дисперсные грунты — лёссы и лёссовидные грунты, супеси, суглинки, глины, пески, хотя и эти грунты могут являться средой обитания как для микро-, так и макроорганизмов.

Поскольку любые организмы, включая микроорганизмы, могут заселять лишь пустоты в грунтах, то наблюдается некоторая связь между пустотностью

Таблица 13.1

Подразделение грунтов по биологической активности

Биологическая активность	Характерные грунты
Низкая	Невыветрелые магматические, метаморфические и осадочные сцементированные грунты
Средняя	Лёссы и лёссовидные грунты, суперси, суглинки, глины, пески, выветрелые скальные грунты
Высокая	Почвы, сапропели, торф, заторфованные и свалочные грунты

(пористостью) и биологической активностью, хотя прямой корреляции может и не быть. Поэтому наименее благоприятны для микро- и макроорганизмов невыветрелые массивные скальные магматические, метаморфические и осадочные сцементированные грунты, обладающие весьма малой пустотностью. По биологической активности различные грунты можно подразделить на группы (табл. 13.1).

Биологическая активность грунтов, включая почвы, меняется по глубине. Грунты зоны аэрации, как правило, заселены аэробными микроорганизмами. Поскольку с глубиной доступ к ним кислорода воздуха снижается, то с глубиной уменьшается и количество микроорганизмов. Особенно отчетливо это проявляется в почвах (см. гл. 6.2, рис. 6.17).

Биологическая активность одного и того же грунта, оцениваемая по разным группам организмов, будет различна, так как их относительное количество в грунтах обычно не взаимосвязано. Например, биологическая активность почв, оцениваемая по концентрации микроорганизмов, наибольшая у черноземов (см. табл. 6.2), а оцениваемая по количеству водорослей — у темно-каштановых почв (см. табл. 6.3). Поэтому наиболее объективны оценки биологической активности грунтов по суммарным содержаниям организмов, либо по косвенным показателям.

Косвенными показателями биологической активности являются различные характеристики, отражающие интенсивность тех или иных процессов, происходящих в грунтах с участием биоты. Если грунт благоприятен для тех или иных организмов, то в нем будут проходить процессы обмена веществ, интенсивность которых служит признаком биологической активности грунта. К таким *косвенным характеристикам* относятся: показатели «*дыхания*»[1] грунта, отражающие *биологическое газовыделение*, параметры скорости различных биохимических реакций в грунте, активности в нем ферментов и т.д.

Многочисленные многолетние наблюдения почвоведов показали, что газовое «дыхание» почвы, оцениваемое по интенсивности выделения CO_2, является одним из наиболее обоснованных косвенных показателей биологической активности. Подтверждением этому служит высокая корреляция между продуцированием CO_2 и количеством микроорганизмов в почве, параметрами ее плодородия, содержанием гумуса, общим содержанием углерода и т.д. Однако называть выделение CO_2 биологической активностью грунта неверно, так как этот процесс зависит от многих факторов, поэтому правильнее говорить о «дыхании грунта, как показателе его биологической активности».

[1] Термин «дыхание» почвы в 1924 г. предложил почвовед Г.Люндегорд, назвавший так процесс выделения CO_2 с поверхности почвы.

Выделение CO_2 в грунтах происходит в основном за счет биохимических реакций окисления различных компонентов потребляемым кислородом с генерацией углекислого газа (табл. 13.2). Однако на выделение CO_2 из грунта могут оказывать влияние биохимические реакции, идущие с потреблением CO_2 и свойственные хемосинтезирующим[2] организмам. Поэтому биологическая активность грунта может оцениваться по его газопотреблению (например, O_2, расходуемого организмами на окисление) или газовыделению (например, CO_2). По газовыделению чаще всего она оценивается скоростью продуцирования CO_2 из грунта (см. табл.13.2).

Таблица 13.2

Интенсивность выделения CO_2 при разложении растительных остатков почвенными микроорганизмами в разных ландшафтах

(по Н.И.Базилевич и Л.И.Родину, 1971)

Ландшафты	Газовыделение CO_2, кг/га в 1 ч	Газовыделение CO_2, т/га в год
Тундра	1,5	1,4– 1,5
Лесная зона	3,3	7,0—8,0
Лесостепь	4,5	15,0
Степь	2,0	7,0
Пустыня	0,7	1,5 –2,0

Биологическая активность грунта обусловливает совокупность в нем процессов, влияющих на изменение состава, структуры и свойств как самого грунта, так и материалов, взаимодействующих с ним. Она не постоянна для данного грунта и меняется в течение суток, сезонов года в соответствии с изменением жизненных циклов организмов и др.

13.2. Биологическая поглотительная способность грунтов

Биологической поглотительной способностью грунтов называется их возможность, обусловленная присутствующими в них макро- и микроорганизмами, потреблять из внешней среды, взаимодействующей с грунтом, различные компоненты — жидкие, газовые или твердые. Она является результатом биологического обмена веществ в грунтах.

Сущность биологической поглотительной способности грунтов состоит в следующем. В процессе жизнедеятельности растения, грибы и животные, находящиеся в грунте, избирательно накапливают некоторые необходимые им химические элементы. Накопленные элементы частично (а иногда полностью) задерживаются грунтом и остаются в нем. Таким образом, грунт постепенно обогащается определенными элементами и микроэлементами.

Впервые биологическое поглощение, как особый вид поглотительной способности почв, выделил К.К.Гедройц в 1932 г.: «Извлечение организмами из почвенного раствора в процессе их жизнедеятельности различных веществ можно рассматривать как особый вид поглотительной способности почвы, как биологическое поглощение».

Важнейшими особенностями биологического поглощения являются: 1) селективность — избирательный характер поглощения тех или иных элементов различными организмами; 2) относительно низкие скорости процесса погло-

[2] Хемосинтез — тип питания, свойственный некоторым бактериям, способным усваивать CO_2, как единственный источник углерода за счет окисления различных неорганических соединений.

щения; 3) проявление сопутствующих поглощению процессов, связанных со спецификой метаболизма различных организмов.

Живые организмы в грунтах в ходе поглощения накапливают различные элементы избирательно. В биогеохимии эта способность оценивается *коэффициентом биологического поглощения* (КБП) — эмпирическим биогеохимическим показателем, характеризующим интенсивность биологического поглощения элементов тем или иным организмом. Этот показатель рассчитывается по формуле, предложенной А.И.Перельманом:

$$КБП = C_x/n_x,$$

где C_x — содержание элемента x в золе организма (гриба, растения или животного, обитающего в грунте); n_x — содержание того же элемента в грунте или его кларк литосферы. Таким образом, КБП показывает, во сколько раз содержание элемента в золе организма выше, чем в литосфере (в грунте).

Величина КБП зависит от многих факторов, она меняется от времени года в соответствии с изменением биологической активности организмов, зависит от фазы вегетации растений, возраста организмов и их вида. Все живые организмы накапливают относительно грунтов такие элементы, как C, H, O и N. Б.Б.Полынов по величине коэффициента КБП построил ряды биологического поглощения для главных химических элементов, а А.И.Перельман уточнил эту классификацию (табл. 13.3), в которой выделено пять групп элементов, характеризующихся различной интенсивностью использования живыми организмами: от энергичного накопления до очень слабого захвата.

Однако следует иметь в виду, что в табл. 13.3 приведены средние данные для всех наземных организмов, у отдельных видов величины КБП сильно варьируют. Для организмов же, обитающих только в грунтах, эти данные также могут заметно отличаться.

Скорость биологического поглощения различных элементов в грунтах намного меньше, чем химического, механического или физико-химического поглощения. Этот процесс в грунтах идет медленно в течение всей жизни тех или иных организмов или их популяции. Поэтому результаты биологического поглощения проявляются в грунтах не сразу, а в течение довольно длитель-

Таблица 13.3

Ряды биологического поглощения элементов

(по А.И.Перельману)

Элементы	Интенсивность накопления	Коэффициент биологического поглощения (КБП)				
		100 *n*	10 *n*	1 *n*	0,1 *n*	(0,1—0,001)*n*
Биологического накопления	Энергичного	P, S, Cl, Br, J				
	Сильного		Ca, Na, Sr, Zn	K, Mg, B, Se		
Биологического захвата	Слабого накопления и среднего захвата			Mn, F, Ba, Ni, Cu, Ga, Co, Pb, Sn, As, Mo, Hg, Ag, Ra		
	Слабого и очень слабого захвата				Si, Al, Fe, Ti, Zr, Rb, V, Cr, Li, Y, Nb, Th, Sc, Be, Cs, Ta, U, W, Sb, Cd	

ных периодов от полугода до года и более. Однако скорость поглощения одних и тех же элементов у разных организмов в грунтах может быть различна.

Проявление сопутствующих поглощению процессов связано со спецификой метаболизма[3] у различных организмов и биохимическими реакциями. Например, многие микроорганизмы и грибы вырабатывают активные ферменты, которые выбрасываются ими в поровое пространство грунта. В результате этого в грунте появляются новые химические компоненты, которые могут существенно менять свойства порового раствора и грунта в целом.

Биопоглощение широко используется для очистки грунтов от различных токсичных загрязнений. Биологическая очистка чаще всего используется для удаления органических загрязнителей (в частности, нефтяных), а также тяжелых металлов, азотных и фосфорных соединений, радионуклидов.

В настоящее время наиболее широкое распространение имеет биологическая очистка почв. Биологические методы очистки почв и грунтов подразделяются на методы: 1) *микробиодеградации* загрязнителей; 2) *биопоглощения* и перераспределения загрязнителей. Первые основаны на деструкции токсичных загрязняющих компонентов различными видами микроорганизмов. Эффект достигается либо за счет активизации аборигенной микрофлоры, либо за счет внесения в грунт определенных культур микроорганизмов, а также всевозможных комплексных препаратов и методов.

Методы внесения культур микроорганизмов применяются в тех случаях, когда необходимая аборигенная микрофлора отсутствует. Они могут применяться при массированном и аварийном загрязнении, в сложных условиях, при отсутствии развитого естественного биоценоза. Достоинством этих методов является их селективность и возможность выведения штаммов микроорганизмов, разрушающих сложные токсичные соединения. Однако их эффективность не всегда бывает одинаково высока, поскольку многие культуры «работают» лишь в относительно узком диапазоне условий. Кроме того, иногда происходит вырождение микроорганизмов до достижения необходимого уровня очистки. Необходимо учитывать, что их применение может нарушать естественные биоценозы, поскольку при этом происходит смена состава популяций ведущих сообществ микроорганизмов.

Обычно для очистки почв и грунтов используют бактерии (*Bacterium, Actinomyces, Artrobacter, Thiobacterium, Desulfotomaculum, Pseudomonas, Hydromonas, Bacillus* и др.), а также низшие формы грибов. Часто применяют комплексные биопрепараты, которые содержат не только набор культур, но и питательные вещества. В последнее время именно эта область — разработка искусственных биопрепаратов-деструкторов получила широкое распространение во всем мире.

На избирательной способности бактерий извлекать из многокомпонентных грунтов определенные химические элементы и загрязнители основаны способы очистки грунтов методом бактериального выщелачивания. При бактериальном выщелачивании элементы извлекаются посредством их растворения микроорганизмами в водной среде. Метод применяется для извлечения ценных металлов из руд и отходов производства и был впервые запатентован в США (1958). На его основе можно проводить и очистку грунтов от различных загрязняющих компонентов, в том числе тяжелых металлов.

---

[3] Метаболизм (от греч. metabole — перемена, превращение) — процесс обмена веществ и энергии у организмов.

13.3. Биоагрессивность и биокоррозия в грунтах

Биоагрессивностью грунтов называются особенности грунтов, обусловленные жизнедеятельностью биоты и приводящие к разрушению различных материалов инженерных сооружений, взаимодействующих с ними. Биоагрессивность грунтов может подразделяться по отношению к разным видам разрушаемых материалов: биоагрессивность по отношению к металлам, бетону, деревянным конструкциям и т.д. Важным видом биоагрессивности грунтов является биокоррозия металлов в грунтах.

Биоагрессивность грунтов по отношению к дереву обусловлена развитием в грунтах процессов гниения древесины. Этот процесс происходит в результате жизнедеятельности различных микроорганизмов, главным образом грибов и микроорганизмов, выделяющих ферменты и расщепляющих сложные органические соединения древесины, клетчатку, переводя их в простые вещества — углекислоту, аммиак, воду, азотную, азотистую, серную и другие кислоты и газы. Процесс гниения дерева интенсивней происходит в аэробных условиях, поэтому в грунтах он обусловлен в основном аэробными организмами. Большая роль в разложении дерева в грунтах принадлежит гетеротрофным бактериям, которые могут быть как аэробными, так и анаэробными.

Биоагрессивность грунтов по отношению к дереву оценивают по *скорости распада* древесины в данном грунте ($v_д$), определяемой соотношением

$$v_д = \Delta m/\Delta t,$$

где Δm — потеря массы образца древесины; Δt — интервал времени. Для оценки $v_д$ несколько прямоугольных образцов дерева одинаковой формы и размера после взвешивания помещают в исследуемый грунт в естественных условиях. Затем через различные промежутки времени Δt образцы последовательно извлекают, промывают, взвешивают и определяют Δm, после чего рассчитывают $v_д$.

По интенсивности разложения клетчатки (% за сезон) оценивается биоагрессивность грунта (табл. 13.4).

Биоагрессивность грунтов по отношению к бетону обусловлена развитием в грунте биохимических реакций, создающих определенную агрессивность порового раствора — углекислую, магнезиальную или сульфатную. Углекислотная биоагрессивность может быть обусловлена аэробными бактериями и грибами, выделяющими CO_2, который, растворяясь в воде, образует угольную кислоту. Углекислые воды разрушают карбонатную пленку бетонов и вызывают их коррозию.

Биокоррозией в грунтах называется процесс разрушения металлов вследствие биохимического взаимодействия их с биотическими компонентами грунта. Она обусловлена биологической агрессивностью грунтов по отношению к металлам.

Грунты, в том числе почвы, являются средой обитания разнообразных микро- и макроорганизмов (см. гл.6). Некоторые группы этих организмов вызывают интенсивную коррозию металлов. Если она вызвана микроорганизмами, то она называется микробиологической коррозией металлов.

Биокоррозия может развиваться как в анаэробных (без доступа воздуха), так и в аэробных условиях, поэтому различают анаэробную и аэробную биокоррозию. Наибольшее значение и распространение в грунтах имеет *анаэробная коррозия*, приводящая к разрушению стальных и чугунных трубопрово-

дов, заложенных в тяжелых глинистых грунтах, торфяных грунтах болот и т.д. Наиболее распространенный вид анаэробной коррозии связан с жизнедеятельностью *сульфатвосстанавливающих* (или сульфатредуцирующих) бактерий, широко распространенных в различных почвах, пресных и соленых водах в присутствии небольшого количества органических веществ. Сульфатвосстанавливающие бактерии чрезвычайно жизнеспособны при значениях pH среды от 5 до 9. В более щелочных условиях происходит их угнетение и гибель при пребывании в среде с pH = 9,5. Полагают, что 50% ущерба от биокоррозии трубопроводов в грунте вызвано именно деятельностью сульфатвосстанавливающих бактерий.

Таблица 13.4

Биоагрессивность грунтов по отношению к дереву

Биоагрессивность	Интенсивность разложения клетчатки, % за сезон
Очень слабая	менее 10
Слабая	10—30
Средняя	30—50
Сильная	50—80
Очень сильная	более 80

Разрушение металла в анаэробных условиях заключается в том, что благодаря жизнедеятельности микроорганизмов в среде, контактирующей с металлом, сульфаты восстанавливаются и преобразуются в сероводород. Последний начинает взаимодействовать с железом, образуя сернистое железо. Согласно литературным данным, максимальное количество сернистого железа, образующегося в результате биокоррозии, составляет 1/4 от общей массы прокорродировавшего металла, остальная часть железа переходит в гидрат закиси железа.

К анаэробным микроорганизмам, обусловливающим биокоррозию металлов, кроме сульфатвосстанавливающих, относятся также *азотвосстанавливающие бактерии* и метанообразующие бактерии. Однако в общем процессе коррозии металлов они играют меньшую роль, чем сульфатвосстанавливающие.

Возбудителями *аэробной биокоррозии* могут быть тионовые бактерии, железобактерии, нитрификаторы и другие организмы, продуцирующие коррозионные метаболиты — в основном минеральные и органические кислоты.

Например, при строительстве кессонным способом Киевского метрополитена в палеогеновых песках с высоким содержанием серы тионовые бактерии, содержащиеся в породе, при подаче кислорода стали интенсивно развиваться и подкислять среду, при этом образовались агрессивные кислые воды (величина pH снизилась до 0,5), обладающие высокой коррозионной активностью по отношению к металлическим и бетонным конструкциям. Тионовые бактерии, кроме того, вызывают биокоррозию бетонных труб, оборудования шахт и т.д. Развитие железобактерий в трубах электростанций и питьевого водоснабжения приводит не только к их биокоррозии, но и закупорке микробными клетками и образуемыми окислами. Значительный ущерб различные микроорганизмы наносят кабельным коммуникациям в грунте.

Серобактерии и железобактерии имеют наибольшее значение в грунтах из аэробных бактерий, влияющих на развитие биокоррозии металлов. Исходным материалом для развития серобактерий в грунтах является элементарная сера, а конечным продуктом микробиологического окисления — серная кислота. Наиболее благоприятны для серобактерий грунты с кислой средой, у которых pH изменяется от 0 до 1. Концентрация серной кислоты, образующейся в результате их жизнедеятельности, достигает 10%. Поэтому грунты, содержащие серу или сернистые соединения, являются неблагоприятными по отно-

шению к металлам, так как в них может развиваться сильная биокоррозия за счет жизнедеятельности серобактерий.

Железобактерии в результате жизнедеятельности накапливают железо, которое могут потреблять из водных поровых растворов грунта, контактирующих с металлами. В результате также происходит разрушение металла. Железобактерии окисляют закисные соединения железа в окисные и используют освобождающуюся при этом энергию на усвоение углерода из углекислого газа или карбонатов грунта. Окисление протекает по реакции

$$4Fc\ (HCO_3)_2 + 6H_2O + O_2 = 4Fe\ (OH)_3 + 4H_2CO_3 + 4CO_2.$$

Среди железобактерий наиболее распространены палочковые *Thiobacillus ferrooxidans,* нитчатые бактерии из рода *Leptothrix*, спиральные *Gallionella* и др. Однако в целом биокоррозия металлов при участии аэробных бактерий имеет меньшее распространение, чем биокоррозия с участием анаэробных бактерий.

Таким образом, биотические свойства грунтов имеют весьма существенное значение в инженерно-геологических исследованиях. Вместе с тем следует признать, что пока этот важный класс свойств грунтов изучен явно недостаточно.

Литература

Безуглова О.С., Орлов Д.С. Биогеохимия. Ростов-на-Дону: Феникс, 2000. 320 с.

Гиляров М.С. Зоологический метод диагностики почв. М.: Наука, 1965. 278 с.

Заяц А.Н. Биологическая активность почвы и усовершенствование метода ее определения// Вестн. с.-х. науки. 1975. № 9.

Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. М.: Наука, 1985. 263 с.

Королев В.А., Цуканова Л.А. Агрессивность грунтов и методы ее оценки. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. 46 с.

Стрижевский И.В., Белоголовский А.Д. и др. Защита подземных металлических сооружений от коррозии. М.: Стройиздат, 1990. 303 с.

ГЛАВА 14

Физико-механические свойства грунтов

Физико-механические свойства грунтов проявляются в *физическом поле* механических напряжений. Физико-механическими свойствами грунтов называются такие их особенности (стороны), которые обусловливают их различие или сходство с другими грунтами при механическом воздействии и проявляются при их взаимодействии с внешними нагрузками (точнее с внешними полями механических напряжений). В зависимости от условий взаимодействия грунтов с нагрузками выделяется несколько типов физико-механических свойств: деформационные (проявляющиеся при нагрузках ниже критических, т.е. не приводящих к разрушению), прочностные (напротив, проявляющиеся при нагрузках выше критических, т.е. при разрушении грунта). В зависимости от характера приложения действующих нагрузок различают статические (проявляющиеся при действии однократных постоянных на-

грузок или стационарных полей механических напряжений) и динамические (проявляющиеся при действии многократных переменных нагрузок или многократных нестационарных полей напряжений) физико-механические свойства. Особенности проявления физико-механических свойств грунтов во времени характеризуются их реологическими (при действии во времени статических нагрузок) или виброреологическими (при действии во времени многократных динамических нагрузок) свойствами.

Любой грунт обладает всеми перечисленными типами физико-механических свойств, единство которых определяет физико-механическое качество грунта. Физико-механические свойства грунтов являются объективными, но относительными: например, известняк прочнее глины, но он менее прочен, чем гранит. Эти свойства необходимы для расчетов прочности (устойчивости) и деформируемости грунтов, слагающих основания любых инженерных сооружений[1].

14.1. Основные понятия о напряжениях и деформациях в грунтах

ВИДЫ НАПРЯЖЕНИЙ В ГРУНТАХ

Внешние нагрузки, передающиеся на грунт, представляют собой механические силы, которые могут быть поверхностными или объемными. Поверхностные нагрузки вызваны силами, действующими на поверхность тела (массива грунта, образца и т.п.) и подразделяются на равномерно- и неравномерно-распределенные. Поверхностная нагрузка на грунт может быть создана инженерным сооружением или действием сил от соседнего объема грунта (слоя, массива, толщи). *Равномерно-распределенная* поверхностная нагрузка вызвана одинаковыми по величине силами, действующими по всей рассматриваемой поверхности; *неравномерно-распределенная* нагрузка вызвана разными силами, или одинаковыми, но действующими лишь на отдельные участки поверхности. Если размеры площади действия поверхностной нагрузки малы по сравнению с площадью всего тела, то ее можно считать *сосредоточенной*. Сосредоточенная нагрузка, действующая в точке, является частным случаем неравномерно-распределенной нагрузки. Интенсивность (q) поверхностной нагрузки равна отношению силы (P) к площади ее действия (S): $q = P/S$. Для сосредоточенной нагрузки $q = \lim (P/S)$ при $S \to 0$.

Объемные нагрузки могут быть приложены к любой части объема тела. Одной из объемных нагрузок грунта является его собственный вес ($P_г$). Интенсивность объемной нагрузки от собственного веса грунта называется объемным весом (ρ), который равен $\rho = P_г/V$, где V — объем грунта.

Под действием внешних (поверхностных и/или объемных) сил в грунте возникают механические напряжения, являющиеся мерой этих внешних сил. Рассмотрим произвольный объем грунта, на который действуют внешние силы P_1, P_2, P_3, ..., P_i (рис.14.1, *а*). Проведем через тело произвольное сече-

[1] Физико-механические свойства тел изучаются в курсах *сопротивления материалов, механики сплошной среды, теории упругости, теории пластичности* и др. Физико-механические свойства грунтов детально изучаются в *механике грунтов* — научном направлении, являющемся разделом механики, в том числе *строительной механики*, и находящемся в логическом пересечении с *инженерной геологией*. Теория механики грунтов базируется на классических работах И.Ньютона, Ш.Кулона, Р.Гука и др. В ее развитие внесли вклад такие ученые, как К.Терцаги, Н.М.Герсеванов, В.А.Флорин, Н.Н.Маслов, Н.А.Цытович, С.С.Вялов и др.

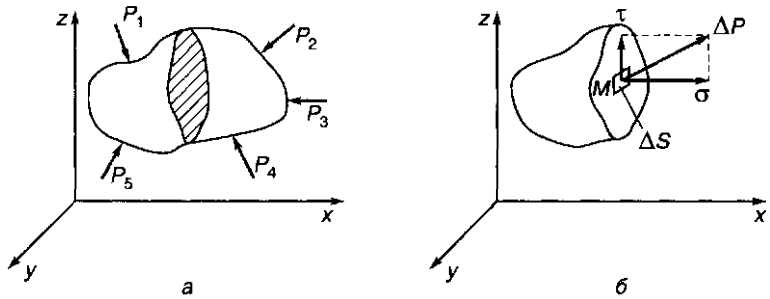


Рис.14.1. Внешние (*а*) и внутренние (*б*) силы, действующие в объеме грунта

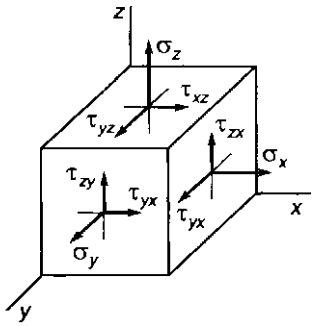


Рис.14.2. Компоненты касательных (τ_{ij}) и нормальных (σ_i) напряжений

ние, проходящее через точку *M* внутри этого тела, и отбросим правую часть (рис.14.1, *б*). Оставшаяся часть находится в равновесии, а равнодействующая сил, действующих на элементарной площадке ΔS, нормаль которой совпадает с осью *x*, будет равна Δ*P*. Их интенсивность равна величине $q = \Delta P/\Delta S$. Напряжением в точке *M* будет предел интенсивности *q* при $\Delta S \to 0$, т.е. $q_i = \lim (\Delta P/\Delta S)$. Отсюда единица измерения напряжения — паскаль (1 Па = 1 Н/м^2 ≈ 10 ^{5} кГс/см^2).

Разложив q_i на составляющие, действующие по нормали к площадке ΔS и вдоль нее, получим $q_i^2 = \sigma^2 + \tau^2$ (плоский случай, когда Δ*P* лежит в плоскости *z*, *x*), или для объемного случая $q_i^2 = \sigma^2 + \tau_z^2 + \tau_y^2$, где τ_z и τ_y — компоненты напряжений τ, лежащие в плоскости *z*, *y* и действующие вдоль осей *z* и *y* соответственно (см. рис. 14.1).

Напряжение, действующее по нормали к площадке Δ*S*, называется *нормальным* (σ), а действующие вдоль нее — *касательными* (τ). Напряжение является векторной величиной, характеризующейся точкой приложения и направлением действия. Совокупность всех векторов напряжений для всех площадок, проходящих через точку *M*, характеризует напряженное состояние в точке. Оно полностью определяется тензором напряжений (T_σ), компонентами которого являются три нормальных (σ_x, σ_y и σ_z) и шесть касательных ($\tau_{xy} = \tau_{yx}$, $\tau_{yz} = \tau_{zy}$ и $\tau_{zx} = \tau_{xz}$) напряжений (рис. 14.2).

Нормальные напряжения могут быть положительными (при сжатии) или отрицательными (при растяжении). Они вызывают изменение объема и формы тела; касательные напряжения вызывают изменение формы тела, т.е. отражают деформации.

ВИДЫ ДЕФОРМАЦИЙ В ГРУНТАХ

Деформацией называется изменение относительного положения частиц тела, связанное с их перемещением. В общем случае это перемещение может быть вызвано разными причинами — термическим расширением и сжатием, фазовыми переходами, действием механических напряжений и др. Под действием механических напряжений возникают механические деформации.

Различные напряжения вызывают механические деформации. В этой связи выделяют: линейные деформации (ε), вызванные нормальными напряже-

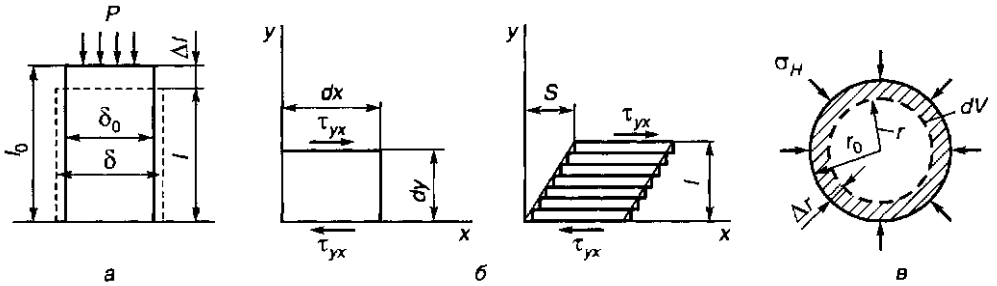


Рис.14.3. Деформации тела при одноосном сжатии (*а*), сдвиге (*б*) и всестороннем сжатии (*в*)

ниями (σ); касательные, или сдвиговые, деформации (γ), вызванные касательными напряжениями (τ). Линейные деформации могут быть *положительными*, т.е. деформациями сжатия, и *отрицательными*, т.е. деформациями растяжения (рис. 14.3). Компоненты нормальных (σ_x, σ_y и σ_z) и касательных ($\tau_{xy} = \tau_{yx}$, $\tau_{yz} = \tau_{zy}$ и $\tau_{zx} = \tau_{xz}$) напряжений вызывают соответствующие им компоненты нормальных (ε_x, ε_y и ε_z) и касательных ($\gamma_{xy} = \gamma_{yx}$, $\gamma_{yz} = \gamma_{zy}$ и $\gamma_{zx} = \gamma_{xz}$) деформаций. При действии на тело всесторонних нагрузок (например, гидростатического обжатия $\sigma_v = \sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$) в нем возникают объемные деформации (ε_v). Кроме того, могут возникать механические деформации изгиба и кручения, формирующиеся под действием внешних нагрузок в зависимости от способа их приложения к телу.

Мерой линейных деформаций является относительная линейная деформация (ε), определяемая как отношение приращения длины (или абсолютной линейной деформации) Δl к первоначальной длине l_0: $\varepsilon = \Delta l / l_0$, где $\Delta l = l_0 - l$ (рис. 14.3, *а*). Она измеряется в % или долях единицы. Мерой касательных деформаций является относительная деформация сдвига (γ), равная тангенсу угла перекоса: $\gamma = s/l = \operatorname{tg}\alpha$ (см. рис. 14.3, *б*), измеряется в долях единицы. Мерой объемных деформаций тела является относительная объемная деформация (ε_v), которая равна сумме относительных линейных деформаций по трем координатным осям: $\varepsilon_v = \Delta V / V = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z$, где ΔV — абсолютное изменение объема, V — первоначальный объем тела (см. рис. 14.3, *в*).

СВЯЗЬ МЕЖДУ НАПРЯЖЕНИЯМИ И ДЕФОРМАЦИЯМИ В ГРУНТАХ

Одним из центральных вопросов в механике грунтов является установление количественной зависимости между напряжениями и соответствующими им деформациями, т.е. установление функций вида $\varepsilon = f(\sigma)$; $\gamma = f(\tau)$ или $\varepsilon_v = f(\sigma)$. В общем случае эти зависимости являются нелинейными, зависят от большого числа факторов и поэтому не существует универсальных уравнений, описывающих эти взаимосвязи, которые обычно устанавливаются опытным путем. Однако для частных случаев эти зависимости являются линейными и описываются простыми линейными уравнениями, известными в механике как закон Гука[2].

[2] Закон установлен в 1660 г. английским естествоиспытателем и инженером **Робертом Гуком** (*1635–1703*), согласно которому «сила растяжения стержня (пружины) пропорциональна его абсолютному удлинению».

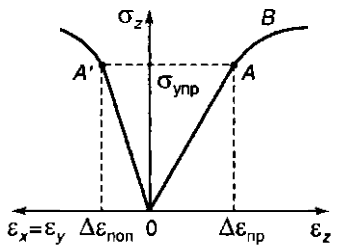


Рис.14.4. Зависимость продольных и поперечных деформаций при одноосном сжатии

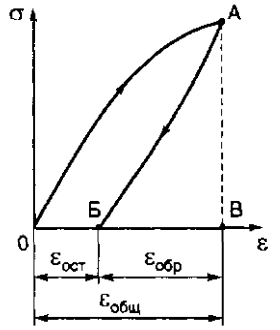


Рис.14.5 Зависимость напряжения и деформации образца при нагрузке (*ОА*) и разгрузке (*АБ*)

Закон Гука для нормальных, касательных и объемных напряжений записывается в виде:

$$\sigma = E\varepsilon,\ \tau = G\gamma \text{ и } \sigma_v = K\varepsilon_v,$$

где E — *модуль Юнга* (или модуль упругости), Па; *G* — *модуль упругого сдвига*, Па; *K* — *модуль объемной упругости*, Па.

При одноосном сжатии образца под напряжением σ_z происходит изменение как продольных, так и поперечных размеров тела (см. рис.14.3, *а*). При этом связь продольных (ε_z) и поперечных (ε_x) деформаций с напряжением в общем виде характеризуется зависимостями, представленными на рис. 14.4. По мере роста напряжения прямо пропорционально увеличивается деформация и до точки А (или А') выполняется закон Гука, который для продольных и поперечных деформаций записывается в виде: $\sigma_z = E\varepsilon_z$, а также $\sigma_z = E'\varepsilon_x$. Напряжение $\sigma_{уп}$, соответствующее точке *А* (или *А'*), называется *пределом пропорциональности*, совпадающим с *пределом упругости* материала данного тела. В общем случае они могут не совпадать. В случае нелинейной упругости тело может деформироваться упруго не до точки А, а до точки В (см. рис.14.4). Несмотря на это, на участке АВ закон Гука уже не выполняется. В упругой области поперечная и продольная деформации связаны между собой соотношением

$$\varepsilon_x = -\mu\varepsilon_z,$$

где μ — *коэффициент Пуассона*[3] (безразмерная величина).

Для области справедливости закона Гука выполняются следующие соотношения, устанавливающие связь между различными константами упругости:

$$K = E/3\ (1 - 2\mu) = EG/3\ (3G - E);$$
$$G = E/2\ (1 + \mu) = (9K - E)/3KE;$$
$$E = 9KG/(3K + G) = 3K\ (1 - 2\mu);$$
$$\mu = (E - 2G)/2G = (3K - E)/6K.$$

[3] **Пуассон Симеон Дени** (*1781—1840*) — французский ученый, член Парижской АН (1812), почетный член Петербургской АН (1826), автор трудов по теоретической механике, теории упругости, гидромеханике, математике и др.

В общем случае деформация образца складывается из двух частей — обратимой и необратимой (остаточной) (рис.14.5):

$$\varepsilon_{общ} = \varepsilon_{обр} + \varepsilon_{ост},$$

где $\varepsilon_{общ}$ — *общая деформация* образца (см. рис.14.5, отрезок ОВ); $\varepsilon_{обр}$ — *обратимая*, или упругая, деформация (отрезок ВБ); $\varepsilon_{ост}$ — *остаточная*, или необратимая, пластическая деформация (отрезок БО). Аналогичные соотношения имеют место для сдвиговых (γ) и для объемных (ε_v) деформаций:

$$\gamma_{общ} = \gamma_{обр} + \gamma_{ост},$$
$$\varepsilon_{v\ (общ)} = \varepsilon_{v\ (обр)} + \varepsilon_{v\ (ост)}.$$

Кроме того, эти соотношения имеют место и для различных компонент деформаций, т.е. для трех компонент линейных и шести компонент касательных деформаций.

Обратимые деформации являются следствием упругих свойств тела. Причинами обратимости деформаций при снятии напряжений являются: проявление сил взаимного отталкивания между атомами в кристаллической решетке тел при их механическом «сближении»; проявление упругих свойств газов и жидкостей в порах (микропустотах) грунта; возникновение сил «расклинивающего» давления в дисперсных грунтах.

Необратимые деформации являются результатом проявления пластических свойств тела. Основными причинами необратимости пластических деформаций являются: необратимое (невосстанавливаемое) разрушение отдельных структурных связей при деформировании; необратимое смещение частиц (кристаллов, зерен, обломков и др.); отжатие воды и газов из пор; постепенное накопление микродефектов в структуре грунта, которые сами по себе не восстанавливаются. Необратимые, или пластические, деформации в наибольшей степени характерны для дисперсных, особенно пластичных, грунтов (со слабыми коагуляционными структурными связями). Проявление пластических свойств тела обусловливает нелинейность связи напряжений и деформаций.

Для характеристики деформируемости тел, кроме указанных выше упругих констант, используют еще и модуль общей деформации. *Модуль общей деформации* (E_0) определяется соотношением:

$$E_0 = \sigma/\varepsilon_{общ},$$

тогда как модуль упругости рассчитывается из соотношения $E = \sigma/\varepsilon_{обр}$ (см. рис.14.5). Таким образом, всегда $E_0 < E$, поскольку всегда $\varepsilon_{общ} > \varepsilon_{обр}$. Модуль общей деформации E_0 не является константой для данного материала, так как зависит от диапазона напряжений, при которых он определяется (рис.14.5). Поэтому для E_0 всегда указывается диапазон напряжений, для которых он был рассчитан, а сравнивать E_0 между собой имеет смысл лишь в одинаковых диапазонах напряжений.

Модуль упругости, определяемый в статических условиях (при однократном нагружении тела), отличается от аналогичного модуля, определяемого в динамических условиях (при многократном нагружении или по скорости прохождения упругих волн). Для того чтобы подчеркивать эти различия, используют два показателя: *статический модуль упругости* (E_c) и *динамический модуль упругости* (E_D). При этом для всех перечисленных модулей имеет место соотношение: $E_D > E_c > E_0$.

Таким образом, деформационные свойства характеризуются упругими константами E, G, K, μ (определяемыми в области линейной связи напряжений и деформаций), а также различными параметрами, описывающими нелинейную взаимосвязь напряжений и деформаций.

14.2. Деформационные свойства грунтов

УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Упругость скальных грунтов. Скальные грунты сразу после приложения нагрузки в значительном диапазоне напряжений проявляют упругие свойства, т.е. деформируются упруго и подчиняются закону Гука. У большинства скальных грунтов область упругости сохраняется до напряжений, составляющих 70—75% от разрушающих. При этом у них $\varepsilon_{обр} >> \varepsilon_{ост}$. Поэтому для характеристики их деформационных свойств в статических условиях в основном используют такие параметры, как модуль упругости (E) и коэффициент Пуассона (μ). Однако в общем случае упругость скальных грунтов зависит от способа испытаний (вида напряженного состояния образца), длительности действия нагрузки, скорости ее приложения и т.д. На величину значений показателей деформационных свойств скальных грунтов оказывает влияние не только способ испытаний грунтов, но и особенности их состава и строения.

Диапазон изменения упругих констант у скальных грунтов основных типов показан в табл. 14.1, из которой следует, что среди магматических интрузивных грунтов наибольшая упругость характерна для основных и ультраосновных разностей (оливинитов, бронзититов, перидотитов и пироксенитов): чем при больших давлениях образовалась порода, тем выше ее упругие характеристики. Среди магматических эффузивных и метаморфических скальных грунтов при прочих одинаковых условиях наибольшая упругость отмечается у наиболее однородных и нетрещиноватых грунтов. Среди осадочных скальных грунтов наибольшей упругостью обладают песчаники с кварцевым и железистым цементом, содержащие магнетит и гематит, имеющие высокие упругие константы (см. табл. 14.1 и 14.2).

Влияние *минерального состава* на упругие параметры проявляется довольно сильно и обусловлено различиями в упругих константах минералов, слагающих данный скальный грунт. Изучением этого вопроса занимались исследователи Г.Д.Афанасьев, Б.В.Байлюк, Е.И.Баюк, Б.П.Беликов, М.П.Воларович, Н.Б.Дортман, Н.С.Красилова, В.М.Ладыгин, Т.С.Лебедев, М.Матула, Н.Н.Павлова, В.В.Ржевский, Г.Г.Скворцов, М.С.Тимонин, И.А.Турчанинов, Л.А.Шрейнер и др. При прочих равных условиях упругие константы данного скального грунта будут тем выше, чем выше эти константы у породообразующих минералов, слагающих грунт. В свою очередь упругие свойства минералов определяются особенностями и характеристиками их кристаллического строения — плотностью упаковки атомов и атомной массой. Некоторые данные об упругих константах основных породообразующих минералов приведены в табл.14.3.

Влияние минерального состава на упругие свойства грунтов наиболее сильно проявляется при сравнении мономинеральных грунтов или при сравнении низкопористых скальных грунтов. Наличие в грунте слюдистых минералов, а также гипса, серпентина понижает упругие характеристики грунта, тогда как примесь темноцветных минералов, жадеита и корунда повышает их.

Таблица 14.1

Упругие константы основных типов скальных грунтов

Грунт	Модуль упругости, E, ГПа	Модуль сдвига, G, ГПа	Коэффициент Пуассона
	Магматические интрузивные грунты		
Граниты	39—78,0	12 –29,2	0,12 0,29
Граниты порфировидные	47—64	20—27	0,20 0,28
Гранодиориты	55—73	15—32	0,14—0,29
Сиениты	60- 65	24- 26	0,22
Габбро	86—105	40—46	0,24
Габбро-нориты	88—96	30—36	0,22—0,29
Диабазы	21 120	11- 48	0,26—0,32
Бронзититы	140 146	59- 66	0,22
Оливиниты	150—159	59—64	0,25
Перидотиты	152—160	60—62	0,23—0,26
Пироксениты оливиновые	160—166	64—69	0,23—0,24
	Магматические эффузивные грунты		
Андезитовые порфириты	47 -73	20- 30	0,17—0,24
Базальты	3 -69	1.9 -33	0.10—0,25
Туфобрекчии	23—63	11- -28	0,15
Туфы пепловые	5—30	1—17	0,14—0,19
	Метаморфические грунты		
Гнейсы	39—105	18- -47	0,11—0,28
Скарны	67—130	32—49	0,16—0,24
Кварциты	75—95	37- -45	0,14
Мраморы	75 -82	32 -39	0,3 —0,32
Катаклазированные туфы	42—53	19 24	0,20
Сланцы кристаллические	49—60	21—24	0,14
Сланцы песчано-глинистые	5—75	2—31	0,1—0,39
	Осадочные сцементированные грунты		
Известняки			
хемогенные	44 87	19—34	0,25—0,33
ракушечники	4- 10	1,8—4,0	0,17—0,23
органогенные	5—70	2,4—26	0,23—0,30
кавернозные	1 7	0,6—3,2	0,27- 0,28
глинистые	0,3- 12	0,14—5,9	0,26—0,30
Доломиты	3 43	4,1—19	0,25—0,31
Мергели	1,1—6,0	0,9 -2,8	0,28 0,31
Песчаники			
кварцитовые	18- 68	22—46	0,09—0,19
карбонатные	0,4 29	0,19 —0,45	0,23- -0,24
глинистые	0,6 -28	0,3 —12,8	0,18—0,30
Алевролиты	7—30	3,3—14,5	0,20 —0,30
Каменная соль	27 29	10—12	0,27—0,28

Другим важным фактором, влияющим на деформационные свойства скальных грунтов, являются их *структурно-текстурные особенности*. Для пористых и трещиноватых скальных грунтов определяющим фактором их упругости является величина пористости и трещинной пустотности. Увеличение пористости и трещинной пустотности (например, при выветривании) во всех типах скальных грунтов приводит к снижению величины их упругих характеристик (рис. 14.6 и 14.7). При этом влияние трещиноватости на E и E_c сказывается как на образцах грунтов, так и на грунтовых массивах в целом (см. гл. 30).

Таблица 14.2

Упругие характеристики скальных грунтов в воздушно-сухом (I) и водонасыщенном (II) состоянии

(по М.Ш.Магиду)

Порода	Динамический метод						Статический метод			
	E_D, ГПа		G, ГПа		μ		E_c, ГПа		μ	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Гнейс биотитовый	46,8	57	17,0	22,0	0,20	0,29	56,6	56,5	0,17	0,26
Гранит биотитовый	54,5	71	23,4	29,0	0,20	0,24	71,4	70,3	0,22	0,27
Диорит гиперстеновый	79,0	92	31,0	38,5	0,23	0,24	84,0	84,2	0,24	0,25
Габбро-норит	120,5	134	49,5	54,0	0,20	0,23	122,0	117,2	0,27	0,29

Таблица 14.3

Упругие константы некоторых породообразующих минералов

(по Н.Б.Дортман, 1984)

Минерал	E, ГПа	G, ГПа	μ	Минерал	E, ГПа	G, ГПа	μ
Ортоклаз	63,6	24,2	0,31	Роговая обманка	128,8	50,4	0,28
Биотит	69,6	27,4	0,25	Эпидот	154,2	61,3	0,26
Сфалерит	70,1	26,0	0,35	Диопсид	160,3	63,6	0,26
Нефелин	77,4	31,2	0,24	Гематит	211,7	92,8	0,14
Кальцит	81,0	30,7	0,28	Магнетит	230,8	91,4	0,26
Лабрадор	87,0	33,6	0,29	Пирит	299,9	125,8	0,16
Кварц	96,4	44,0	0,08	Корунд	460,9	203,0	0,13

Магматические и особенно метаморфические скальные грунты проявляют анизотропию упругих свойств — зависимость величины упругих параметров от направления деформирования, а точнее от степени ориентации структурных элементов (текстуры). Для характеристики анизотропии упругих свойств определяют *коэффициент анизотропии* (λ), рассчитываемый как отношение максимальных и минимальных значений соответствующих упругих констант: $\lambda = E_{max}/E_{min}$. Наименьшей анизотропией характеризуются изверженные грунты с массивной текстурой, а наибольшей — метаморфические грунты с ориентированной текстурой — гнейсы, сланцы, а также осадочные грунты со слоистой текстурой. Модуль деформации в направлении, параллельном слоистости, всегда выше, чем в направлении перпендикулярно слоистости, т.е. $E_{\parallel} > E_{\perp}$.

Существенное значение на упругие характеристики скальных грунтов оказывает и *характер заполнителя* пор и трещин. Воздушно-сухие грунты имеют более низкие значения динамических упругих констант (E_D, G), чем водонасыщенные, так как воздух не обладает упругостью по сравнению с водой (см. табл. 14.2). По этой же причине трещиноватые скальные грунты с минеральным заполнителем обладают большей упругостью, чем без заполнителя. Статические же модули упругости (E_c) грунтов, наоборот, снижаются при водонасыщении образцов, так как вода обусловливает некоторое проявление грунтом пластических свойств. Причем влияние водонасыщения на упругие константы тем больше, чем выше пористость и трещиноватость грунта.

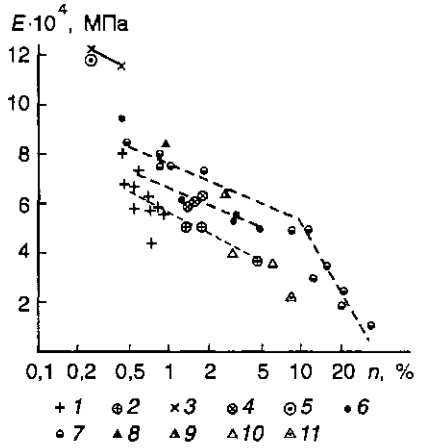


Рис. 14.6. Зависимость модуля упругости (E) грунтов разного состава от пористости (n) (*по Б.П.Беликову, 1970*):

1 — мигматиты и гранитоиды; *2* — граниты; *3* — габбро и диабазы; *4* — лабрадориты; *5* — железистые кварциты; *6* — кварциты и песчаники; *7* — карбонатные грунты; *8*, *9*, *10* — основные, средние и кислые эффузивы; *11* — туфы и туфобрекчии

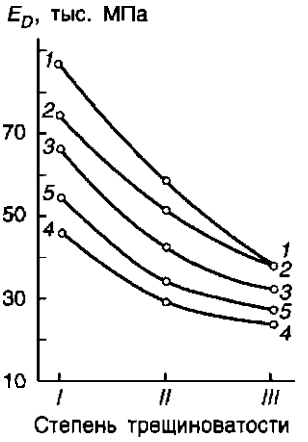


Рис.14.7. Зависимость динамического модуля упругости (E_D) грунтов от степени тектонической нарушенности. Массивы (*по Л.В.Шаумян, 1988*):

I — слаботрещиноватые; II — среднетрещиноватые; III — сильнотрещиноватые; *1* — габбро-долериты; *2* — базальты порфировые; *3* — известняки, доломиты, мергели; *4* — песчаники, алевролиты и аргиллиты; *5* — пирротин-халькопиритовые руды

Величина коэффициента Пуассона μ для всех скальных грунтов увеличивается с водонасыщением грунта (при статических и динамических определениях μ, см. табл.14.2). Из табл. 14.2 и рис.14.8 также следует различие величин статических и динамических модулей упругости и коэффициентов Пуассона скальных грунтов. Исследования В.Н.Никитина показали, что чем больше абсолютная величина модулей E_D и E_c, тем меньше их различие, и наоборот.

Величина упругих констант зависит также и от *масштабного фактора*, т.е. от объема испытываемого грунта. Чем больше объем, тем больше в нем вероятность нахождения различных дефектов (пор, трещин и др.) и выше их плотность, с ростом объема испытываемого грунта снижаются величины упругих констант (рис. 14.7).

Из внешних факторов, влияющих на упругие константы, основное значение имеет *температура* грунта. Установлено, что для всех типов скальных грунтов с ростом температуры растет проявление пластических свойств и уменьшается проявление упругих. Поэтому при нагревании скальных грунтов величины упругих констант закономерно снижаются.

Упругость дисперсных грунтов. Дисперсные грунты, в отличие от вышерассмотренных скальных, характеризуются гораздо меньшей упругостью, которая проявляется у большинства из них лишь при незначительных начальных напряжениях, превышение которых приводит к появлению пластических, а не упругих деформаций. Диапазон изменения характеристик упругости некоторых типов дисперсных грунтов довольно широк и показан в табл. 14.4. В целом величина модулей упругости дисперсных грунтов на несколько десятичных порядков ниже, чем у скальных, а коэффициент Пуассона выше.

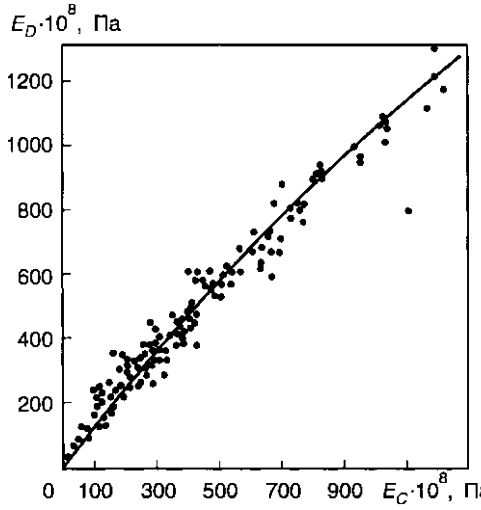


Рис. 14.8. Взаимосвязь динамического (E_D) и статического (E_c) модулей упругости для разных типов грунтов (*по В.П.Никитину, 1962*)

Кроме того, следует иметь в виду, что для большинства типов дисперсных грунтов характерно проявление нелинейной упругости. Поэтому величины модулей их деформации и упругости зависят от диапазона нагрузок, в которых они определяются.

Упругость глинистых грунтов (супесей, суглинков, глин) зависит от их консистенции (см. табл. 14.4): в грунтах твердой консистенции она максимальна и снижается по мере перехода в текучепластичную и текучую консистенцию.

Коэффициент Пуассона дисперсных грунтов зависит от влажности и степени водонасыщения грунта: у сухих песков он меняется в диапазоне 0,1—0,25, а у влажных возрастает до 0,3—0,4, у водонасыщенных песков — 0,44—0,49, у супесчаных, суглинистых и глинистых грунтов — 0,3—0,49.

Упругость мерзлых грунтов. Деформационные свойства различных грунтов в мерзлом состоянии характеризуются теми же параметрами, что и для немерзлых, определяемыми при одноосном сжатии (растяжении), трехосном сжатии, компрессионной сжимаемости и изучении осадки при оттаивании. Упругие константы мерзлых грунтов (E, E_c, E_D, μ и др.) также зависят от комплекса факторов, среди которых основными являются литолого-петрографический состав, тип структурных связей и криогенной текстуры, засоленность, льдистость и др.

Параметры упругости *морозных* и *мерзлых невыветрелых скальных грунтов*, имеющих незначительную льдистость, зависят от тех же факторов, что и упругость немерзлых грунтов, а также от величины отрицательной температуры. С понижением отрицательной температуры все упругие константы нелинейно возрастают (рис. 14.9).

У *мерзлых дисперсных грунтов* параметры упругости кроме температуры во многом определяются их льдистостью и криогенной текстурой (табл.14.5). Динамический модуль упругости мерзлых грунтов приближается к значениям, характерным для основных породообразующих минералов.

У большинства незасоленных мерзлых грунтов величина коэффициента Пуассона μ меняется в небольших пределах: у песчаников и известняков 0,24—0,35, у кристаллических пород 0,32—0,38, у глинистых — 0,31—0,45, у грубообломочных — 0,2—0,4. У сухих мерзлых кварцевых песков и снега μ колеблется в пределах 0,05—0,23, у фирна — 0,23—0,31, у льда — 0,25—0,35. Низкие значения μ характерны для кварцевых песков (так как у кварца μ = 0,08) и торфа, с увеличением глинистости мерзлых грунтов величина μ возрастает до 0,45—0,49.

Для пресных мерзлых грунтов отмечается слабая зависимость μ от *t*: с понижением температуры величина μ уменьшается, причем наиболее сильно до температуры −10°С, а при более низкой температуре μ почти не меняется.

Таблица 14.4

Упругие характеристики некоторых типов дисперсных грунтов

Грунт	Модуль общей деформации, МПа	Модуль упругости, МПа	Коэффициент Пуассона
Крупнообломочные грунты			
Гравий и галька	54—65	24—32	0,23—0,27
Щебень	29—65	13—30	0,25
Дресва	14—42	6—24	0,25—0,27
Галечники с песчаным заполнителем	40—60	80—110	0,25—0,27
Галечники с суглинистым заполнителем	40—48	70—80	0,25—0,28
Гравийные грунты с песчаным заполнителем	10—15	20—28	0,17—0,19
Песчаные грунты			
Пески			
гравелистые	45—70	68—90	0,17—0,46
крупные	35—56	70—80	0,17—0,41
средние	26—62	44—120	0,17—0,43
мелкие	18—50	20—93	0,16—0,46
пылеватые	11—39	40—94	0,17—0,46
мелкие глинистые	30—200	60—380	0,15—0,38
Глинистые грунты			
Супеси			
твердые	10—39	30—90	0,24—0,28
пластичные	2—36	20—460	0,24—0,31
Суглинки			
твердые	10—40	25—1800	0,25—0,37
полутвердые	5—32	45—1600	0,26—0,30
тугопластичные	11—28	18—110	0,26—0,37
пластичные	8—12	240—640	0,26—0,40
текучепластичные	4—19	53—450	0,26—0,37
лёссовидные	20—40	37—75	0,26—0,35
Глины			
твердые	24—350	100—7600	0,27—0,41
полутвердые	16—240	95—5600	0,28—0,40
тугопластичные	7—26	50—960	0,27—0,41
мягкопластичные	5—15	8—72	0,28—0,39
текучепластичные	2—7	2,7—60	0,29—0,48

Статический модуль упругости мерзлых грунтов зависит от величины отрицательной температуры и условий испытаний. Поскольку лед характеризуется довольно низкими значениями статического модуля упругости (менее 0,01—0,03 МПа), то увеличение льдистости мерзлых грунтов при прочих одинаковых условиях приводит к снижению статического модуля упругости. К этому же ведет и снижение отрицательной температуры. Наибольшие значения E_c характерны для мерзлых песков, а наименьшие — для мерзлых глин, у которых упругость снижается за счет наличия в порах пленок незамерзшей воды. В целом же для мерзлых грунтов, как и для талых, $E_D > E_c$. С понижением отрицательной температуры отношение E_D/E_c закономерно снижается и стремится к 1, а при температурах, близких к нулю, достигает своего максимального значения.

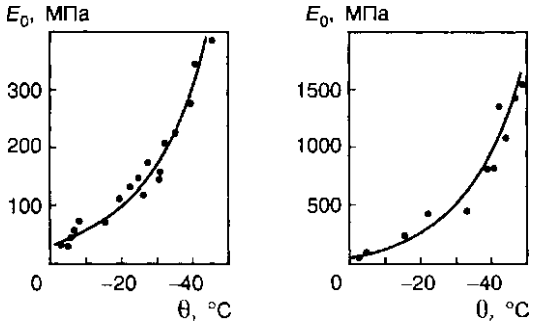


Рис.14.9. Зависимость модуля общей деформации мерзлого верхового среднеразложившегося торфа (*а*) и мерзлого песка (*б*) от температуры (*по Л.Т.Роман, 1987*)

Таким образом, для всех типов мерзлых грунтов с понижением температуры уменьшается проявление пластических свойств и повышается проявление упругих. Поэтому мерзлые и промороженные грунты с понижением температуры имеют более высокие значения и модулей общей деформации (E_0).

Таблица 14.5

Динамический модуль упругости (E_0) и коэффициент Пуассона (μ) мерзлых грунтов

(по А.Д.Фролову, 1998)

Грунт	E_0, ГПа	μ
Песок гравелистый	34–42	0,24–0,28
Песок крупнозернистый	24–35	0,2–0,25
Супеси	16–36	0,3–0,4
Суглинки легкие	10–24	0,25–0,4
Глины	1–15	0,35–0,45
Торф	5–9	0,15–0,29
Каолин (t = –2°C)	3	0,4
То же (t = –15°C)	11,2	0,34
Суглинок тяжелый (t = –2°C)	6,1	0,34
То же (t = –15°C)	11,7	0,34
Лед пресноводный	8–10	0,31–0,36

Примечание. Меньшие значения E_0 и μ относятся к t = –1°C, большие – к t = –23°C.

КОМПРЕССИОННАЯ СЖИМАЕМОСТЬ ГРУНТОВ

Общие положения. Для дисперсных грунтов при деформировании в значительном диапазоне нагрузок характерно не столько проявление упругости, сколько пластичности, приводящей к формированию значительных остаточных деформаций. При этом у них $\varepsilon_{обр} << \varepsilon_{ост}$. Поэтому при изучении деформационных свойств дисперсных грунтов наряду с характеристиками упругости прежде всего определяют их способность сжиматься под постоянной нагрузкой, т.е. изучают компрессионную сжимаемость.

Компрессионная сжимаемость грунтов, т.е. компрессия — это способность грунта сжиматься под постоянной, но ступенчато возрастающей нагрузкой без возможности его бокового расширения в условиях открытой системы (т.е. при дренированных испытаниях с возможностью оттока воды и воздуха из пор образца). Компрессия дисперсных грунтов развивается в основном за счет остаточных пластических деформаций[4].

Поскольку при компрессии диаметр образца, помещенного в жесткое металлическое кольцо, не меняется, то его относительные объемная и вертикальная деформации равны, т.е. $\varepsilon_v = \varepsilon_z$, или $\Delta V/V = \Delta h/h$, где V и h — соответственно начальный объем и высота образца; ΔV, Δh — изменение объема и высоты образца. При компрессии деформирование образца грунта и уменьше-

[4] В исследование закономерностей компрессионной сжимаемости дисперсных грунтов большой вклад внесли исследователи Н.Я.Денисов, В.Д.Ломтадзе, Ю.К.Зарецкий, Р.С.Зиангиров, В.А.Королев, Л.И.Кульчицкий, С.Р.Месчян, Дж.Митчел, П.А.Крюков, В.А.Приклонский, В.Ф.Разоренов, Е.М.Сергеев, Н.А.Цытович, Г.Чилингар и др.

нис его объема происходит за счет уменьшения объема пор, отжатия из них воды и (или) воздуха; при этом объем скелета грунта не меняется. Тогда можно записать:

$$\Delta h = h\,(\Delta V/V) = h[V_{sk}\,(1+e_o) - V_{sk}\,(1 - e_p)]/V_{sk}\,(1 + e_o) = h\,(e_o - e_p)/(1 + e_o),$$

где e_o и e_p — коэффициенты пористости соответственно начальный и при нагрузке σ; V_{sk} — объем скелета грунта. Из этого выражения следует формула для расчета коэффициента пористости (e_p) грунта при любой ступени нагрузки σ (закон компрессионного уплотнения):

$$e_p = e_o - \varepsilon_z\,(1 + e_o),$$

где $\varepsilon_z = \Delta h/h$ — относительная вертикальная деформация при данном давлении σ (т.е. на данной ступени нагрузки). На основе этого уравнения вычисляют коэффициент пористости грунта (e) при любом σ по результатам компрессионных испытаний, т.е. по замерам деформаций ε_z на разных ступенях нагрузок σ.

Компрессионные испытания грунтов иллюстрируют графиками (*компрессионными кривыми*), которые строятся в координатах $e = f(\sigma)$, $n = f(\sigma)$, $\varepsilon_z = f(\sigma)$ или $w = f(\sigma)$, где e — коэффициент пористости, n — пористость; ε_z — относительная вертикальная деформация; w — влажность грунта (определяется в случае полного его водонасыщения). Общий вид этих кривых показан на рис.14.10, из которых следует, что указанные зависимости являются нелинейными в широком диапазоне нагрузок и могут характеризоваться различными (показательными, логарифмическими и др.) функциями. Поэтому не существует универсального уравнения, описывающего компрессионные кривые для различных грунтов.

Однако для малых интервалов уплотняющих нагрузок зависимость e от давления σ можно принимать линейной и заменить прямой АВ (рис. 14.11). В этом случае ее можно описать уравнением

$$e = e_o - a\sigma,$$

где $a = \mathrm{tg}\alpha = \Delta e/\Delta\sigma$ — *коэффициент сжимаемости* грунта, являющийся одним из параметров компрессии. Поскольку этот коэффициент зависит от интервала нагрузок, то его определяют для разных интервалов. Его размерность — 1/МПа, или $МПа^{-1}$.

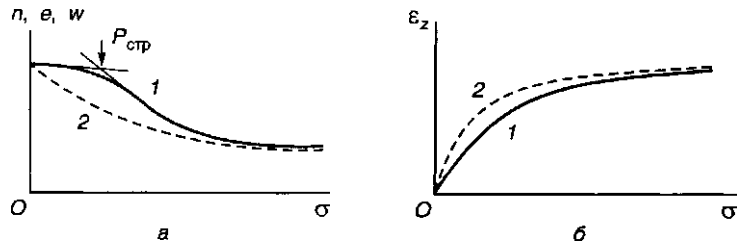


Рис. 14.10. Общий вид компрессионных кривых для грунтов естественной (*1*) и нарушенной (*2*) структуры в координатах: пористость (коэффициент пористости, влажность) — нагрузка (*а*) и относительная вертикальная деформация — нагрузка (*б*)

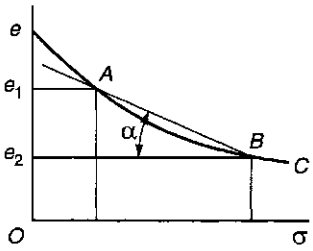


Рис. 14.11. К расчету параметров компрессионной сжимаемости

Спрямление компрессионной кривой в большем интервале нагрузок в ряде случаев можно провести, перестроив график в полулогарифмическом масштабе $e = f(\lg\sigma)$. В этом случае компрессия описывается уравнением

$$e = e_1 - a_к (\Delta\lg\sigma),$$

где $a_к$ — *коэффициент компрессии*, безразмерная величина, определяемая соотношением $a_к = \Delta e / \Delta\lg\sigma$.

В зависимости от величины коэффициента сжимаемости (a) грунты подразделяются на сильносжимаемые ($a > 1$ МПа$^{-1}$), повышенносжимаемые (a = 1—0,1 МПа$^{-1}$), среднесжимаемые (a = 0,1—0,05 МПа$^{-1}$), слабосжимаемые (a = 0,05—0,01 МПа$^{-1}$), практически несжимаемые ($a < 0,01$ МПа$^{-1}$). Коэффициент сжимаемости грунта связан с модулем общей деформации (E_o) при одноосном сжатии соотношением:

$$E_o = \beta (1 + e_o)/a = E_{ок}\beta,$$

где β — коэффициент, учитывающий невозможность бокового расширения грунта при компрессии (безразмерная величина) и равный для песков 0,8, для супесей 0,7, для суглинков 0,5 и для глин 0,4; $E_{ок}$ — *модуль общей компрессионной деформации*, измеряемый в МПа.

Таким образом, основными параметрами, характеризующими компрессионную сжимаемость грунта, являются: коэффициент сжимаемости (a), коэффициент компрессии ($a_к$) и модуль общей компрессионной деформации ($E_{ок}$). Компрессионная сжимаемость разных типов дисперсных грунтов имеет свои особенности.

Сжимаемость несвязных грунтов. *Компрессионная сжимаемость несвязных грунтов* (крупно- и мелкообломочных или песчаных) резко отличается от таковой у связных (пылеватых и глинистых) грунтов. Исследованиями М.М.Филатова (1936), Е.М.Сергеева (1946), С.С.Полякова и других было установлено, что при компрессии крупно- и мелкообломочных грунтов может происходить *частичное дробление частиц*, тогда как тонкие пылеватые и глинистые частицы при компрессии даже под высокими давлениями не дробятся. Особенно четко это проявляется в крупно- и мелкообломочных грунтах, состоящих из хорошо окатанных частиц (рис.14.12, *а*), которые после компрессии становятся шероховатыми, дробятся на части и осколки (рис.14.12, *б*).

Поэтому сжимаемость несвязных грунтов происходит в основном за счет уплотнения их зернистой структуры и частичного дробления наиболее крупных обломков (зерен). Она зависит от крупности и формы обломков: чем меньше дисперсность обломочного грунта, тем выше его компрессионная сжимаемость и деформации при одной и той же нагрузке (рис.14.13).

Форма частиц (обломков) и состояние их поверхности определяют характер структурных связей между частицами, трение на контактах, а следовательно, и возможность изменять упаковку при компрессии. Обломочные грунты из округлых частиц сжимаются меньше, чем состоящие из угловатых или удлиненных частиц с шероховатой поверхностью.

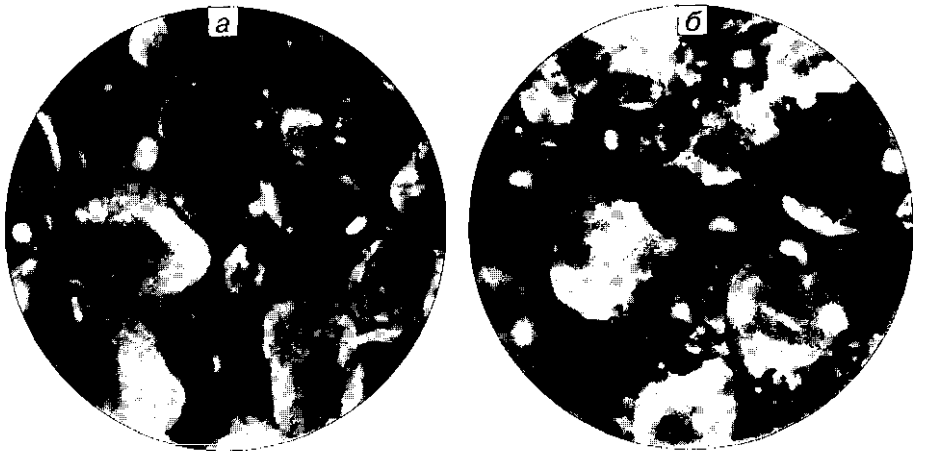


Рис. 14.12. Разрушение частиц кварцевого песка (фракция 0,5—0,25 мм) под давлением 100 МПа (*по Е.М.Сергееву, 1952*):
а — исходный грунт; *б* — после уплотнения

Кроме дисперсности на сжимаемость обломочных грунтов существенно влияет плотность их исходного сложения. Обломочные грунты в рыхлом сложении уплотняются гораздо сильнее, чем в плотном сложении (рис.14.14). Поэтому при подготовке песчаных оснований под различные инженерные сооружения стремятся уложить и утрамбовать пески с наиболее плотной упаковкой. При снятии уплотняющей нагрузки обломочные грунты, в отличие от глинистых, разуплотняются в незначительной степени (см. рис.14.14, кривые *2* и *4*). Их декомпрессия обусловлена в основном упругими деформациями на контактах зерен (обломков).

На сжимаемость крупнообломочных грунтов также влияет наличие и характер порового заполнителя. Наибольшая сжимаемость характерна для крупнообломочных грунтов с глинистым заполнителем, наименьшая — с песчаным. Влияние влажности, а также других физико-химических факторов (концентрации и состава электролита порового раствора, обменных катионов) на сжимаемость обломочных грунтов существенно сказывается лишь при наличии в них глинистого заполнителя. В чистых песках влажность практически не влияет на их сжимаемость. Однако насыщение водой сухих песков, находящихся в рыхлом сложении, может вызвать быструю деформа-

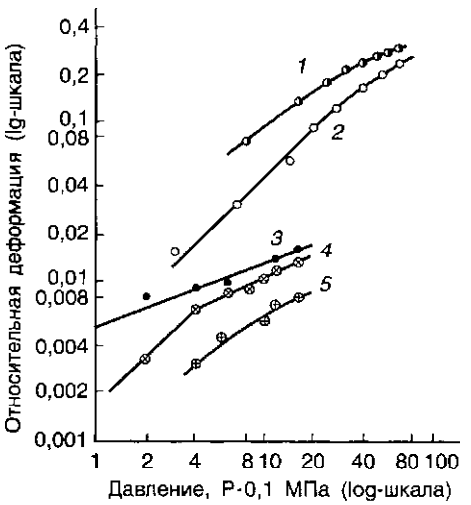


Рис. 14.13. Зависимость относительной деформации от давления при компрессии различных фракций обломочных грунтов (*Грунтоведение, 1971*):
1 — фракция 90—120 мм; *2* — 20—30 мм; *3* — 1—2 мм; *4* — 0,5—1 мм; *5* — 0,05—0,1 мм

Рис.14.14. Компрессионные кривые песка в рыхлом (*1*, *2*) и плотном (*3*, *4*) исходном сложении

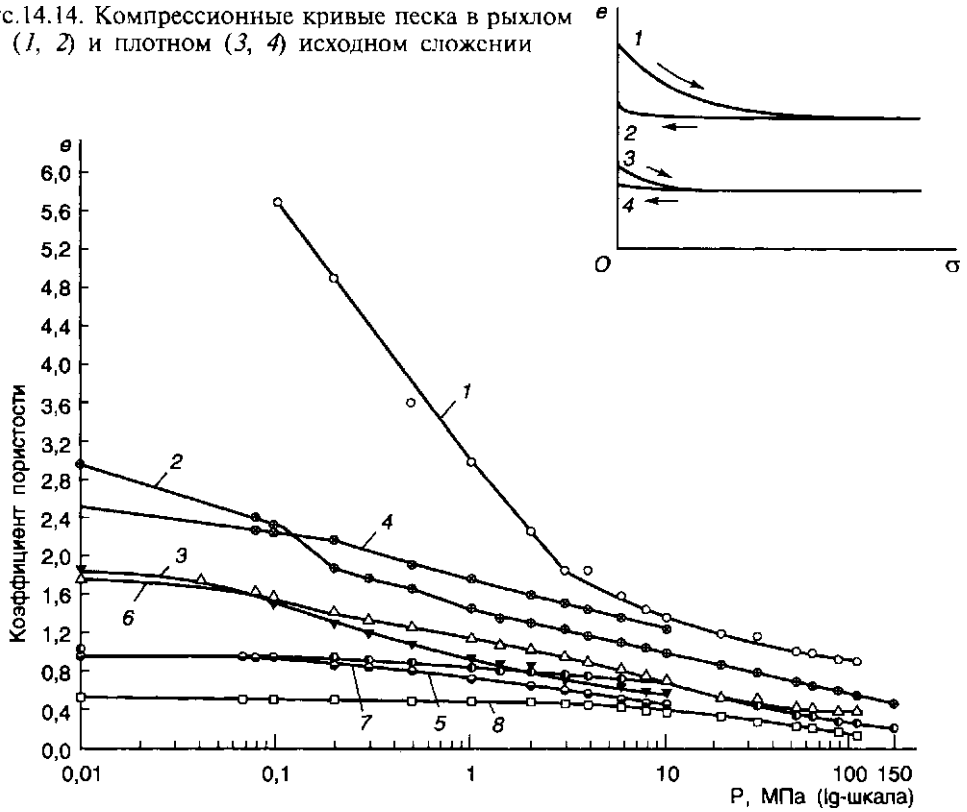


Рис. 14.15. Компрессионные кривые различных грунтов (*по Р.С.Зиангирову, 1979*):

1 — торф; *2* — монтмориллонитовая глина (бентонит); *3* — каолинитовая глина; *4* — палыгорскитовая глина; *5* — тонко раздробленный хлорит; *6* — гидрослюдистая глина; *7* — тонко раздробленный кварц; *8* — тонко раздробленный микроклин

цию сжатия (просадку), величина которой определяется начальной пористостью и дисперсностью песка. В целом же крупно- и мелкообломочные грунты характеризуются невысокой компрессионной сжимаемостью по сравнению с глинистыми (рис.14.15) и поэтому являются довольно надежными основаниями для различных инженерных сооружений.

Сжимаемость связных грунтов. *Компрессионная сжимаемость связных грунтов* (пылеватых и глинистых) существенно сложнее и зависит от большего числа факторов, чем несвязных. Она осуществляется в основном за счет изменения структуры и текстуры грунта: разрушения части структурных связей и микроагрегатов, смыкания крупных пор, переориентации частиц при одновременном уменьшении пористости грунта, отжатия из пор воды и воздуха (рис. 14.16). При этом дробления частиц не происходит, при возрастающей нагрузке они все более ориентируются в направлении перпендикулярно прикладываемому давлению[5].

[5] Одним из первых переориентацию глинистых частиц при компрессии изучал М.М.Филатов (1936). Этому же вопросу были посвящены работы Г.К.Бондарика, Г.М.Березкиной, Р.А.Бочко, С.С.Вялова, Т.Лэмба, Р.В.Максимяк, И.В.Попова, А.Скемптона, В.Н.Соколова, А.М.Царевой, и др.

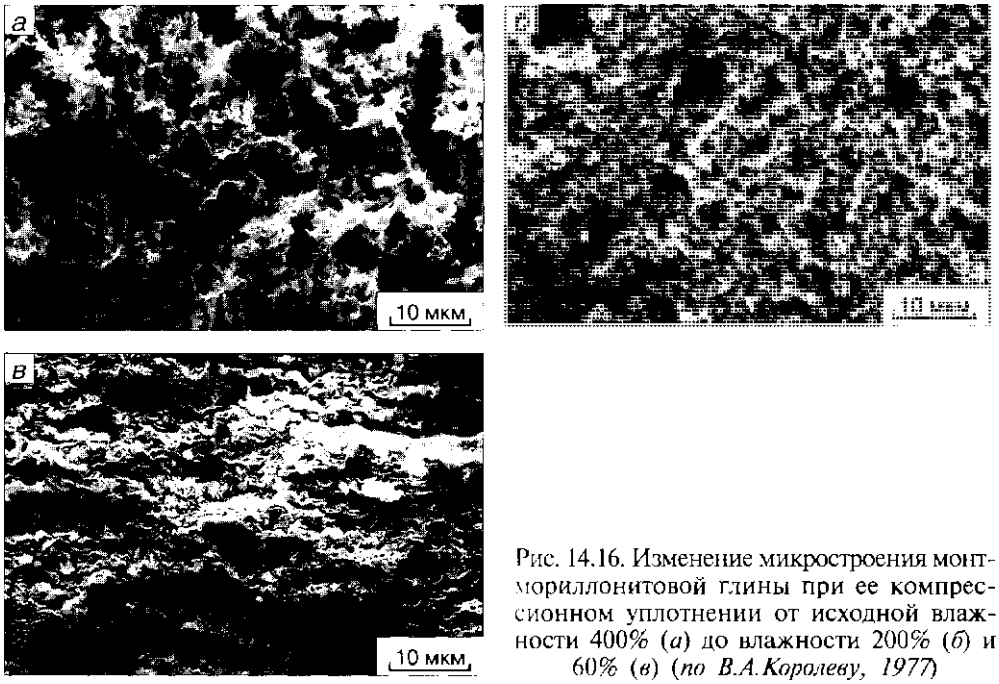


Рис. 14.16. Изменение микростроения монтмориллонитовой глины при ее компрессионном уплотнении от исходной влажности 400% (*а*) до влажности 200% (*б*) и 60% (*в*) (*по В.А.Королеву, 1977*)

Влияние минерального состава пылеватых и глинистых грунтов на их компрессионную сжимаемость в чистом виде установить сложно, но при прочих равных условиях оно проявляется через его взаимосвязь с дисперсностью и гидрофильностью. Наличие в грунтах высокодисперсных и гидрофильных глинистых минералов (смектитов), а также гумуса повышает их сжимаемость, и наоборот (см. рис.14.15). Поэтому особенно большой сжимаемостью обладают торф, заторфованные грунты и монтмориллонитовые глины.

Сжимаемость пылеватых и глинистых грунтов зависит от структурно-текстурных особенностей. Грунты природного сложения (естественной структуры) всегда имеют меньшую сжимаемость, по сравнению с теми же грунтами нарушенного сложения (перемятием) (см. рис.14.10, и 14.17). Их компрессионное уплотнение происходит не при любой нагрузке (P), а лишь при такой, которая превышает прочность структурных связей — так называемую структурную прочность ($P_{стр}$) грунта, определяемую по характерному перегибу на компрессионной кривой.

Величина структурной прочности зависит от возраста, степени литификации, генезиса грунта и преобладания в нем тех или иных структурных связей (рис.14.18). Наименьшей структурной прочностью обладают относительно молодые глинистые грунты со слабыми коагуляционными (дальними и ближними) контактами, а наибольшей — относительно древние литифицированные грунты с прочными смешанными и фазовыми цементационными контактами. При декомпрессии структурная прочность грунта не восстанавливается (см. рис.14.17).

Компрессионная сжимаемость глинистых грунтов (особенно не литифицированных, с незначительной структурной прочностью) в большой мере

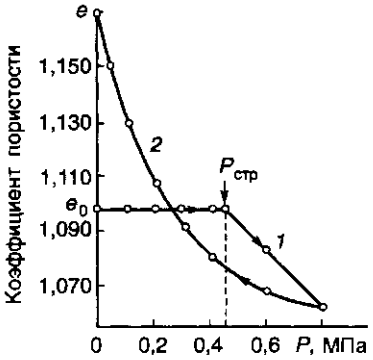


Рис. 14.17. Кривые компрессии (*1*) и декомпрессии (*2*) хвалынской глины естественной структуры (*по В.Ф.Чепик*)

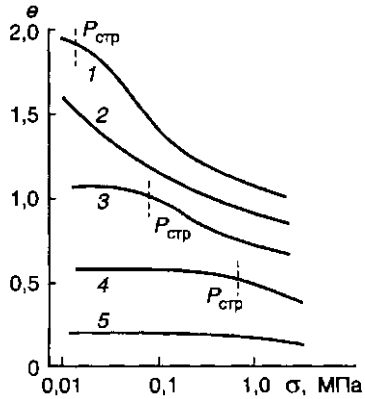


Рис. 14.18. Общий вид компрессионных кривых глинистых грунтов с разной структурой и преобладанием дальних (*1*) и ближних (*2, 3*) коагуляционных контактов; смешанных и переходных (*4*) и фазовых (*5*) контактов (*по В.А.Королеву и др., 1985*)

зависит от различных физико-химических факторов, обусловленных поверхностными явлениями, происходящими в глинс на границах раздела фаз «минерал—жидкость», «жидкость—воздух» и т.д. Наличие в глинистых грунтах между частицами структурированных слоев связанной воды, обладающих аномальными свойствами, или воды переходного состояния существенно влияет на их сжимаемость. Различными физико-химическими факторами обусловливается и величина расклинивающего давления между глинистыми частицами ($P_{\text{раскл}}$), препятствующего их сближению при компрессионном уплотнении под давлением σ. Чем меньше расклинивающее давление между частицами, тем меньшее давление σ надо приложить к ним для взаимного сближения. В состоянии равновесия $P_{\text{раскл}} = \sigma$. В общем случае величина расклинивающего давления обусловлена вкладом ионно-электростатической (P_i), молекулярной (P_m) и структурной (P_τ) составляющих, т.е. $P_{\text{раскл}} = P_i + P_m + P_\tau$. Поэтому все физико-химические и внешние факторы, влияющие на эти составляющие, будут влиять и на сжимаемость глинистых грунтов в целом.

Например, величина $P_{\text{раскл}}$ существенно меняется в зависимости от состава и концентрации электролита порового раствора грунта. С ростом концентрации электролита порового раствора происходит сжатие ДЭС, снижение P_i и P_τ, и уменьшение за счет этого $P_{\text{раскл}}$, что обусловливает большее сближение частиц под нагрузкой σ, т.е. большую сжимаемость и меньшую водоудерживающую способность (рис.14.19). Наличие в зазоре между частицами какой-либо неполярной жидкости (нефть, керосин и др.) обусловливает самые низкие значения $P_{\text{раскл}}$ и соответственно наибольшую сжимаемость глинистого грунта.

По этим же причинам на сжимаемость глинистых грунтов (особенно монтмориллонитового состава) сильно влияют обменные катионы. Наличие в незасоленном грунте одновалентных катионов вызывает увеличение составляющих расклинивающего давления (P_i, P_m и P_τ) и его рост в целом. Поэтому сжимаемость такого грунта под нагрузкой σ будет ниже, а водоудерживающая способность под той же нагрузкой выше, чем при наличии в этом грунте двух- или трехвалентных катионов (рис. 14.20).

Как и в крупнообломочных грунтах, сжимаемость пылеватых и глинистых грунтов зависит от их начальной плотности (пористости) и влажности: чем

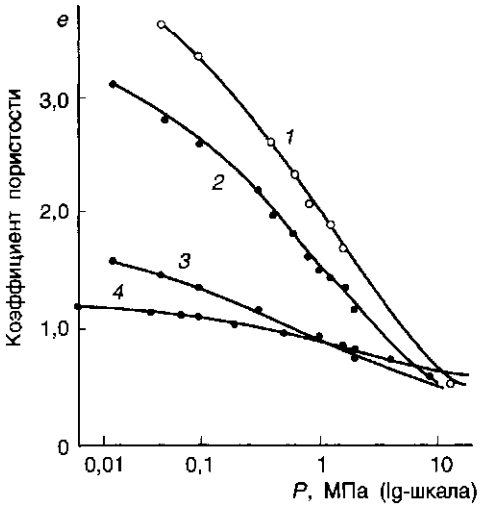


Рис. 14.19. Компрессионные кривые образцов монтмориллонитовой глины с поровым раствором разного состава (*по Р.С.Зиангирову, 1979*):

1 — вода; *2* — 0,001 н. раствор NaCl; *3* — 2 н. раствор NaCl; *4* — керосин

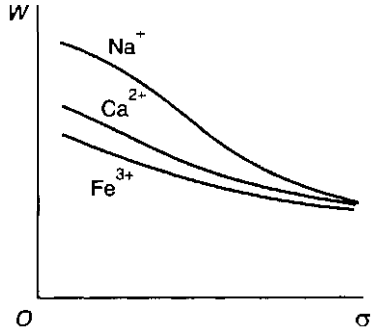


Рис. 14.20. Водоудерживающая способность под нагрузкой монтмориллонитовой глины с разными обменными катионами

выше плотность (меньше пористость и влажность) исходного грунта, тем хуже он сжимается. В общем случае в этом проявляется влияние фазового состава грунта: соотношения в нем твердой, жидкой и газовой фаз. В зависимости от исходного соотношения этих фаз в грунте компрессионная сжимаемость проходит по-разному, более того, в процессе самого компрессионного уплотнения закономерно меняется соотношение фаз (рис. 14.21). Например, уплотнение полностью водонасыщенного грунта ($S_r = 1$) возрастающими нагрузками идет по линии $S_r = 1 = \text{const}$ при одновременном уменьшении весовой и объемной влажности. Уплотнение же не полностью водонасыщенного грунта идет при переменной (увеличивающейся) степени влажности $S_r < 1$ по линии постоянной весовой и увеличивающейся объемной влажности.

Как отмечалось выше, при декомпрессии возможно частичное восстановление деформации грунта. В глинистых грунтах оно выражено в большей мере, чем в крупно- и мелкообломочных, и объясняется действием дополнительных причин, вызывающих разуплотнение грунта при снятии нагрузки. К ним

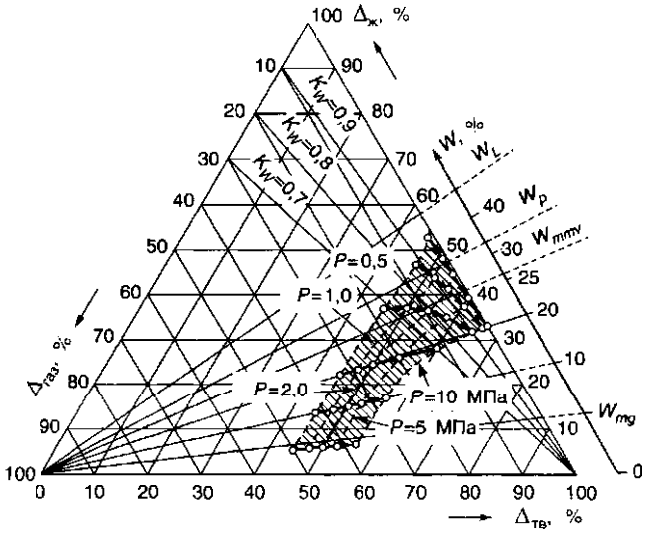


Рис. 14.21. Диаграмма изменения соотношения твердой ($\Delta_{тв}$), жидкой ($\Delta_ж$) и газообразной ($\Delta_{газ}$) фаз каолинитовой глины при компрессионном уплотнении образцов под нагрузками (*P*, МПа) с разной исходной влажностью (*w*,%) (*по В.А.Королеву, 1989*)

кроме деформаций упругого последействия относятся: проявление упругих свойств жидкостей и газов, защемленных в порах грунта; проявление сил расклинивающего давления и, в частности, — набухание грунта.

Кривую декомпрессии полностью водонасыщенного грунта можно рассматривать как кривую набухания грунта, находящегося под нагрузкой (см. рис.14.17). При неполном водонасыщении грунта его декомпрессия будет определяться лишь упругими силами, проявляющимися в твердой, жидкой и газовой фазах.

Многократное повторение нагрузок и разгрузок увеличивает сжимаемость грунта, так как при этом от цикла к циклу необратимо разрушается все большее число структурных связей. При многократной компрессии—декомпрессии компрессионные кривые сближаются, обратимая часть деформаций уменьшается от цикла к циклу, и кривые стремятся к некоторому стабилизированному положению (рис.14.22).

Среди внешних факторов на компрессию наибольшее влияние оказывает температура. Влияние положительной температуры на компрессионную сжимаемость грунтов проявляется в ослаблении структурных связей между частицами и агрегатами при повышении температуры, вследствие чего сжимаемость грунтов увеличивается с ростом температуры. Повышение температуры увеличивает сжимаемость грунтов в области положительных температур.

В немерзлых грунтах влияние положительной температуры на компрессионную сжимаемость проявляется в изменении свойств связанной воды, параметров ДЭС вокруг частиц и, как следствие, — характера и прочности структурных связей. При повышении температуры величина расклинивающего давления, противодействующего внешней нагрузке, снижается, вызывая сближение частиц и отрицательную объемную деформацию образца глины. Основной вклад в изменение с температурой расклинивающего давления вносит его структурная составляющая: при нагревании сила сопротивления структурных слоев связанной воды сжатию уменьшается.

В глинистых грунтах с коагуляционными контактами влияние температуры наиболее сильное. Проведенные исследования показали, что с ростом температуры в диапазоне 20—70°С способность глин различного минерального состава уплотняться увеличивается (рис. 14.23). При этом наибольшие приращения деформации (до 20—30%) за счет повышения температуры с 20 до 70°С отмечаются у Na-монтмориллонитовой глины по сравнению с ее Са-формой или гидрослюдистыми и каолинитовыми глинами.

Особенно большое влияние оказывает температура при уплотнении глин коагуляционной структуры с высокой начальной влажностью (более w_p) или в интервале уплотняющих нагрузок менее 1,0 МПа. При более высоких давлениях и формировании более плотной структуры

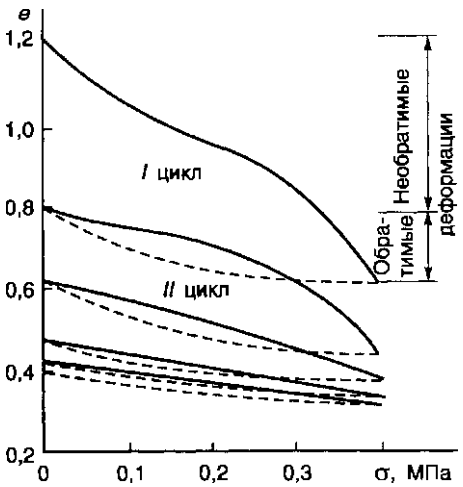


Рис. 14.22. Компрессионные кривые грунта при многократных циклах компрессии-декомпрессии (*по В.Д.Ломтадзе, 1970*)

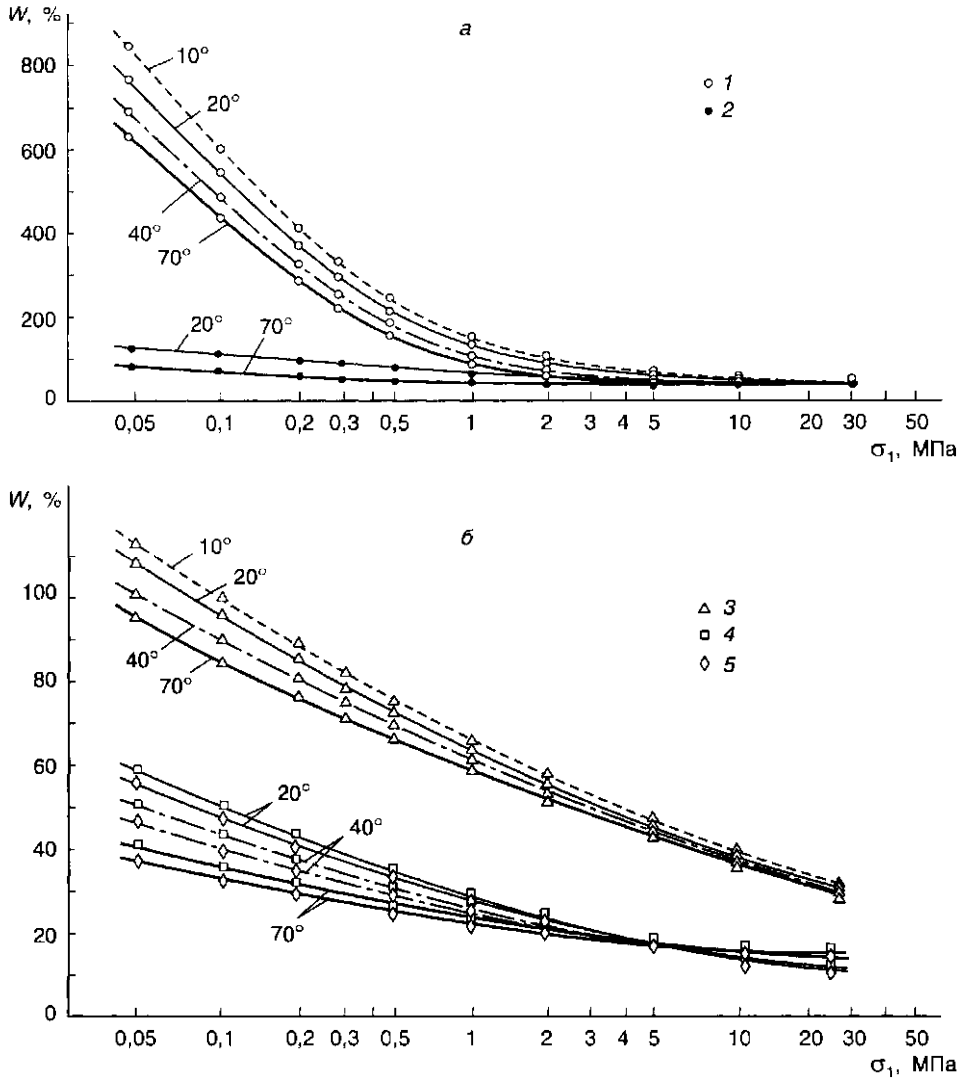


Рис. 14.23. Компрессионные кривые мономинеральных глин с коагуляционными контактами при различной температуре (*по В.А.Королеву, 1990*):

1 — Na-монтмориллонит (с 0,01 н. раствором NaCl); *2, 3* — Ca-монтмориллонит (соответственно с 2 н. и 0,01 н. растворами $CaCl_2$); *4, 5* — Ca-гидрослюдистая (кембрийская) глина (соответственно с 2 н. и 0,01 н. растворами $CaCl_2$)

с относительно прочными ближними коагуляционными контактами между частицами и снижением при этом толщины гидратных слоев до значений, соответствующих пленкам адсорбционной воды, влияние температуры на сжимаемость становится несущественным (менее 1%).

Замена многовалентных катионов на одновалентные в обменном комплексе глин с коагуляционными структурами также повышает их чувствительность к термоуплотнению при компрессии, так как при этом возрастает дисперсность глин и, следовательно, повышается роль их поверхностной энер-

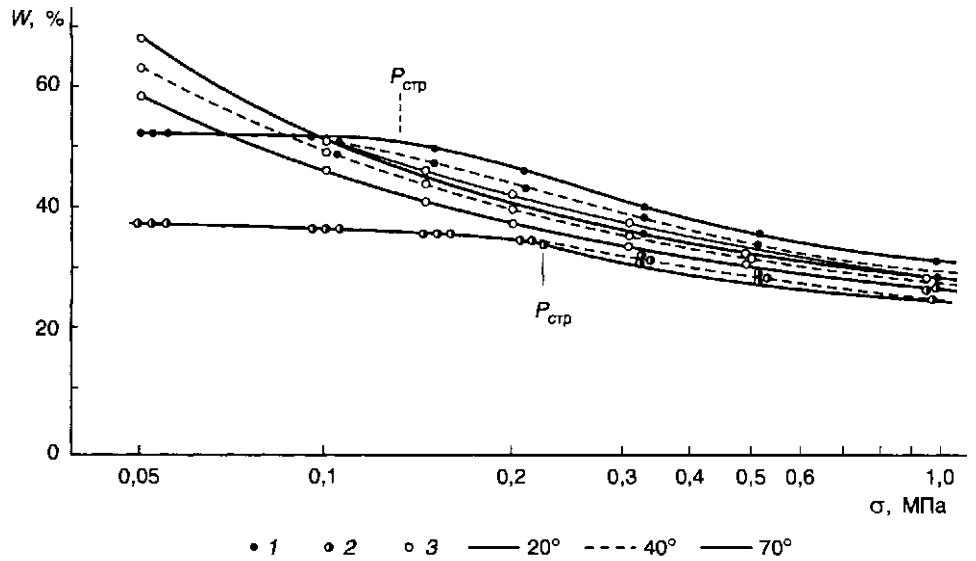


Рис. 14.24. Компрессионные кривые монтмориллонитово-гидрослюдистой глины естественной (*1, 2*) и нарушенной (*3*) структуры при температуре 20, 40 и 70°С и разной исходной влажности *w* (*по В.А.Королеву и др., 1985*):

1 — $w = w_1$; *2* — $w < w_p$; *3* — $w > w_L$

гии, меняется водоудерживающая способность и повышается влияние связанной воды на сжимаемость глин. Особенно четко это проявляется в монтмориллонитовых глинах (рис. 14.24). Дополнительные (за счет повышения температуры) деформации сжатия при термокомпрессии проявляются не только в глинах с малоконцентрированными поровыми растворами, но и в глинах с поровыми растворами высоких концентраций (1—2 н.). Однако в этом случае величина приращения деформации несколько меньше (7—12%).

Температура влияет на сжимаемость глинистых грунтов и со смешанными контактами. При этом повышение температуры приводит к снижению структурной прочности ($P_{стр}$) грунтов. Как показали исследования, проведенные на образцах монтмориллонитово-гидрослюдистой глины с естественными (смешанные переходные и коагуляционные контакты) и нарушенными структурными связями, влияние температуры для них прослеживается лишь в определенном интервале давлений (см. рис. 14.24). Из полученных данных следует, что для образца естественной структуры с исходной влажностью, близкой к верхнему пределу пластичности ($w = w_1$), повышение температуры от 20 до 70°С при уплотнении снижает $P_{стр}$ от 0,16 (при 20°) до 0,09 МПа (при 70°С), тогда как в образце с влажностью меньше w_p величина $P_{стр}$ практически не менялась с температурой в диапазоне 20—70°С при уплотнении образца. Снижение $P_{стр}$ обусловливается ослаблением при нагревании прочности коагуляционных контактов. При дальнейшем уплотнении (при $P > P_{стр}$) характер сжимаемости глины остается таким же, как и в образцах с нарушенной структурой — по мере повышения давления приращение температурных деформаций постепенно снижается.

Таким образом, по степени влияния положительной температуры на компрессионную сжимаемость различные глинистые грунты можно подразделить

на три группы, отличающиеся разной чувствительностью к температуре, разной влажностью, степенью уплотнения и деформационными показателями. Температура оказывает наибольшее влияние на сжимаемость сильно увлажненных, слабоуплотненных грунтов скрытотекучей и пластичной консистенции, с коагуляционной структурой при коэффициенте сжимаемости $a > 0{,}05$ МПа$^{-1}$ и компрессионном модуле деформации менее 1 МПа. Средней чувствительностью к термокомпрессии обладают глинистые грунты средней степени литификации, пластичной и полутвердой консистенции, с коагуляционными и смешанными контактами, с коэффициентом сжимаемости 0,05—0,001 МПа$^{-1}$ и модулем компрессионной деформации в диапазоне 1—40 МПа. В глинистых грунтах высокой степени литификации полутвердой и твердой консистенции со смешанными контактами воздействие положительной температуры до 70° на компрессионную сжимаемость наименьшее.

Сжимаемость мерзлых грунтов. Компрессионная сжимаемость мерзлых грунтов[6], как и немерзлых, существенно зависит от их литологического состава: наименьшей сжимаемостью обладают мерзлые пески, а наибольшей — глины (рис.14.25 и 14.26). Уплотнение мерзлых грунтов при компрессии происходит в основном за счет смыкания свободных пор (не занятых льдом и водой), отжатия незамерзшей воды и проявления пластических свойств льда. Оно также сильно зависит от типа криогенной текстуры грунта, его льдистости, суммарной влажности и других физико-химических факторов. Мерзлые грунты с одинаковой или близкой суммарной влажностью, но с разной криотекстурой имеют разную сжимаемость: чем больше в грунте ледяных включений, тем выше его сжимаемость (или меньше компрессионный модуль деформации). Грунты с массивной криогенной текстурой, а также лед, имеют наименьшую сжимаемость.

В мерзлых грунтах влияние температуры на сжимаемость грунтов связано с фазовыми переходами «вода—лед» в порах и изменением прочности контактов между структурными элементами. При понижении отрицательной температуры все новые порции незамерзшей воды переходят в лед, что приводит к увеличению прочности контактов между структурными элементами грунта, формирующихся с участием льда. В результате этого компрессионная сжимаемость такого грунта закономерно снижается при понижении температуры (см. рис. 14.26).

Большое влияние на сжимаемость мерзлых дисперсных грунтов оказывает их засоленность, так как она во многом определяет количество в грунте незамерзшей воды. Поскольку с ростом засоленности количество незамерзшей воды в грунте увеличивается, то возрастает и его сжимаемость (рис. 14.27).

Компрессионная сжимаемость мерзлых грунтов зависит и от температуры. При этом наибольшее влияние отрицательная температура оказывает на сжимаемость высокодисперсных, а также засоленных грунтов, в которых содержится наибольшее количество незамерзшей воды. С уменьшением дисперсности и засоленности грунтов влияние отрицательной температуры на компрессионную сжимаемость падает, так как в таких грунтах практически вся вода содержится в фазе льда, а его сжимаемость мало зависит от температуры (см. рис.14.27).

[6] Сжимаемость мерзлых и оттаивающих грунтов изучали А.Г.Бродская, Н.И.Вотяков, С.С.Вялов, С.Е.Гречищев, Ю.К.Зарецкий, М.Ф.Киселев, О.А.Кондакова, Г.И.Лапкин, Г.П.Мазуров, А.М.Пчелинцев, Л.Т.Роман, В.П.Ушкалов, Н.А.Цытович, Е.Н.Шушерина и др.

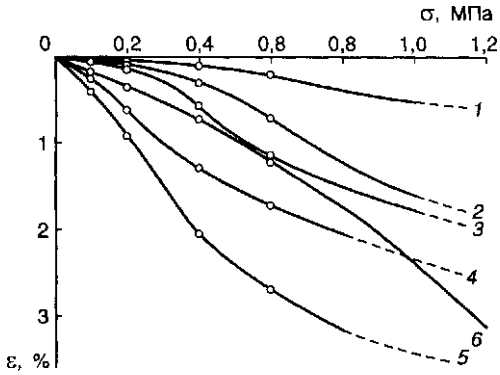


Рис. 14.25. Компрессионные кривые мерзлых грунтов (*по А.Г.Бродской, 1962*):

1 — песок, $t = -4{,}0$°С; *2* — суглинок сетчатой текстуры, $t = -3{,}8$°С; *3* — суглинок массивной текстуры, $t = -4{,}2$°С; 4 — суглинок массивной текстуры, $t = -0{,}4$°С; *5* — суглинок слоистой текстуры, $t = -4{,}2$°С; *6* — лед, $t = -4{,}0$°С

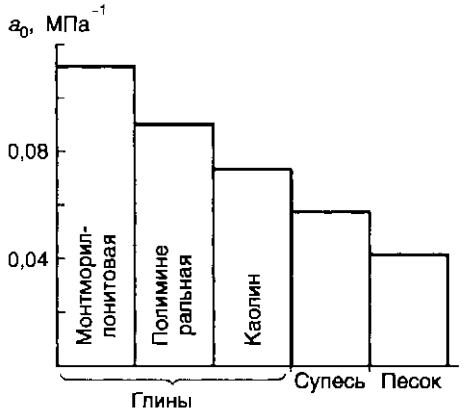


Рис. 14.26. Соотношение коэффициентов сжимаемости (a_0) мерзлых грунтов различного состава (*по О.А.Кондаковой, 1984*)

Из внешних факторов кроме температуры на параметры компрессионной сжимаемости влияет и давление (рис.14.28). Коэффициент сжимаемости и модуль компрессионной деформации зависят от интервала давлений, в которых они определяются. При этом модуль компрессионной деформации чистого льда снижается с ростом давления, а для мерзлого грунта эта зависимость характеризуется кривой с минимальным давлением (см. рис. 14.28).

Осадка при оттаивании — это уплотнение образца мерзлого грунта за счет его оттаивания в условиях компрессии (т.е. без возможности бокового расширения). Она может также возникать в грунтах без дополнительного внешнего давления, но чаще ее определяют под нагрузкой, соответствующей

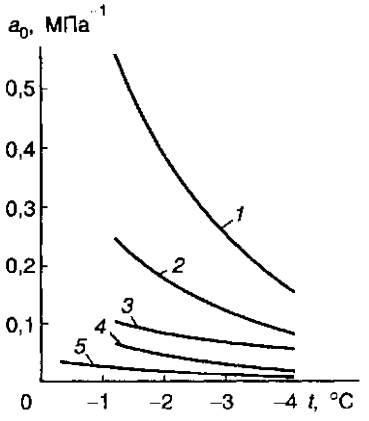


Рис. 14.27. Зависимость коэффициента сжимаемости мерзлых грунтов различной засоленности (Z) от температуры (*по О.А.Кондаковой, 1984*):

1, 2, 3 — глина при Z = 1, 7, 0,7 и 0% NaCl; *4* — супесь; *5* — песок

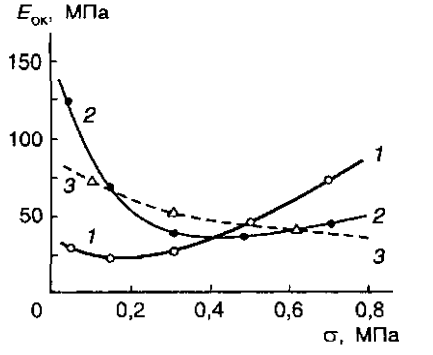


Рис. 14.28. Зависимость компрессионного модуля деформации ($E_{ок}$) среднего пылеватого суглинка с массивной криотекстурой (*1, 2*) и льда (*3*) от давления (σ) (*по А.Г.Бродской, 1962*):

1 — $t = -0{,}4°$, $i_{об} = 0{,}16$; *2* — $t = -4{,}0°$, $i_{об} = 0{,}34$; *3* — $t = -4{,}0$°С

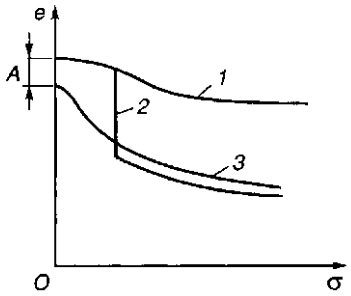


Рис. 14.29. Зависимость изменения коэффициента пористости (e) от нагрузки (σ) при оттаивании мерзлого грунта:

1 — мерзлый грунт; *2* — оттаивающий; *3* — оттаявший

или бытовому (природному) давлению, или весу сооружения. Осадка при оттаивании характеризуется относительным сжатием мерзлого грунта при переходе в талое состояние и вычисляется по результатам компрессионных испытаний по формуле:

$$\delta_м = (h_м - h_т)/h_м,$$

где $h_м$ — начальная высота образца мерзлого грунта естественного сложения; $h_т$ — высота того же образца грунта после перехода в талое состояние при той же уплотняющей нагрузке.

Согласно Г.И.Лапкину и Н.А.Цытовичу, сжатие оттаивающего грунта под нагрузкой складывается из осадки оттаивания, не зависящей от внешнего давления, и осадки, пропорциональной внешнему давлению. При этом изменение коэффициента пористости (e) мерзлого грунта при оттаивании и компрессионном сжатии описывается уравнением

$$e = A + a_к\sigma,$$

где A — коэффициент оттаивания, характеризующий изменение пористости грунта под действием собственного веса и за счет изменения объема льда при переходе его в воду (рис.14.29); $a_к$ — коэффициент компрессионного сжатия оттаявшего грунта.

Существует аналогия между осадкой при оттаивании и просадкой при замачивании грунтов, однако в первом случае ее причинами является изменение температурного режима грунта, а во втором — влажностного. Величина $\delta_м$ зависит от множества факторов, среди которых основными являются суммарная льдистость грунта, с ростом суммарной льдистости осадка при оттаивании увеличивается. По сравнению с уплотнением того же немерзлого грунта деформации осадки при оттаивании обычно намного выше в том же интервале нагрузок.

Кроме льдистости осадка при оттаивании определяется типом криогенной текстуры, зависящей от суммарной влажности, дисперсности и иных особенностей мерзлого грунта. Наибольшей осадкой при оттаивании обладают мерзлые глинистые грунты с сетчатой и слоистой криогенной текстурой, т.е. содержащие ледяные прослойки.

ПРОСАДОЧНОСТЬ – СПЕЦИФИЧЕСКОЕ ДЕФОРМАЦИОННОЕ СВОЙСТВО ГРУНТОВ

Просадочностью грунта называется его способность уплотняться при замачивании водой в условиях компрессии (т.е. без возможности бокового расширения) при сохранении действующей нагрузки[7]. Последняя реально возрастает за счет веса воды, которая проникает в образец или толщу грунта.

[7] В исследование закономерностей просадочности лёссовых грунтов большой вклад внесли Ю.М.Абелев, В.П.Ананьев, Л.Г.Балаев, В.И.Бехер, Н.В.Воляник, Б.Ф.Галай, Н.Я.Денисов, Н.Н.Комиссарова, В.И.Коробкин, В.А.Королев, Н.И.Кригер, В.И.Крутов, А.К.Ларионов, Г.А.Липсон, М.П.Лысенко, Г.А.Мавлянов, А.В.Минервин, Х.Л.Рахматуллаев, Е.М.Сергеев, Е.Н.Сквалецкий, В.Т.Трофимов, П.В.Царев, Я.Е.Шаевич и др.

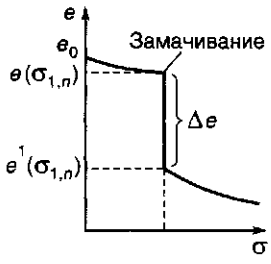


Рис. 14.30. Компрессионная кривая просадочного грунта с его замачиванием под нагрузкой $\sigma_{1,n}$

В общем случае просадочность может проявляться при замачивании грунта и отсутствии внешнего давления; однако чаще всего она определяется при замачивании грунтов, находящихся под нагрузкой $\sigma_{1,n}$, при этом компрессионная кривая в координатах $e = f(\sigma)$ имеет вид ломаной линии (рис. 14.30). В процессе испытаний грунта на просадочность выделяют три стадии: 1) предварительного уплотнения — деформирование образца до его замачивания возрастающей нагрузкой от 0 до $\sigma_{1,n}$, коэффициент пористости при этом уменьшается от e_0 до e; 2) просадки — дополнительное уплотнение образца при его замачивании под нагрузкой $\sigma_{1,n}$; коэффициент пористости при этом снижается от e до e'; 3) послепросадочной деформации — обусловленной компрессией уже просевшего грунта при давлениях > $\sigma_{1,n}$ (см. рис.14.30).

По компрессионной кривой рассчитываются параметры, характеризующие просадочность грунта: *коэффициент макропористости* $\Delta e = e - e'$ и *коэффициент относительной просадочности* (ε_{sl}), вычисляемый по формуле:

$$\varepsilon_{sl} = (h_p - h'_p)/h_o,$$

где h_p — высота образца грунта природной влажности, сжатого под бытовым (природным) давлением и весом сооружения $\sigma_{1,n}$; h'_p — высота того же образца после замачивания под той же нагрузкой $\sigma_{1,n}$; h_o — высота того же образца природной влажности, сжатого бытовым давлением.

Коэффициент макропористости (Δe) характеризует диапазон уменьшения пористости грунта за счет его просадки: чем он больше, тем более просадочный грунт. По величине коэффициента относительной просадочности (ε_{sl}) судят о склонности грунта к просадочности: согласно ГОСТ 25100-95, если $\varepsilon_{sl} \geq 0{,}01$, то такой грунт считается просадочным, и наоборот. Кроме этих показателей просадочные грунты характеризуются начальным давлением просадки (p_{sl}) и начальной влажностью (w_{sl}) просадки.

Начальным просадочным давлением (по СП 11-105-97) называется минимальное давление p_{sl}, при котором проявляются просадочные свойства грунтов при их замачивании. Чем оно ниже, тем более просадочным является данный грунт. *Начальной просадочной влажностью* (w_{sl}), согласно СП 11-105-97, называется минимальная влажность, при которой проявляются просадочные свойства у данного грунта. Чем ниже ее величина, тем большей просадочностью обладает грунт.

Механизм просадки грунтов обусловливается разрушением и ослаблением структурных связей в грунте (за счет увлажнения) и его последующим доуплотнением под действием собственного веса и (или) внешней нагрузки. В процессе просадки существенно меняется микростроение грунта: крупные агрегаты распадаются, крупные макропоры смыкаются, частицы формируют более плотную упаковку и т.д. (рис. 14.31).

Поэтому просадочностью обладают лишь недоуплотненные (имеющие высокую пористость), маловлажные грунты с неводостойкими структурными связями (переходные контакты между частицами). Этим условиям в наибольшей мере отвечают лёссовые грунты, которые, как правило, всегда обладают

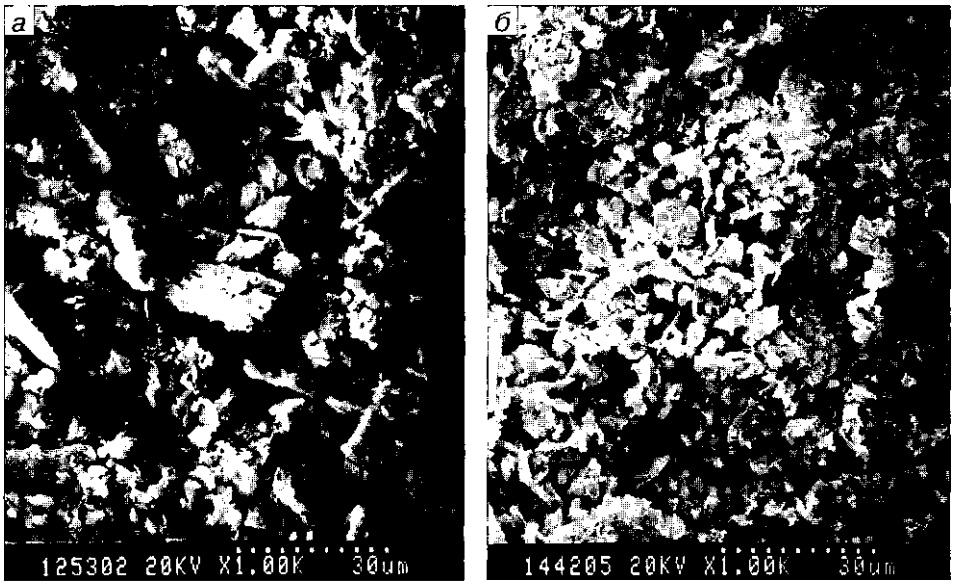


Рис. 14.31. Микростроение лёссовидного суглинка (Таджикистан, окраина Душанбе) до (*а*) и после (*б*) просадки (*по В.А.Королеву, 1989*)

той или иной просадочностью. Однако кроме них она наблюдается и в других типах дисперсных грунтов — почвах, выветрелых глинах, засоленных песках, вулканических пеплах, искусственных грунтах.

Таким образом, среди факторов, влияющих на просадочность лёссовых грунтов, на первом месте стоит их пористость (плотность). Многочисленные исследования показывают, что с ростом пористости просадочность лёссов при прочих одинаковых условиях увеличивается. В соответствии с этим зависимость коэффициента относительной просадочности лёссовых грунтов от их плотности является нелинейной и носит экспоненциальный характер (рис. 14.32), который для конкретных регионов может быть описан различными математическими функциями.

Большое влияние на просадочность оказывает влажность. Вода, поступая в поры грунта при его замачивании, выполняет роль смазки, облегчающей переориентацию частиц при их доуплотнении, а также ослабляет прочность структурных связей (переводя часть переходных контактов в коагуляционные, частично растворяя цементационные контакты и т.д.). Это один из видов проявления эффекта Ребиндера — понижения прочности дисперсных систем при внедрении в них жидких прослоек. Поскольку лёссовые грунты в основном формируются в аридных климатических условиях, то недостаток влаги в них способствует сохранению их недоуплотненности, а следовательно, и просадочности. С увеличением естественной влажности лёссовых грунтов их просадочность снижается, так как при этом грунт уже частично доуплотняется. Установлено, что просадка зависит и от степени заполнения пор водой: с ростом степени влажности коэффициент относительной просадочности лёссовых грунтов закономерно и нелинейно снижается (рис. 14.33). Для большинства лёссовых грунтов просадка возникает при степени влажности $S_r < 0{,}6—0{,}75$.

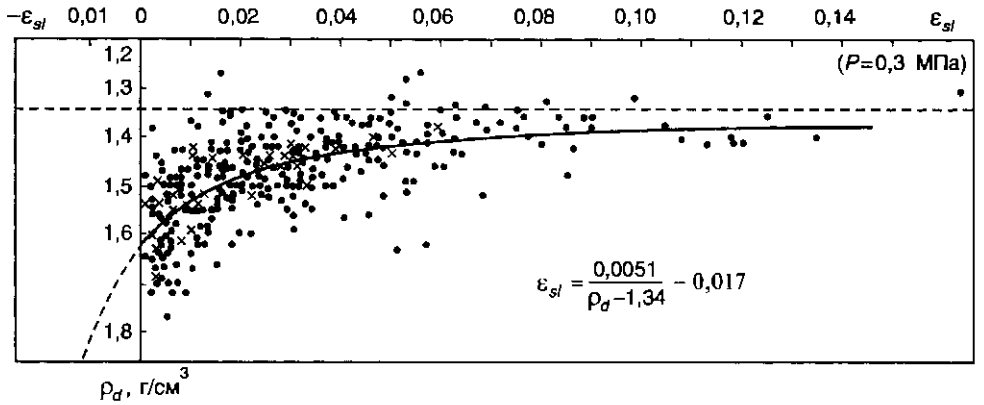


Рис.14.32. Зависимость коэффициента относительной просадочности (ε_{sl}) лёссов от их плотности (*по Н.Н.Комиссаровой, В.А.Минервину, 1986*)

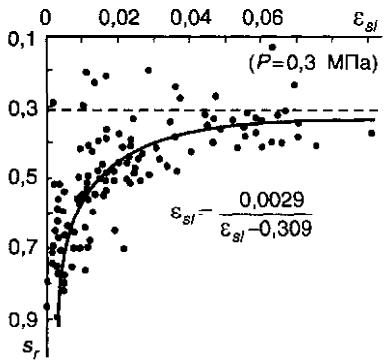


Рис. 14.33. Зависимость коэффициента относительной просадочности (ε_{sl}) лёссов от их степени влажности (S_r) (*по Н.Н.Комиссаровой, В.А.Минервину, 1986*)

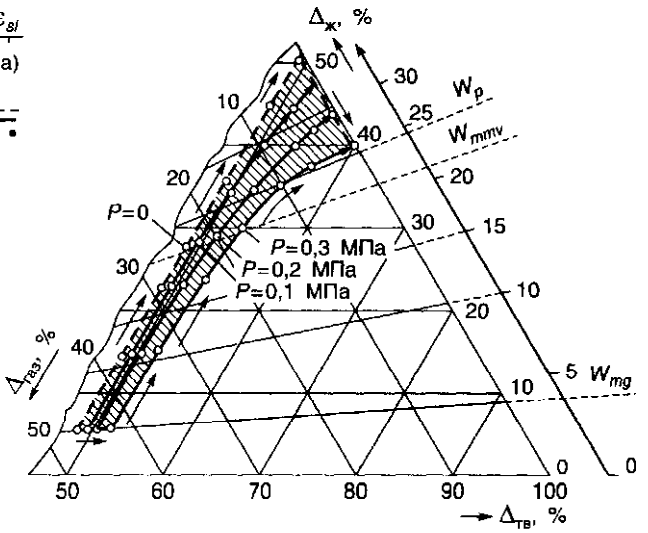


Рис. 14.34. Диаграмма изменения соотношения твердой, жидкой и газовой фаз в легкосуглинистом крупнопылеватом лёссе (Таджикистан, р.Сурхоб) при испытаниях на просадочность и замачивании образцов под разным давлением (P, МПа) (*по В.А.Королеву, 1989*)

Детальнее изменение соотношения твердой, жидкой и газовой фаз грунта в процессе просадочности можно проанализировать с помощью треугольной диаграммы фазового состава (рис.14.34). Как следует из этой диаграммы, уплотнение лёссового грунта при замачивании начинается лишь при достижении грунтом некоторой влажности, близкой к нижнему пределу пластичности (w_p), и степени влажности S_r, близкой к 0,7—0,75, но зависит также и от величины давления.

Зависимость коэффициента относительной просадочности от давления, при котором происходит замачивание образца, показана на рис.14.35. При этом могут наблюдаться три варианта этой зависимости. В первом случае (рис. 14.35, кривая *1*) грунт обладает просадочными свойствами при замачивании и без дополнительной нагрузки ($\sigma = 0$), при этом $\varepsilon'_{sl} > 0$. Во втором случае

грунт при замачивании без давления не проседает ($\varepsilon_{sl} = 0$), а его просадка начинается лишь при дополнительном давлении $\sigma > 0$ (кривая *2*). В третьем случае замачивание грунта без дополнительного давления приводит не к просадке, а к его набуханию: лишь при превышении давлением величины σ_1 значение ε_{sl} становится положительным (кривая *3*). Общий вид зависимости $\varepsilon_{sl} = f(\sigma)$ характеризуется кривой с максимумом, отвечающим некоторому давлению σ_m, при котором наблюдается наибольший для данного грунта коэффициент относительной просадочности. Для разных грунтов величина σ_m различна. Исходя из этого следует иметь в виду, что сравнивать между собой величины ε_{sl} для разных грунтов имеет смысл лишь при одинаковых условиях испытаний.

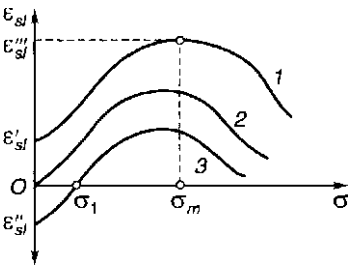


Рис. 14.35. Зависимость коэффициента относительной просадочности (ε_{sl}) грунтов от давления

14.3. Прочность грунтов

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Природа прочности и механизм разрушения грунтов. *Прочность грунтов* в широком смысле — это их способность сопротивляться разрушению. В общем случае разрушение грунта может быть вызвано силами разной природы (механическими, термическими, электрическими и др.). Поэтому выделяют соответствующие типы прочности грунтов по природе разрушающих воздействий. В инженерно-геологических целях, в первую очередь, важно знать *механическую прочность* грунтов, т.е. их способность сопротивляться разрушению под влиянием механических напряжений. Причем, если деформационные характеристики грунтов определяются при напряжениях, не приводящих к разрушению (т.е. до критических, см. разд. 14.2), то параметры прочности грунтов соответствуют критическим разрушающим напряжениям и определяются при предельных нагрузках, вызывающих либо разделение тела на части (для упругих грунтов), либо необратимое изменение формы тела в результате деформаций пластического течения (для пластичных грунтов).

Физическая природа прочности грунтов определяется силами взаимодействия между их структурными элементами — кристаллами, зернами, обломками, агрегатами, частицами и т.п., т.е. зависит от типа и особенностей структурных связей. Чем больше силы взаимодействия между структурными элементами грунта, тем выше его прочность в целом. Поэтому скальные грунты, в которых преобладают прочные химические (кристаллизационные и цементационные) структурные связи, имеют большую прочность, чем дисперсные грунты со слабыми физическими и физико-химическими структурными связями. Изучению природы прочности различных грунтов посвящены работы Ю.А.Векслера, С.С.Вялова, И.М.Горьковой, М.Н.Гольдштейна, Н.Я.Денисова, С.Н.Журкова, В.А.Королева, Н.С.Красиловой, В.Д.Ломтадзе, Н.Н.Маслова, С.Р.Месчяна, Дж.Митчелла, В.Н.Морозова, Г.Я.Новика, В.И.Осипова, В.В.Ржевского, Л.Т.Роман, В.Н.Соколова, Д.Н.Ставрогина, К.Терцаги и др.

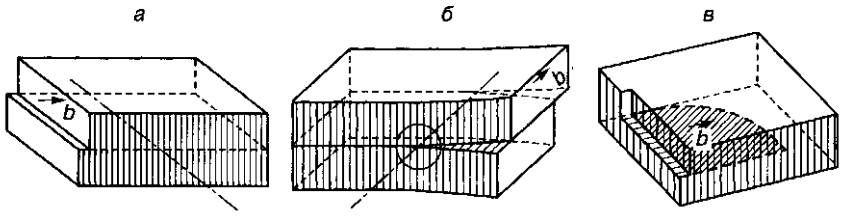


Рис.14.36. Схема развития краевой (*а*) винтовой (*б*) и смешанной (*в*) дислокаций; *b* — вектор смещения (вектор Бюргерса) (*по М.В.Классен-Неклюдовой и др., 1968*)

Исходя из теории контактных взаимодействий (см. разд. 8.3), прочность однородного тела R пропорциональна прочности единичного контакта (R_1) между структурными элементами и количеству этих контактов (χ) в единице объема грунта: $R = \chi R_1$. Однако реальные грунты являются существенно неоднородными по своей структуре: они содержат массу так называемых «дефектов структуры» — микротрещин, дислокаций, пор и других пустот, нарушающих ее периодичность случайным образом. Чем крупнее дефект, тем ниже прочность. Различают дефекты *разного ранга*: 1) дефекты минерала или кристалла (точечные, линейные, плоские, объемные); 2) дефекты агрегатов или межзеренные (разной формы); 3) дефекты представительного объема грунта (плоские и объемные). Элементарные дефекты, или дислокации, возникают в кристаллах и делятся на краевые, винтовые, петлеобразные и смещанные (рис.14.36).

В кристаллах дислокации выявляют методом травления, обрабатывая поверхность кристалла различными химическими реагентами. По форме образующихся ямок травления можно судить о типе той или иной дислокации в кристаллических грунтах (рис.14.37).

Иерархичность системы дефектов в грунтах проявляется во взаимной обусловленности ее элементов при любом внешнем, в том числе механическом, воздействии. При действии напряжений в кристаллических грунтах происходит перестройка дислокационных структур всех иерархических уровней. В дисперсных грунтах дислокации и неоднородности возникают в контактных зазорах между частицами. Между структурными элементами грунта существуют разные по природе типы контактов, прочность которых также не одинакова (см. гл.8). Поэтому реальная прочность грунта отличается от теоретической (иногда в 100—1000 раз) и определяется наличием в грунте структурных неоднородностей, а также удельным количеством в нем самых слабых структурных связей, которые при действии напряжений разрушаются в первую очередь (так называемое «слабое звено»).

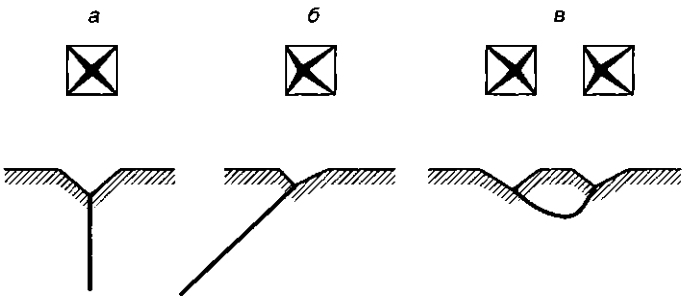


Рис.14.37. Форма ямок травления в плане (вверху) и в разрезе (внизу) в местах выхода краевой (*а*), винтовой (*б*) и петлеобразной (*в*) дислокаций (*по М.В.Классен-Неклюдовой и др., 1968*)

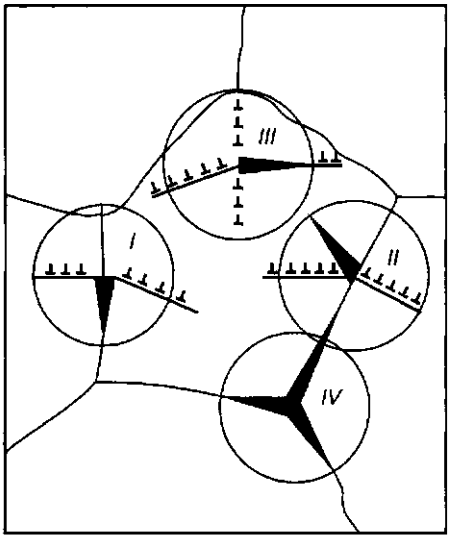


Рис.14.38. Типы микротрещин, возникающих при деформировании кристаллического грунта (*по Г.Я.Новику и М.Г.Зильбершмидту, 1994*):

I — межзеренные (межкристаллические); *II* — трансзеренные; *III* — в единичном зерне (внутризеренные), *IV* — клиновидные

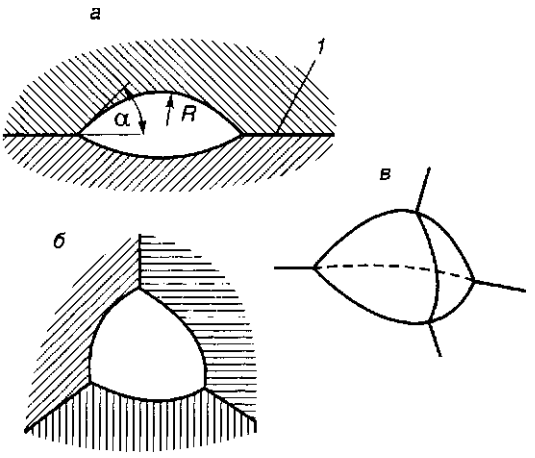


Рис.14.39. Поры пустот, образующихся на границе двух (*а*), трех (*б*) и четырех (*в*) зерен; *1* — граница зерна (*по Г.Я.Новику и М.Г.Зильбершмидту, 1994*)

Разрушение грунта по современным представлениям является *стадийным процессом*, протекающим во времени. **На первой** (начальной) **стадии** после приложения к образцу грунта напряжения (σ) он начинает деформироваться сначала упруго, затем пластически. При этом вокруг структурных неоднородностей возникают большие локальные напряжения, вызывающие рост дислокаций (в том числе и диффузионным путем). В этих местах зарождаются новые микротрещины или увеличиваются уже существующие (рис.14.38). Их концентрация в единице объема может быть очень большой, однако их размеры, определяемые масштабом структурных неоднородностей, не превышают критической величины r_c и разрушения образца при этом пока не происходит. Величина r_c, согласно теории Гриффитса для твердых тел, определяется выражением:

$$r_c \approx E\gamma/\sigma^2,$$

где E — модуль упругости; γ — удельная поверхностная энергия; σ — напряжение.

Освобождающаяся при росте трещины упругая энергия расходуется на энергию образования новой поверхности. Росту трещины всегда предшествует пластическая деформация, которая в дисперсных грунтах играет основную роль. Поэтому при оценке r_c в энергию γ должна быть включена работа пластической деформации γ_p; она может быть на несколько порядков больше истинной поверхностной энергии γ. Таким образом, начальная стадия разрушения характеризует лишь подготовку и зарождение дефектов в структуре грунта. Образование дефектов сопровождается различными явлениями: выделением звуковой энергии (акустическая эмиссия), выделением тепла, пьезоэффектом, магнитными эффектами и химическими преобразованиями. Все они могут быть оценены независимыми способами.

На второй стадии разрушения происходит увеличение концентрации дефектов в грунте. При этом часть из них в процессе деформирования может «залечиваться». Соотношение скоростей образования и роста дефектов ($v_р$) и их «залечивания» ($v_з$) определяет дальнейшую «судьбу» образца грунта: если $v_р < v_з$, деформации затухают и образец остается целым; если $v_р = v_з$, возникает состояние неустойчивого равновесия; если $v_р > v_з$ — деформации прогрессируют за счет слияния соседних дефектов и микротрещин. В поликристаллических грунтах при этом на границах зерен образуются различные пустоты (рис.14.39), а в дисперсных — пустоты между частицами и агрегатами. Форма пустот закономерно меняется в процессе деформирования.

В том случае, когда $v_р > v_з$, наступает **третья стадия** — стадия необратимого разрушения грунта. При этом благодаря последовательному слиянию близко расположенных микротрещин (пустот, пор и др.) одна из них достигает критического размера $r_с$, после чего она превращается в магистральную трещину, приводящую к необратимому разрушению образца на части. Если пластическая деформация велика не только вблизи поверхности разрушения, но и в объеме грунта, то разрушение называется вязким, а разрушение без заметных следов пластического деформирования — хрупким.

Длительность протекания указанных трех стадий зависит от условий испытаний и типа грунта, а их особенности изучаются реологией грунтов (см. разд. 14.4). Таким образом, в процессе разрушения грунта происходит существенная перестройка его структуры, особенно в окрестности поверхности нарушения сплошности (поверхности разрыва). Изменение структуры и текстуры дисперсных грунтов в зоне сдвига изучали С.С.Вялов, В.А.Королев, Р.В.Максимяк, Н.Р.Моргенштерн, В.И.Осипов, В.Н.Соколов, И.С.Чаленко и др.

Было установлено, что непосредственно в зоне сдвига дисперсных связных грунтов происходит постепенный поворот частиц в направлении сдвига, вызывающий и изменение формы пор (рис.14.40), затем появляются микротрещины, растущие от краев к центру образца, а по мере увеличения деформаций сдвига их число растет. В итоге трещины сливаются в одну поверхность разрыва, разделяющую образец на две части.

Вероятность встретить в образце грунта «слабое звено» (ту или иную неоднородность) тем выше, чем больше объем образца. Поэтому прочность образцов грунта малого размера всегда выше, чем образцов большого размера. В этом заключается суть так называемого «*масштабного эффекта*» при оценке прочности грунтов. По этой же причине прочность единичного кристалла всегда выше прочности поликристаллического образца грунта того же минерального состава.

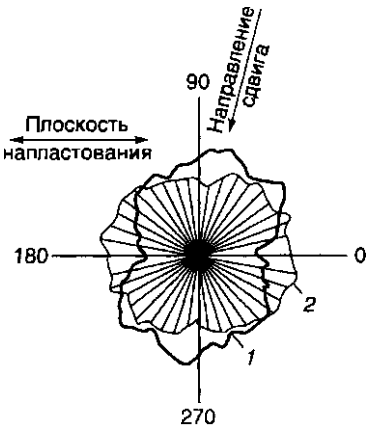


Рис. 14.40. Диаграмма переориентации пор в озерно-ледниковой глине в зоне сдвига (*1*) и в исходном грунте (*2*) при трехосном сжатии (*по В.А.Королеву, 1986*)

Критерии и параметры прочности грунта. Прочность грунтов определяется при действии на них критических механических напряжений, приводящих к разрушению образца. Поскольку на испытываемый образец могут действовать разные

по виду напряжения (нормальные, касательные, объемные или их совокупность), то в качестве *меры прочности* грунта могут быть выбраны и разные виды критических напряжений или их соотношения. Именно такие меры являются *техническими параметрами прочности*. Кроме того, условия приложения напряжений к образцу также могут быть различны (с разной скоростью, периодичностью и т.д.). В силу этих причин не существует какого-либо одного универсального технического параметра прочности грунтов.

Поэтому при оценке прочности грунтов чаще всего используют *теорию предельного состояния*[8], согласно которой определяют те или иные параметры критических (предельных) значений напряжений, которые может выдержать образец грунта без разрушения. Они соответствуют разным типам напряженного состояния грунта, в котором может находиться грунт и которое может характеризоваться величинами главных напряжений σ_1, σ_2 и σ_3, причем $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. В качестве таковых состояний чаще всего рассматриваются: *одноосное сжатие* (когда $\sigma_1>0$, $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$), *одноосное растяжение* ($\sigma_1<0$, $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$), *плоскостной сдвиг* ($\sigma_1 >0$, $\tau >0$) и *трехосное сжатие* ($\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3 > 0$).

При *одноосном сжатии* прочность грунта оценивается величиной временного сопротивления сжатию ($R_{сж}$), определяемого из соотношения:

$$R_{сж} = P_{сж}/S,$$

где $P_{сж}$ — предельная (минимальная разрушающая) нагрузка одноосного сжатия на образец, Н; S — площадь поперечного сечения образца, м². Величина $R_{сж}$ измеряется в единицах напряжения, Па.

Прочность на одноосное сжатие $R_{сж}$ соответствует критерию прочности, предложенному Галилеем (*первая теория прочности*), согласно которому разрушение тела наступает в тот момент, когда сжимающее нормальное напряжение σ достигнет критического (предельного) значения σ^*, т.е.

$$R_{сж} = \sigma^* = \text{const}.$$

При *одноосном растяжении* прочность грунта оценивается величиной временного сопротивления растяжению ($R_р$), определяемого из формулы:

$$R_р = P_р/S,$$

где $P_р$ — предельная (минимальная разрушающая) нагрузка одноосного растяжения на образец, Н; S — площадь поперечного сечения образца, м². Величина $R_р$ также измеряется в единицах напряжения, Па.

Для одного и того же грунта прочность на растяжение всегда меньше прочности на сжатие, т.е.

$$R_р < R_{сж}.$$

Это обусловлено тем, что при растяжении за счет разрыва структурных связей развиваются большие необратимые деформации, тогда как при сжа-

[8] Основные положения теории предельного равновесия (состояния) были разработаны в трудах Ш.Кулона (1773), В.Ренкина (1857), К.Мора, Л.Прандтля (1920), а затем обобщены в работах В.В.Соколовского, В.Г.Березанцева и др. Детальнее теории предельного равновесия рассматриваются в курсе механики грунтов.

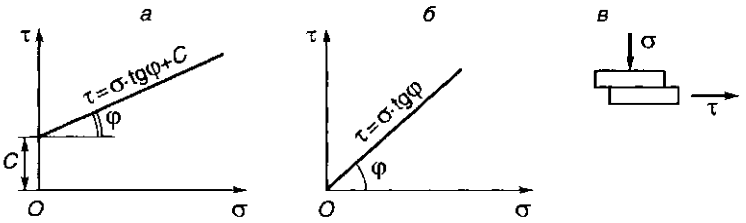


Рис. 14.41. Зависимость сопротивления сдвигу связного (*а*), несвязного (сыпучего) (*б*) грунта и схема испытаний на сдвиг (*в*)

тии часть структурных связей может лишь деформироваться, но не разрушаться. Лишь для идеально пластичных тел в условиях так называемого чистого сдвига (когда $\tau = \sigma_1 = -\sigma_3$) величины $R_р$ и $R_{сж}$ становятся равны.

При *сдвиге* (одноплоскостном срезе) прочность грунта зависит от соотношения величин нормального сжимающего (σ) и касательного сдвигающего (τ) напряжений, действующих на одной площадке: чем больше вертикальная сжимающая нагрузка на образец грунта, тем большее сдвигающее напряжение надо приложить к образцу для его среза. Поэтому в данном случае прочность нельзя характеризовать критическими параметрами напряжений (σ или τ), так как они являются переменными. Разрушение грунта происходит лишь при определенном соотношении σ и τ. Взаимосвязь предельных касательных и нормальных напряжений $\tau = f(\sigma)$ описывается линейным уравнением, представляющим собой уравнение предельного равновесия (закон Кулона[9]):

$$\tau = \sigma \cdot \mathrm{tg}\varphi + c,$$

где φ — угол внутреннего трения, град; $\mathrm{tg}\varphi$ — коэффициент внутреннего терния; c — сцепление, МПа.

Здесь φ равен углу наклона прямой в координатах $\tau = f(\sigma)$, а величина сцепления c равна отрезку, отсекаемому на оси τ, т.е. при $\sigma = 0$ (рис. 14.41). Выше этой прямой лежит опасная область соотношений σ и τ, ниже — безопасная область. Для сыпучих грунтов, не обладающих сцеплением ($c = 0$), закон Кулона упрощается:

$$\tau = \sigma \cdot \mathrm{tg}\varphi.$$

Таким образом, φ и c являются параметрами прочности грунта на сдвиг. Это важнейшие характеристики, используемые в инженерных расчетах прочности и устойчивости массивов грунтов.

С углом внутреннего трения φ в некоторых случаях отождествляют угол естественного откоса φ_0, определяемый у несвязных грунтов. Углом естественного откоса называется угол наклона поверхности свободно насыпанного грунта к горизонтальной плоскости. Он формируется за счет сил трения частиц, уравновешивающих их гравитационную составляющую. В тех случаях, когда сопротивление сдвигу частиц определяется лишь силами трения, угол естественного откоса совпадает с углом внутреннего трения ($\varphi = \varphi_0$). Однако в

[9] **Шарль Кулон** (*1736—1806*) — французский физик, член Парижской АН, автор работ по механике, статике сооружений, изучению трения, открыл закон взаимодействия электрических зарядов и др.

реальных грунтах сопротивление сдвигу зависит не только от сил трения, но также от зацепления частиц и других факторов, влияющих на φ, т.е.

$$\varphi = \varphi_т + \varphi_з + \varphi_с + ...,$$

где $\varphi_т$ — составляющая за счет трения; $\varphi_з$ — то же за счет зацепления; $\varphi_с$ — то же за счет среза частиц. Составляющая $\varphi_т$ зависит от минерального состава частиц, наличия поверхностных пленок и др., $\varphi_з$ — от шероховатости поверхности и плотности упаковки частиц, а $\varphi_с$ — от окатанности и формы частиц.

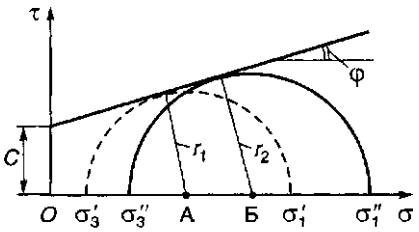


Рис. 14.42. Диаграмма Мора для предельных напряжений в условиях трехосного сжатия грунта

Поэтому значения φ и φ_0 обычно различаются, особенно для плотных и неоднородных по структуре песков. Однако угол естественного откоса φ_0 является легко определяемой и удобной характеристикой прочности несвязных грунтов, в том числе в полевых условиях, при оценке угла наклона поверхности обнажений и естественных откосов грунтовых массивов.

При **трехосном сжатии** прочность грунта в общем зависит от соотношения главных нормальных напряжений σ_1, σ_2 и σ_3. Чаще всего испытания на трехосное сжатие проводят по такой схеме соотношения главных напряжений, когда $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 > 0$. В этом случае зависимость $\tau = f(\sigma)$ строится с помощью кругов Мора[10], радиус которых $r = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$ (рис.14.42).

Проведя испытания на трехосное сжатие грунта не менее чем при двух соотношениях σ_1 и σ_3 и построив с помощью кругов Мора предельную огибающую к ним вида $\tau = f(\sigma)$, согласно теории прочности Кулона—Мора определяют значения φ и c, которые в условиях трехосного сжатия и являются параметрами прочности грунта.

Для главных напряжений условие Кулона—Мора имеет вид:

$$\sin\varphi = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3 + 2H},$$

где $H = c/\mathrm{tg}\varphi$ — сопротивление всестороннему растяжению.

Более сложные виды напряженных состояний (при кручении, изгибе и др.) реже встречаются при инженерно-геологическом изучении прочности грунтов. Таким образом, в качестве основных технических параметров прочности грунтов в зависимости от вида испытаний и напряженного состояния грунта являются временное сопротивление сжатию ($R_{сж}$) и растяжению ($R_р$), угол внутреннего трения (φ) и сцепление (c). Выбор тех или иных параметров прочности при исследованиях определяется условиями работы грунта и его реальным напряженным состоянием. Методы, аппаратура и методики определения указанных параметров прочности описаны в руководствах по изучению физико-механических свойств грунтов.

Наряду с рассмотренными выше техническими (механическими) параметрами прочности в последнее время все больше внимания уделяется опен-

[10] **Кристиан Мор** (*1835—1918*) — немецкий ученый в области строительной механики и сопротивления материалов, создатель одной из теорий прочности и графических методов определения напряжений при сложном напряженном состоянии.

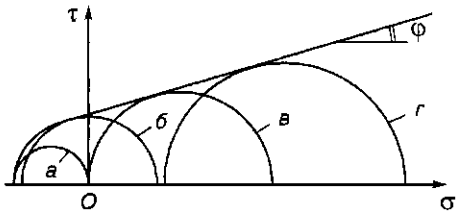


Рис. 14.43. Диаграмма Кулона—Мора при испытании на прочность грунта в условиях растяжения (*а*), чистого сдвига (*б*), одноосного сжатия (*в*) и трехосного сжатия (*г*)

ке *кинетических параметров прочности* грунтов, определяемых в соответствии с **кинетической теорией прочности**[11]. Она основана на учете влияния теплового движения атомов в теле на развитие процесса его разрушения. Согласно этой теории, время пребывания тела от начала момента его нагружения до момента разрушения под нагрузкой σ (или его долговечность $t_р$) определяется уравнением, установленным С.Н.Журковым (1957):

$$t_р = t_0 \exp\left(\frac{U_0 - \gamma\sigma}{kT}\right),$$

где U_0 — эффективная энергия активации процесса разрушения; t_0 — временная константа, равная периоду теплового колебания атомов ~10^{-12}—10^{-13} с; γ — константа, зависящая от структуры грунта; k — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура.

Это уравнение $t_р = f(\sigma)$, аналогичное по виду формуле Френкеля, многократно проверялось для различных типов талых и мерзлых грунтов и показало хорошую сходимость с экспериментами. Величины констант, входящих в него (U_0, t_0, γ), легко определяются в опытах на разрушение грунтов при нескольких значениях температуры, а само уравнение позволяет прогнозировать разрушение грунтов в различных термодинамических условиях.

Влияние условий испытаний на величину прочностных характеристик грунта. Прочность грунтов в общем случае зависит от совокупности внешних и внутренних факторов. К основным внешним факторам относятся: вид напряженного состояния, условия проведения испытаний (закрытая или открытая система, влияние порового давления и т.п.), характер нагружения образца (статическое или динамическое), скорость нагружения, температура и др.

Влияние вида *напряженного состояния* на прочность грунтов ясно из рассмотренных выше механических критериев прочности грунтов. Его можно также проанализировать с помощью диаграммы Кулона—Мора для какого-либо одного грунта (рис. 14.43).

Из диаграммы следует, что один и тот же грунт в зависимости от вида напряженного состояния будет иметь различные величины предельных параметров прочности: их наименьшее значение характерно для условий простого одноосного растяжения (разрыва) $R_р$ и чистого сдвига ($\sigma_1 = -\sigma_3 = \tau$); значение прочности на одноосное сжатие $R_{сж}$ будет выше, т.е. $R_р > \sigma_1 = \tau > R_{сж}$.

В общем случае в широком диапазоне напряжений зависимость $\tau = f(\sigma)$ является нелинейной (рис.14.44). Однако для практических инженерно-геоло-

[11] Основы этой теории базируются на представлениях статистической физики о вероятностном распределении активированных атомов в телах. Согласно закону Больцмана, среднее число активированных атомов равно $N = N_0 \exp(-U/kT)$, где U — энергия активации; k — постоянная Больцмана; N_0 — число активированных атомов при $T \to 0$; T — абсолютная температура. Исходя из этого Я.И.Френкель установил время между двумя последовательными флуктуациями одного атома в виде: $t_{фл} = t_0 \exp(U/kT)$, где t_0 — временная константа, равная периоду тепловых колебаний атомов $t_0 = 10^{-12}$—10^{-13} с.

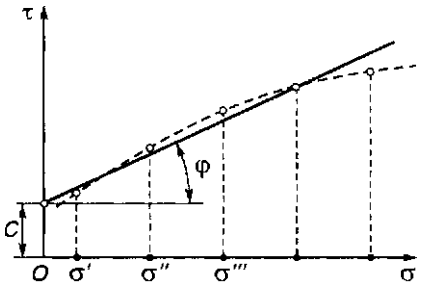


Рис.14.44. Зависимость сопротивления грунта сдвигу от нормальной нагрузки в широком диапазоне давлений (*по П.Л.Иванову, 1991*)

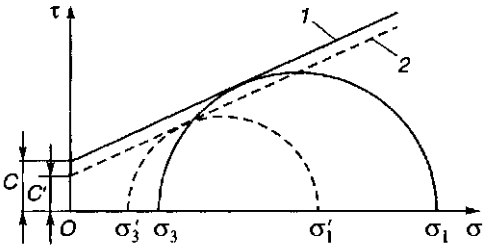


Рис. 14.45. Диаграмма Кулона—Мора для общего (*1*) и эффективного (*2*) напряжения

гических целей при небольшом диапазоне давлений эту зависимость принимают линейной.

К *условиям испытаний*, влияющим на прочность грунтов, прежде всего относятся закрытая или открытая схема испытаний, а также наличие или отсутствие порового давления в грунте. При определении прочности водонасыщенных грунтов в условиях закрытой системы грунт изолирован от внешней среды, он не может впитывать или отдавать воду при нагружении, его влажность остается постоянной. Возникающее при нагружении образца поровое (или нейтральное) давление (u) увеличивается пропорционально приложенной нагрузке (σ) вплоть до момента разрушения образца или остается постоянным при данном постоянном напряжении σ.

При определении прочности в условиях открытой системы (дренированные испытания) из грунта при нагружении может отжиматься вода. За счет этого возникающее при передаче на грунт нагрузки σ поровое давление u постепенно рассеивается и при медленном нагружении оно может упасть до нуля. В не полностью водонасыщенных грунтах поровое давление не учитывают.

Чем больше поровое давление u, тем меньшая часть внешнего давления σ передается на скелет грунта. Для учета влияния порового давления, согласно К.Терцаги[12], вводят «эффективное давление» σ', равное разности между внешним сжимающим напряжением σ и поровым давлением u, т.е. $\sigma' = \sigma - u$. Тогда уравнение Кулона с учетом порового давления принимает вид:

$$\tau = \sigma' \cdot \mathrm{tg}\varphi + c' \text{ или } \tau = (\sigma - u) \cdot \mathrm{tg}\varphi + c',$$

где σ' — эффективное давление; u — поровое давление; c' — удельное сцепление (в терминах эффективных напряжений). Графически влияние порового давления ($u = \sigma_3 - \sigma_3'$) на параметры сопротивления сдвигу грунта показаны на рис. 14.45.

Таким образом, поскольку параметры сопротивления сдвигу водонасыщенных грунтов зависят от условий дренирования, то их определяют по разным схемам испытаний: 1) неконсолидированно-недренированное, или быстрое испытание; 2) консолидированно-недренированное, или ускоренное; 3) консолидированно-дренированное, или медленное испытание. Выбор той

[12] **К.Терцаги** (*1883–1963*) — американский инженер-геолог и ученый, один из основателей механики грунтов, основатель (1936) и первый президент Международного общества по механике грунтов и фундаментостроению.

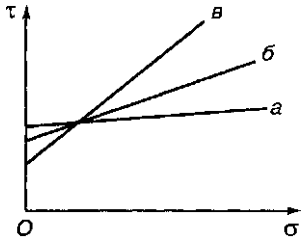


Рис. 14.46. Диаграммы сдвига одного и того же связного грунта, определенные в условиях быстрого (*а*), ускоренного (*б*) и медленного (*в*) сдвига

или иной схемы определяется задачей исследований и соответствием работы грунта реальным условиям.

Из этого также следует, что параметры прочности зависят от **скорости нагружения** образца. Подробнее этот фактор изучается реологией грунтов (см. разд. 14.4). Здесь же отметим, что параметры сопротивления скальных и связных грунтов сдвигу, угол внутреннего трения φ и сцепление *c* различны для одного и того же грунта, испытываемого в условиях быстрого, ускоренного или медленного сдвига (рис. 14.46). Как видно из приведенных данных, с уменьшением скорости нагружения (увеличением длительности испытаний) величина удельного сцепления закономерно снижается, а угол внутреннего трения возрастает.

Характер нагружения, также влияющий на параметры прочности грунтов, проявляется в разных способах передачи на грунт внешних напряжений. Они могут быть статическими (при действии постоянных или медленно меняющихся нагрузок) или динамическими (при действии переменных, циклических, периодических, импульсных нагрузок и др.). Особенности и закономерности разрушения одного и того же грунта в статических или динамических условиях различны. Поэтому при динамических воздействиях прочность грунтов изучается специальными способами (см. разд. 14.5).

Температура — очень существенный внешний фактор, влияющий на прочность практически всех грунтов. Влияние отрицательной температуры на прочность мерзлых грунтов связано с фазовыми переходами в них «вода—лед», что обусловливает специфические особенности их прочности.

Повышение температуры приводит к увеличению кинетической энергии атомов и молекул всех компонентов грунта. В результате растет проявление пластических свойств при нагружении образца. В области положительной температуры нагрев образца грунта приводит к ослаблению структурных связей и, как следствие, — к уменьшению параметров прочности на сжатие, растяжение или сдвиг. На рис. 14.47 показаны диаграммы Кулона—Мора для морской полиминеральной (гжельской) глины, испытанной на прочность при температурах 1, 20 и 60°С и разном напряженном состоянии. Как следует из полученных данных, с ростом температуры существенно уменьшается временное сопротивление сжатию ($R_{сж}$), растяжению ($R_р$), а также сцепление (c) и угол внутреннего трения (φ) глины.

Исходя из уравнения С.Н.Журкова для долговечности $t_р$ следует, что с ростом температуры долговечность грунтов снижается. Кроме того, из ее анализа вытекает, что при одинаковой длительности воздействия напряжения с ростом температуры грунт разрушается при меньшем напряжении[13].

Таким образом, нагревание увеличивает проявление пластичности, а охлаждение — проявление хрупкости. Такая закономерность проявляется лишь в условиях закрытой системы, т.е. без возможности испарения влаги из образца

[13] На этом основана так называемая температурно-временная аналогия прочности, согласно которой увеличение температуры влияет на разрушение грунта аналогично увеличению времени воздействия напряжения.

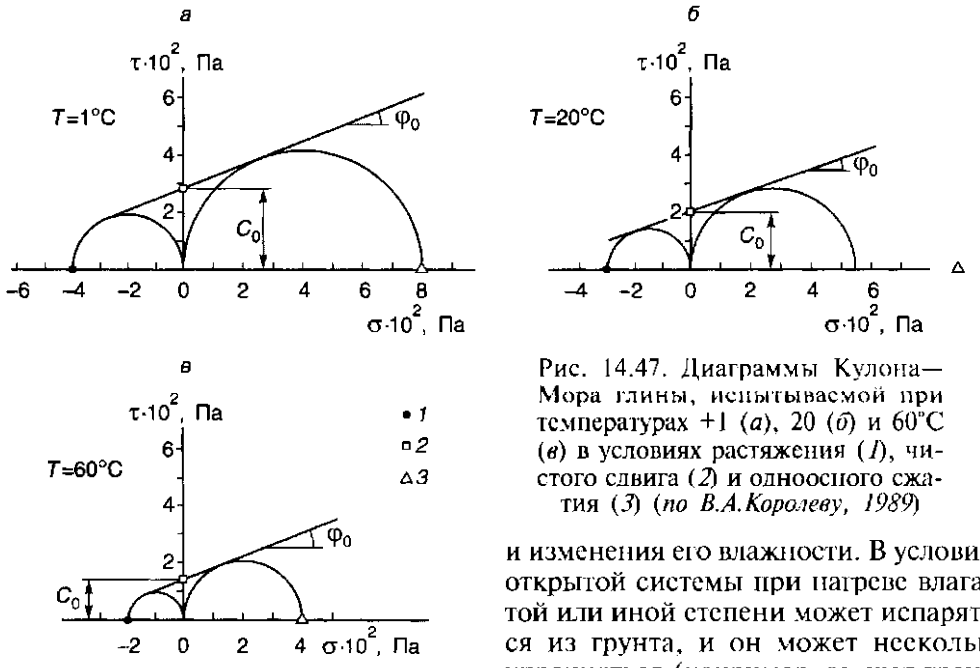


Рис. 14.47. Диаграммы Кулона—Мора глины, испытываемой при температурах +1 (*а*), 20 (*б*) и 60°С (*в*) в условиях растяжения (*1*), чистого сдвига (*2*) и одноосного сжатия (*3*) (*по В.А.Королеву, 1989*)

и изменения его влажности. В условиях открытой системы при нагреве влага в той или иной степени может испаряться из грунта, и он может несколько упрочняться (например, за счет трансформации коагуляционных контактов в переходные или точечные в глинистых грунтах).

Существенное влияние на прочность любых грунтов оказывает *колебание температуры*. Периодическое нагревание и охлаждение грунта приводит к возникновению в нем термических напряжений между структурными элементами и росту числа дефектов. М.М.Филатовым (1936) было установлено, что циклическое нагревание (до +40°С) и охлаждение (до −10°С) гранитов снижало их прочность на 30—40 МПа.

Наряду с внешними факторами, прочность грунтов определяется действием большого числа внутренних факторов — минерального состава, структурно-текстурных особенностей и др.

СОПРОТИВЛЕНИЕ ГРУНТОВ ОДНООСНОМУ СЖАТИЮ

Сопротивление одноосному сжатию скальных грунтов. У различных типов скальных грунтов прочность на одноосное сжатие меняется в широких пределах: наибольшая у магматических и метаморфических грунтов, а наименьшая у осадочных скальных грунтов и выветрелых разностей (табл. 14.6).

Структурно-текстурные особенности грунтов являются самым важным внутренним фактором, определяющим величину временного сопротивления сжатию. При испытаниях на одноосное сжатие наибольшие значения $R_{сж}$ (при прочих одинаковых условиях) будут характерны для скальных грунтов с прочными фазовыми (цементационными и кристаллизационными) контактами, а наименьшие — для грунтов со смешанными или переходными (точечными) контактами. При этом характер диаграммы «нагрузка—деформация», а также тип деформирования будет различным для хрупких, хрупко-пластичных и пластичных грунтов (рис.14.48).

Таблица 14.6

Временное сопротивление сжатию основных типов скальных грунтов

Группы скальных грунтов	Подгруппы и типы грунтов	Временное сопротивление сжатию $R_{сж}$, МПа
Магматические	Интрузивные:	
	граниты	80—380
	диориты	140—310
	сиениты	100—220
	габбро	190—320
	Эффузивные	
	порфириты	130—260
	андезиты	80—260
	базальты	90—460
Метаморфические	Кварциты железистые	220—380
	Скарны	180—270
	Скарнированные диориты	94—180
	Сланцы песчанистые	12—89
	Сланцы глинистые	7—87
Осадочные	Доломиты	12—150
	Известняки:	
	кремнистые	140—240
	хемогенные	5—95
	глинистые	24—35
	Песчаники	5—150
	Алевролиты	12—40
	Аргиллиты	16—51
	Каменная соль	26—28
	Ангидрит	69—87

Дисперсность грунтов также оказывает сильное влияние на параметры прочности. Ее воздействие на прочность проявляется в том, что с ростом дисперсности (уменьшением размера частиц, зерен, кристаллов и др.) в единице объема грунта увеличивается число контактов между структурными элементами. Вследствие этого увеличивается и прочность структуры в целом. Поэтому, например, мелкозернистые и мелкокристаллические скальные грунты всегда имеют большие значения прочности на сжатие, чем их крупнозернистые или крупнокристаллические разности (при прочих одинаковых условиях). Наряду с дисперсностью большое влияние на прочность оказывают *однородность* (неоднородность) структуры. Как указывалось выше, наличие в структуре грунта неоднородностей различного порядка (ранга), представленных дефектами кристаллов, микротрещинами, пустотами, порами и другими формами, приводит к снижению прочности на сжатие, так как любая неоднородность может стать «зародышем» магистральной трещины или поверхности разрушения. Поэтому наибольшей прочностью на сжатие при прочих одинаковых условиях обладают скальные грунты с наиболее однородной, «бездефектной» структурой. Такая структура характерна для многих равномерно зернистых разностей магматических (например, гранитов) и метаморфических грунтов (мраморов, кварцитов и др.), а также многих типов осадочных скальных грунтов (хемогенных известняков, доломитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов). Все эти грунты с однородной структурой, как правило, отлича-

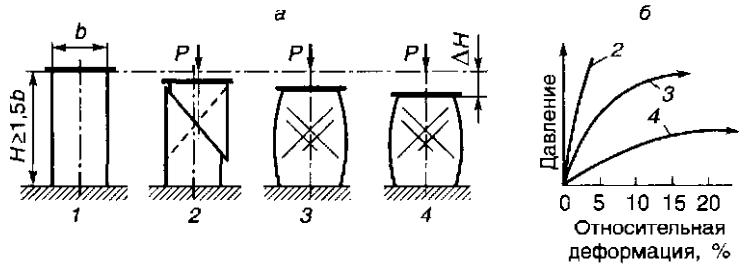


Рис.14.48. Характер деформирования грунтов при одноосном сжатии (*Грунтоведение, 1971*):

а — внешний вид образца до (*1*) и после (*2—4*) сжатия; *2* — хрупкое разрушение; *3* — полухрупкое разрушение; *4* — пластичное разрушение; *б* — диаграмма «давление — деформация»

ются более высокими прочностными характеристиками по сравнению с их неоднородными разностями.

Пористость и трещиноватость грунтов, являясь элементами их неоднородностей, влияют на значения параметров прочности однозначно: чем больше пористость и трещиноватость грунта, тем ниже значения его временного сопротивления сжатию. Поскольку с увеличением степени *выветрелости* грунтов обычно увеличивается их пористость или трещиноватость, то при этом снижаются и их прочностные показатели. Выветрелые разности любых грунтов всегда имеют более низкую прочность на одноосное сжатие.

Состав и количество поровой жидкости сильно влияют на временное сопротивление сжатию любых скальных грунтов. Как отмечалось выше (см. гл.8), состав и количество жидкого компонента влияет на удельную поверхностную энергию грунта и тем самым влияет на величину работы, совершаемой по разрыву структурных связей, и создание новой поверхности (поверхности разрыва) при разрушении образца грунта. Поэтому контакт твердой фазы грунта с поверхностно-активной средой (жидкостью или газом) приводит к снижению прочности (эффект Ребиндера). В грунтах такой поверхностно-активной средой чаще всего является вода и водные растворы (см. гл.4). Неполярные жидкости (керосин, нефть и др.) почти не снижают прочность грунтов. Вода же, внедряясь по порам и микротрещинам в глубь грунта, ослабляет структурные связи и увеличивает дефектность структуры грунта в целом. В результате этого любой водонасыщенный грунт всегда имеет более низкую прочность, чем тот же грунт в сухом состоянии. Согласно СНиП 2.02.01-83, подразделение грунтов по прочности на одноосное сжатие проводится для водонасыщенного состояния (табл.14.7) и по коэффициенту размягчаемости.

Коэффициент размягчаемости k_{sof} определяется при испытаниях на одноосное сжатие как отношение прочности водонасыщенного грунта (R_w) к прочности того же воздушно-сухого грунта (R_g)

$$k_{sof} = R_w / R_g.$$

Величина коэффициента размягчаемости k_{sof} меняется от 0 до 1: если $k_{sof} \geq 0{,}75$, то грунт считается неразмягчаемым; если $k_{sof} < 0{,}75$, то грунт относится к категории размягчаемых. Среди скальных грунтов наибольшая размягчаемость характерна для грунтов с неводостойкими структурными связями;

Таблица 14.7

Предел прочности грунтов на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии

(по СНиП 2.02.01-83)

Разновидности скальных грунтов по прочности	Временное сопротивление сжатию $R_{сж}$, МПа
Очень прочные	> 120
Прочные	50- 120
Средней прочности	15 50
Малопрочные	5—15
Полускальные	
пониженной прочности	3 5
низкой прочности	1 3
весьма низкой прочности	< 1

например, глинистые сланцы, песчаники с глинистым цементом, алевролиты, аргиллиты, мел, мергель и др.

Сопротивление одноосному сжатию дисперсных грунтов. Величина временного сопротивления сжатию дисперсных грунтов зависит от минерального состава, структурно-текстурных особенностей, влажности и консистенции, состава и концентрации поровой жидкости и др.

Влияние минерального состава проявляется через связанную с ним дисперсность и характер структурных связей. При испытаниях на одноосное сжатие дисперсных грунтов наибольшие значения $R_{сж}$ (при прочих одинаковых условиях) характерны для грунтов с прочными смешанными и переходными контактами, а наименьшие — для грунтов со слабыми коагуляционными контактами. При одинаковой пористости наибольшая прочность на сжатие характерна для глин монтмориллонитового состава, а наименьшая — каолинитового (рис. 14.49). Это легко объясняется различиями в дисперсности данных глин: наибольшее число «соседей» (т.е. число контактов) вокруг одной частицы будет в высокодисперсных монтмориллонитовых глинах, а наименьшее — в каолинитовых.

Дисперсные грунты природного сложения имеют более высокую прочность на сжатие, чем те же грунты нарушенного сложения. Для оценки этого используют показатель, называемый чувствительностью, или показателем структурной прочности, который определяется как отношение временного сопротивления сжатию грунта в естественном ($R_{сж}^{е}$) и нарушенном ($R_{сж}^{н}$) сложении, т.е $S_t = R_{сж}^{е}/R_{сж}^{н}$. Величина S_t меняется от 1,2—1,5 для нелитифицированных глинистых грунтов до 10—16 и более для литифицированных.

Текстура дисперсных грунтов также влияет на величину их временного сопротивления сжатию, обусловливая анизотропию прочности. Как было установлено М.Ворслевым (1960), временное сопротивление сжатию глин с ориентированной текстурой зависит от соотношения ориентации частиц грунта с направлением приложения сжимающей нагрузки: максимальная величина $R_{сж}$ наблюдается при сжатии грунта перпендикулярно слоистости или ориентации частиц.

Влажность очень сильно влияет на временное сопротивление сжатию дисперсных, особенно пылеватых и глинистых, грунтов. В зависимости от количества воды той или иной категории глинистый грунт может находится в различной консистенции от твердой до текучей. В соответствии с этим его прочность на одноосное сжатие изменяется в широких пределах (табл. 14.8). Наибольшей прочностью обладают глинистые грунты твердой консистенции, для которых характерен хрупкий тип разрушения и смешанные (включая цементационные и переходные) контакты, а наименьшей прочностью — глинистые грунты текучей консистенции, для которых характерен вязко-плас-

Рис. 14.49. Зависимость прочности на одноосное сжатие глин от коэффициента пористости:

1 — монтмориллонитовая глина; *2* — каолинитовая глина; *3* — гидрослюдистая глина; *4* — полиминеральная, преимущественно гидрослюдистая морская глина

Таблица 14.8

Предел прочности на одноосное сжатие в зависимости от консистенции глинистых грунтов

Консистенция грунта	Временное сопротивление сжатию $R_{сж}$, МПа
Текучая	< 0,025
Текучепластичная	0,025—0,05
Мягкопластичная	0,05—0,1
Тугопластичная	0,1—0,2
Полутвердая	0,2—0,4
Твердая	> 0,4

тичный тип разрушения и коагуляционные контакты (см. рис.14.48). При этом за разрушающее напряжение принимают предел текучести грунта при одноосном сжатии.

Временное сопротивление сжатию дисперсных грунтов увеличивается с ростом плотности. Однако, если уплотнять образцы глинистых грунтов разными нагрузками (σ), а затем определять их прочность на сжатие ($R_{сж}$) в воздушно-сухом состоянии, то обнаружится нелинейная связь между $R_{сж}$ и σ: величина $R_{сж}$ сначала сильно возрастает с ростом σ, а затем остается почти неизменной с увеличением нагрузки предварительного уплотнения σ. Эта нагрузка, при которой достигается почти постоянная и близкая к максимальной для данного грунта прочность, названа Е.М.Сергеевым оптимальной нагрузкой уплотнения.

Влияние обменных катионов на временное сопротивление сжатию проявляется лишь в высокодисперсных глинистых грунтах. Опытами П.И.Шаврыгина (1936) было установлено, что прочность на одноосное сжатие образцов почв, сформованных из различных моноионных форм, зависела от вида обменных катионов и менялась в ряду:

$$Na^+ > NH_4^+ > Mn^{2+} > Mg^{2+} > Ca^{2+} > K^+ > H^+ > Al^{3+},$$

при этом прочность Na-формы была более чем в шесть раз больше, чем Al-формы.

Сопротивление одноосному сжатию мерзлых грунтов. Временное сопротивление сжатию мерзлых грунтов зависит от тех же внутренних факторов, которые были рассмотрены выше, но также в значительной мере от наличия льда, выполняющего роль цемента и влияющего на прочность грунта. Влияние влажности—льдистости на прочность мерзлых грунтов весьма существенно. С увеличением степени водонасыщения промерзающих грунтов до 0,8—0,9 их прочность закономерно возрастает, что обусловлено увеличением при этом относительного количества ледяных цементационных контактов и формированием более однородной монолитной текстуры. Однако дальнейшее увеличение водонасыщения (при $S_r > 0,8$—$0,9$) приводит к распучиванию грунта, образованию ледяных прослоек и включений, что снижает прочность грунта. Эта закономерность в целом характерна для различных видов мерзлых дисперс-

Таблица 14.9

Средние значения условно-мгновенной прочности на одноосное сжатие мерзлых грунтов в зависимости от льдистости и ледяных шлиров

(по Л.Т.Роман, 2002)

Грунт	Льдистость за счет включений льда $Л_в$	Влажность		Прочность σ_0 (МПа) при числе шлиров льда		
		прослоев грунта $W_{пр}$	суммарная W_{tot}	3	5	7
Песок	0,3	0,43	0,75	5,5	6,6	9,6
	0,5	0,48	1,30	3,6	5,5	6,1
Супесь	0,3	0,45	—	7,15	—	10,4
Суглинок	0,3	0,48	0,86	7,3	9,0	11,1
	0,5	0,65	1,50	5,3	8,0	8,7

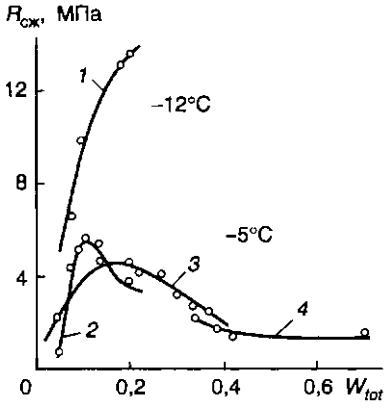


Рис. 14.50. Зависимость условно-мгновенной прочности на одноосное сжатие ($R_{сж}$) мерзлых грунтов от суммарной влажности (w_{tot}) *(по Н.А.Цытовичу, 1973)*:
1 — песок; *2* — супесь; *3* — глина; *4* — пылеватая глина

ных грунтов, но ее проявление имеет свои особенности в зависимости от интервала температуры, дисперсности и химико-минерального состава (рис. 14.50).

Помимо влияния общей влажности—льдистости прочность мерзлых грунтов существенно зависит от характера криогенной текстуры, толщины ледяных шлиров, их ориентации, количества и др. (табл. 14.9). По данным Л.Т.Роман и др. (2002), наблюдается уменьшение прочности на сжатие дисперсных грунтов с увеличением их льдистости за счет включений и соответственно с увеличением толщины ледяных шлиров. При постоянной льдистости—влажности увеличение числа ледяных шлиров приводит к росту прочности.

Для бесшлировых мерзлых дисперсных грунтов атакситовой текстуры установлено обратное соотношение прочности по сравнению с образцами этих же грунтов слоистой текстуры, что объясняется разным вкладом ледяных включений и прослоев льда в общую прочность мерзлого грунта.

Другим важным фактором является температура мерзлого грунта. Установлено, что с понижением температуры возрастает временное сопротивление сжатию, особенно в интервале температур −2...−7°С, так как в этом интервале льдообразование происходит интенсивнее и повышается прочность самого льда (рис.14.51). Наиболее сильное влияние понижение отрицательной температуры оказывает на прочность глинистых и песчаных грунтов по сравнению с крупнообломочными.

Для многолетнемерзлых грунтов в условиях их залегания ниже деятельного слоя (т.е. от глубин с температурой начала замерзания воды T_{bf} до глубин с температурой −10...−15°С) увеличение прочности $R_{сж}$ с понижением температуры T_f описывается степенным законом (Вялов, 1959; Цытович, 1973 и др.):

$$R_{сж} = R_0 + b\,(T_f)^n,$$

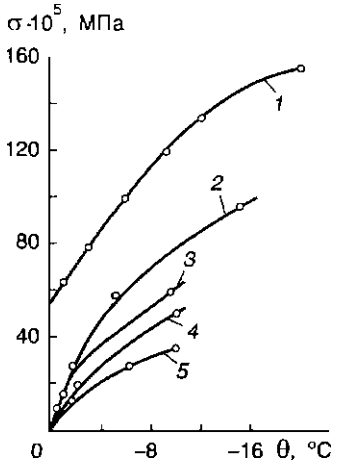


Рис. 14.51. Зависимость временного сопротивления сжатию мерзлых грунтов от температуры (*по Н.А.Цытовичу, 1973*):

1 — песок (w_{tot} =16—17%); *2* — супесь (w_{tot} =11—12%); *3* — супесь (w_{tot} =21—26%); *4* — глина (w_{tot} =43—44%); 5 — пылеватая глина с органикой (w_{tot} =52—61%)

где R_0 — прочность на одноосное сжатие при отрицательной температуре, близкой к температуре начала замерзания грунтовой влаги T_{bf}; b и n — параметры, зависящие от свойств грунта; T_f — абсолютное значение отрицательной температуры.

Для пластичномерзлых грунтов n близка к 0,25, для супесчано-суглинистых — к 0,5. В диапазоне температуры −5...−20°С принимают n = 1, допуская линейную зависимость между прочностью $R_{сж}$ и температурой $T_г$. Кроме того, оценка прочности мерзлых грунтов при различной отрицательной температуре может проводится и на основе уравнения С.Н.Журкова (см. выше) в соответствии с кинетической теорией прочности грунтов.

СОПРОТИВЛЕНИЕ ГРУНТОВ ОДНООСНОМУ РАСТЯЖЕНИЮ

Как отмечалось выше, прочность грунта на разрыв всегда меньше его прочности на сжатие. Поэтому растягивающие напряжения оказываются одними из самых опасных при разрушении массивов грунтов. Это и обусловливает необходимость изучения прочности грунтов на растяжение.

Сопротивление разрыву скальных грунтов. При испытании скальных грунтов на одноосное растяжение они упруго деформируются и имеют хрупкий тип разрушения. В образцах грунтов образуются характерные шероховатые плоскости раскола (разрыва). На сопротивление разрыву скальных грунтов влияют те же факторы, которые определяют и их прочность на сжатие. Временное сопротивление разрыву некоторых типов скальных грунтов приведено в табл. 14.10, из которой следует, что величина $R_р$ максимальна у магматических и метаморфических грунтов с прочными кристаллизационными связями, а минимальна — у осадочных скальных грунтов со слабыми цементационными структурными связями.

Структурно-текстурные особенности скальных грунтов в наибольшей мере влияют на сопротивление растяжению: у мелкокристаллических и мелкозернистых разностей более высокая прочность на растяжение, чем у крупнокристаллических. Величина $R_р$ уменьшается с ростом пористости и трещиноватости скальных грунтов и снижением плотности. У грунтов с анизотропной текстурой величина $R_р$ при разрыве вдоль слоистости всегда выше, чем поперек слоистости, когда отрыв слоев друг от друга происходит намного легче.

Из физико-химических факторов на величину временного сопротивления скальных грунтов растяжению влияет влажность и состав поровой жидкости. С ростом влажности $R_р$ закономерно уменьшается; неполярные жидкости почти не влияют на снижение прочности скальных грунтов при разрыве, тогда как полярные, понижающие поверхностную энергию грунта, существенно уменьшают прочность на разрыв.

Таблица 14.10

Временное сопротивление растяжению скальных грунтов

Группы скальных грунтов	Подгруппы и типы грунтов	Временное сопротивление растяжению, $R_р$, МПа
Магматические	Интрузивные:	
	граниты	4—19
	диабазы	4—31
	габбро	6—20
	Эффузивные:	
	базальты	1—40
Метаморфические	Гнейсы	7—20
	Скарны	14—23
	Кварциты	4—16
	Сланцы песчанистые	1,5—25
	Сланцы глинистые	0,5—15
	Мраморы	3—17
Осадочные сцементированные	Известняки	3—10
	Мел	0,2—0,6
	Песчаники	1—22
	Алевролиты	0,7—3,1
	Аргиллиты	2—3,5
	Каменная соль	1,4—5

Сопротивление одноосному растяжению дисперсных грунтов. Способностью сопротивляться растяжению (или разрыву) среди дисперсных грунтов обладают лишь связные грунты — пылеватые и глинистые. Несвязные крупно- и мелкообломочные грунты, не обладающие структурным сцеплением, имеют прочность на разрыв, близкую к нулю[14]. Поэтому испытаниям на растяжение в основном подвергают дисперсные связные грунты, которые при растяжении проявляют значительные пластические деформации. Их прочность на растяжение меняется в широком диапазоне в зависимости от типа грунта и его состояния (консистенции). Наибольшая прочность на растяжение у пылеватоглинистых грунтов с прочными смешанными (кристаллизационными и переходными) контактами, а наименьшая — со слабыми коагуляционными контактами. При прочих одинаковых условиях $R_р$ больше у высокодисперсных разностей, поэтому монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины имеют большую прочность на разрыв, чем каолинитовые.

Прочность на разрыв глинистых грунтов зависит от консистенции, обусловленной влажностью. Например, у моренных суглинков твердой и полутвердой консистенции $R_р$ = 0,08—0,1 МПа, а у тех же суглинков пластичной и пластично-текучей консистенции $R_р$ = 0,0025—0,001 МПа и менее.

Сопротивление разрыву мерзлых грунтов[15]. Величина временного сопротивления разрыву мерзлых грунтов зависит от тех же факторов, что и прочность на сжатие. При этом определяющее значение имеет влияние структурно-текстурных особенностей мерзлого грунта. Смерзание пород за счет цементации льдом их структурных элементов обусловливает повышение прочности при испытаниях на растяжение. Поэтому величина $R_р$ у мерзлых грунтов возрастает с повышением льдистости, снижением засоленности, уменьшением пористости.

Понижение температуры мерзлых грунтов приводит к увеличению их прочности на растяжение, при этом возрастает проявление хрупкости и снижается проявление пластичности. Это обусловлено уменьшением количества неза-

[14] Лишь во влажных песках, обладающих капиллярной связностью, удается определить их прочность на разрыв, которая составляет незначительные величины порядка $1 \cdot 10^{-4}$ МПа.

[15] Закономерности одноосного растяжения различных мерзлых грунтов изучали С.С.Вялов, П.Н.Давидовский, Г.Л.Каган, Л.Т.Роман, И.И.Романенко, Н.К.Пекарская, Е.П.Шушерина и др.

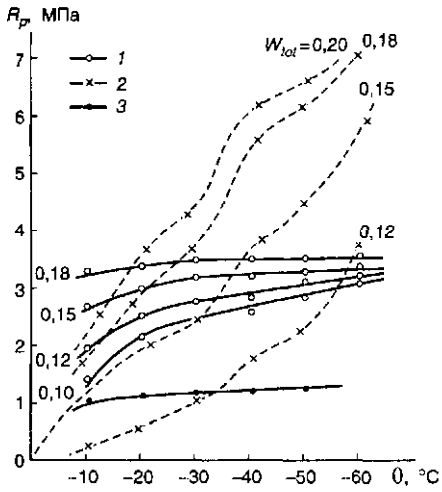


Рис. 14.52. Зависимость мгновенной прочности мерзлых грунтов на растяжение от температуры (*по Е.П.Шушериной, 1974*):

1 — песок; *2* — суглинок; *3* — лед

мерзлой воды в мерзлых грунтах при понижении отрицательной температуры, увеличением содержания льда-цемента, упрочнением твердых компонентов грунта (минералов и льда), а также возможным структурным уплотнением грунта за счет термического сжатия объемов всех его компонентов. Прочность на разрыв мерзлых глинистых грунтов больше зависит от температуры, чем прочность мерзлых мелкообломочных грунтов (рис.14.52). Наибольшее влияние на величину R_p оказывает пониженная температура в начальном интервале (до −7... −10°С).

На величину R_p существенно влияют особенности криогенной текстуры мерзлых грунтов: количество и тип ледяных включений, их пространственная ориентация в грунте, их форма и другие факторы сказываются на прочности грунта на разрыв.

Исследованиями Л.Т.Роман и других авторов было установлено, что прочность на разрыв мерзлых слаборазложившихся торфов выше, чем у мерзлых суглинков, глин и чистого льда. Это объясняется тем, что при полном водонасыщении торфа значительное содержание льда, армированного растительными остатками, является причиной увеличения в грунте прочности цементационных связей по сравнению с глинистыми и песчаными грунтами. Армирование мерзлого грунта растительными волокнами создает специфическую микроструктуру, придающую грунту высокую прочность на разрыв.

СОПРОТИВЛЕНИЕ ГРУНТОВ СДВИГУ

Сопротивление сдвигу скальных грунтов. К основным внутренним факторам, свойственным грунту и влияющим на его прочность при сдвиге, относятся: комплекс структурно-текстурных особенностей (тип структурных связей и их прочность, зернистость, однородность структуры, тип текстуры, пористость и трещиноватость, зависящие от выветрелости), а также наличие и состав поровой жидкости и ее количество.

Скальные грунты обладают высоким сцеплением, намного превышающим сцепление связных дисперсных грунтов. Особенно велико сцепление у монолитных скальных грунтов (рис.14.53) по сравнению с трещиноватыми и выветрелыми разностями. Величина сцепления скальных грунтов соизмерима с их прочностью на одноосное сжатие и у некоторых типов грунтов достигает сотен мегапаскалей. Как отмечалось выше, тип преобладающих структурных связей и их прочность, тип контакта между структурными элементами в первую очередь влияют на прочность грунта при сдвиге. Соответственно при испытаниях грунтов на сдвиг (по любой схеме) или трехосное сжатие величины угла внутреннего трения (φ) и сцепления (*c*) также будут зависеть от преобладающего типа контактов: максимальные значения φ и *c* будут у скальных

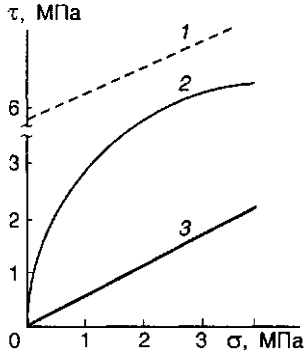


Рис.14.53. Диаграммы сопротивления сдвигу известняков (*Грунтоведение, 1983*):

1 — известняк монолитный; *2* — известняк трещиноватый (сдвиг по трещине); *3* — известняк с глинистым прослоем (сдвиг по глине)

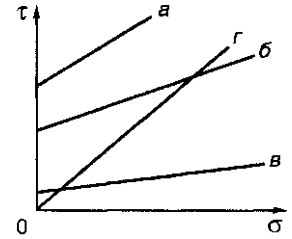


Рис. 14.54. Диаграммы сдвига для грунтов с фазовыми (*а*), смешанными и переходными (*б*), коагуляционными контактами (*в*) и контактами механического зацепления (*г*)

грунтов с прочными фазовыми контактами, а наименьшие — у скальных грунтов с преобладанием смешанных и переходных контактов (рис. 14.54).

Величина сцепления скальных грунтов зависит от зернистости: мелкокристаллическим (или мелкозернистым) разностям свойственно большее сцепление, чем крупнокристаллическим. Сцепление также зависит от однородности структуры скального грунта, с увеличением доли различных неоднородностей (микротрещин, пустот, дефектов и др.) его величина снижается.

Анизотропные скальные грунты обладают различными значениями сцепления и угла внутреннего трения при сдвиге по разным направлениям. Особенно сильно это проявляется в слоистых скальных грунтах с ориентированной текстурой. Грунты со слоистой текстурой будут иметь явно выраженную анизотропию прочности вдоль (=) и поперек (⊥) слоистости. Для ее характеристики используют коэффициент анизотропии прочности ($K_а$):

$$K_а = R_= / R_⊥,$$

где $R_=$ и $R_⊥$ — значения сцепления и угла внутреннего трения грунта соответственно вдоль и поперек слоистости. Для анизотропных скальных грунтов $K_а < 1$.

Сопротивление сдвигу несвязных грунтов. Главной особенностью сопротивления сдвигу несвязных грунтов является отсутствие значимого сцепления (см. рис.14.54, *г*). Поэтому сопротивление сдвигу таких грунтов в полной мере характеризуется углом внутреннего трения (φ) или углом естественного откоса ($φ_0$), а основными факторами, определяющими прочность несвязных грунтов при сдвиге, будут те, которые влияют на трение между частицами грунта.

Величина сил трения между частицами несвязных грунтов прежде всего зависит от формы частиц, состояния и характера их поверхности. Окатанные частицы обусловливают снижение угла внутреннего трения φ грунтов за счет уменьшения при этом сил трения и зацепления частиц. Поэтому при одинаковой дисперсности несвязный грунт, состоящий из окатанных частиц, имеет меньший угол внутреннего трения, чем такой же грунт, состоящий из неокатанных частиц.

Остроугольные обломки, угловатые частицы и частицы с неровной шероховатой поверхностью увеличивают угол внутреннего трения φ грунта как за счет роста зацепления, так и за счет повышения сил трения частиц. Поэтому

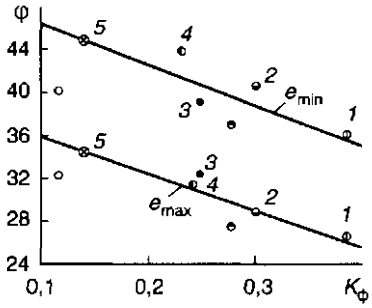


Рис. 14.55. Зависимость угла внутреннего трения намывных мелких песков в плотном (e_{min}) и рыхлом (e_{max}) сложении от коэффициента формы частиц. Пески (*по П.Л.Иванову, 1991*):

1 — Шульбинской ГЭС; *2* — Волжской ГЭС; *3* — Братской ГЭС; *4* — Кайраккумской ГЭС; *5* — хвостохранилища Краснореченского ГОКа

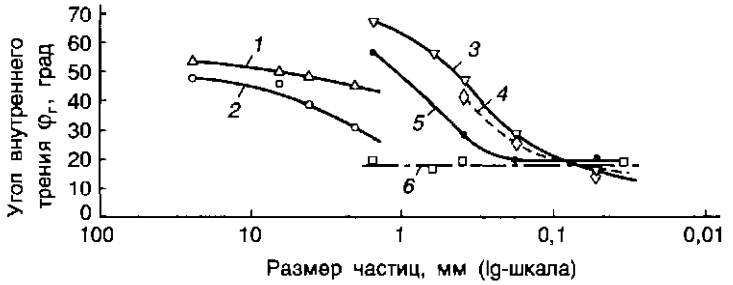


Рис. 14.56. Зависимость угла внутреннего трения несвязных грунтов от их дисперсности (*Грунтоведение, 1971*):

1 — дресва известняка; *2* — гравий известняка; *3* — песчаные фракции с остроугольными частицами; *4* — то же для ортоклаза; *5* — то же для окатанных кварцевых частиц; *6* — то же для мусковита

с увеличением окатанности и сферичности частиц, а следовательно, коэффициента формы $K_ф$, угол внутреннего трения грунта закономерно уменьшается (рис.14.55).

На величину угла внутреннего трения (φ) в несвязных грунтах влияет и дисперсность. С увеличением дисперсности φ таких грунтов закономерно снижается за счет уменьшения при этом сил зацепления частиц (рис. 14.56 и 14.57, *а*).

Среди других факторов, влияющих на сопротивление сдвигу несвязных грунтов, выделяют их плотность сложения (пористость). Несвязный грунт в рыхлом сложении имеет большую пористость, характеризуется меньшим углом внутреннего трения, чем тот же грунт в плотном сложении (рис. 14.57, *б*). Это обусловлено тем, что в плотном сложении благодаря более плотной укладке каждая частица окружена большим числом соседних частиц. В результате этого в единице объема грунта возрастает число контактов, что выражается в увеличении угла внутреннего трения φ.

Необходимо иметь в виду, что в процессе сдвига несвязных грунтов их пористость в зоне сдвига может изменяться. Причем у плотных грунтов она увеличивается в зоне сдвига, а у грунтов в рыхлом сложении —

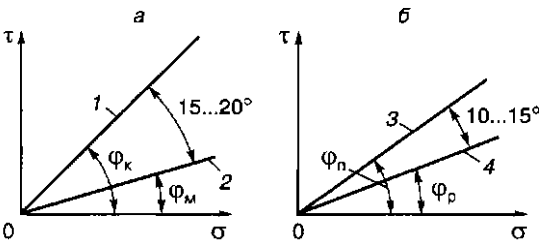


Рис. 14.57. Диаграммы сдвига крупных (*1*) и мелких (*2*) песков (*а*), а также песков в плотном (*3*) и рыхлом (*4*) сложении (*б*) (*по П.Л.Иванову, 1991*)

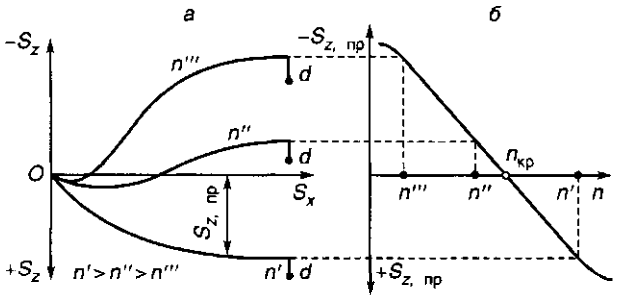


Рис.14.58. Зависимость деформации разуплотнения ($-S_z$) и уплотнения ($+S_z$) от деформации сдвига S_x (*а*) и от пористости *n* (*б*) при испытании рыхлых (*n''*) и плотных (*n'''*) песков (*по П.Л.Иванову, 1991*)

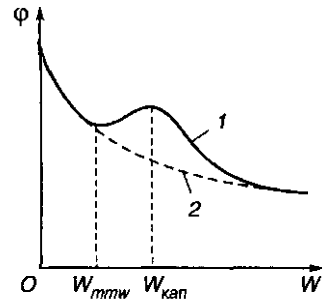


Рис. 14.59. Зависимость угла внутреннего трения от влажности для дисперсного грунта обладающего (*1*) и не обладающего (*2*) капиллярной связностью

уменьшается (рис.14.58). Изменение объема грунта при сдвиге называется дилатансией[16], а грунты, у которых наблюдается это явление, — дилатантными. Пористость, при которой в процессе сдвига не меняется объем грунта, называется критической и легко определяется в опытах на сдвиг при испытании двух образцов грунта, находящихся в рыхлом и плотном сложении (см. рис.14.58).

На величину угла естественного откоса φ_0 несвязных грунтов влияет однородность их гранулометрического состава: монодисперсные грунты обладают большим значением φ_0, чем полидисперсные грунты такого же минерального состава. Это объясняется тем, что в смеси мелкие частицы заполняют промежутки между крупными, что облегчает их смещение по поверхности откоса.

Большое влияние на трение между частицами несвязного грунта оказывает наличие в грунте жидкостей, присутствие которых снижает φ. В несвязных песчаных грунтах влажность существенно влияет на угол внутреннего трения (рис. 14.59). Из рисунка видно, что наибольший угол внутреннего трения характерен для сухого песка. С ростом влажности песка до максимальной молекулярной влагоемкости (w_{mmw}) величина φ закономерно снижается за счет постепенного уменьшения трения и достигает минимума при w_{mmw}. Дальнейшее увеличение влажности песка приводит к образованию капиллярной связности между частицами; за счет этого угол внутреннего трения φ начинает увеличиваться и достигает максимума при влажности капиллярной влагоемкости, когда силы капиллярного притяжения между частицами наибольшие. Последующее увеличение влажности песка снижает капиллярную связность, трение на контактах частиц снижается, и угол внутреннего трения φ постепенно уменьшается, достигая минимального значения в состоянии полного водонасыщения песка.

Сопротивление сдвигу связных грунтов. Особенностью сопротивления сдвигу связных грунтов является наличие у них сцепления, величина которого намного меньше, чем в скальных грунтах, но играет все же ощутимую роль в обеспечении их прочности и меняется в широких пределах. Например, в илах сцепление может быть всего 0,001—0,0001 МПа, а в литифицированных глинах достигать 0,5—1,0 МПа и более.

[16] Дилатансия — от лат. dilato — расширение.

Поэтому на сопротивление сдвигу связных грунтов будут влиять все факторы, которые изменяют их сцепление и (или) трение между частицами. К основным внутренним факторам, свойственным связным грунтам и влияющим на их прочность при сдвиге, относятся: структурно-текстурные особенности (тип структурных связей и их прочность, дисперсность, однородность структуры, тип текстуры, пористость), наличие и состав поровой жидкости, ее количество, физико-химические особенности грунта, степень литификации и выветрелости. Связные грунты со смешанными контактами (кристаллизационными и переходными) обладают более высокими значениями φ и *c*, чем грунты с коагуляционными контактами (см. рис. 14.54, *б*, *в*).

Грунты с нарушенными структурными связями имеют меньшую прочность на сдвиг, чем те же грунты в естественном (природном) состоянии. В этой связи по величине *показателя структурной прочности* (S_t) глинистые грунты (по И.Розенквисту, 1953) подразделяются на категории от нечувствительных (при S_t <1) до очень чувствительных (S_t =4—8), и от слабо плывунных (при S_t =8—16) до чрезвычайно плывунных (S_t >64).

Влияние текстуры на параметры прочности связных грунтов при сдвиге проявляется прежде всего в анизотропии прочности грунта по разным координатам. Опыты, которые провели на глинах с разными типами текстур М.Ворслев (1960), Б.В.Байдюк и Л.И.Лагун (1968), а позже В.Н.Соколов и В.И.Осипов, показали, что ориентация структурных элементов сильно влияет на прочность грунтов. Связные грунты с массивной изотропной текстурой характеризуются одинаковыми параметрами прочности по разным направлениям. Напротив, грунты с ориентированной текстурой имеют разные значения одних и тех же прочностных показателей по разным координатам: сдвиг вдоль направления ориентации частиц всегда осуществляется более легко, чем поперек их ориентации.

Показатели сопротивления связных грунтов сдвигу — сцепление (*c*) и угол внутреннего трения (φ) меняются в зависимости от влажности (или консистенции) грунтов. В глинистых грунтах (супесях, суглинках и глинах) с ростом влажности закономерно снижается и величина сцепления (за счет ослабления структурных связей), и величина угла внутреннего трения (за счет смазывающего действия воды, снижающего трение на контактах). Сухие и маловлажные глинистые грунты твердой консистенции всегда обладают большим углом внутреннего трения и значительным сцеплением по сравнению с тем же грунтом в пластичной или текучей консистенции (рис. 14.60). В сильновлажных глинах текучей и скрытотекучей консистенции угол внутреннего трения снижается до 1—2°.

Среди других физико-химических факторов на прочность связных грунтов при сдвиге влияют концентрация электролита порового раствора и состав обменных катионов. Особенно сильно действие этих факторов проявляется в высокодисперсных глинистых грунтах.

Влияние концентрации электролита порового раствора проявляется в изменении параметров ДЭС и степени агрегированности частиц. С ростом концентрации снижается толщина ДЭС, растет агрегированность частиц и увеличивается структурная неоднород-

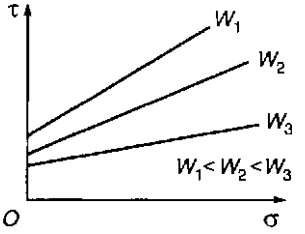


Рис. 14.60. Диаграммы сдвига глинистого грунта с разной влажностью (*w*)

ность дисперсного грунта: появляются крупные поры, хлопьсобразные агрегаты частиц и др. При этом уменьшается величина сцепления (c) и угла внутреннего трения (φ).

Обменные катионы влияют лишь на сопротивление сдвигу высокодисперсных глинистых грунтов. Исследованиями Р.Грима, И.Розенквиста и Л.Бьеррума (1967) и других было установлено, что вхождение в обменный комплекс глин одновалентных катионов приводит к увеличению сопротивления сдвигу. Аналогичные данные позже были получены С.С.Морозовым, В.Н.Соколовым, В.А.Королевым и другими авторами для различных моноионных форм глинистых грунтов в опытах на сдвиг, из которых следует, что коагулирующие катионы снижают прочность, а диспергирующие — повышают (при прочих одинаковых условиях), что объясняется формированием более однородной структуры грунтов в случае одновалентных катионов.

Сопротивление сдвигу мерзлых грунтов. Прочность на сдвиг мерзлых грунтов в целом подчиняется закономерностям, описанным для талых грунтов, однако имеет свои специфические особенности, которые связаны с влиянием льда и незамерзшей воды. Наличие льда в грунте является фактором, повышающим прочность связей между структурными элементами, по сравнению с тем же грунтом в талом состоянии. За счет смерзания частиц, обломков, агрегатов несвязные грунты, не обладавшие сцеплением в талом состоянии, приобретают существенное сцепление в мерзлом состоянии и прочность грунта в целом при этом возрастает. Наличие незамерзшей воды является фактором, снижающим прочность грунтов на сдвиг.

Закономерности формирования прочности на сдвиг мерзлых грунтов в течение последнего столетия изучали О.Б.Андерсленд, Ю.Я.Велли, С.С.Вялов, С.Е.Гречищев, Б.И.Далматов, Б.Н.Достовалов, Ю.К.Зарецкий, А.А.Коновалов, Р.В.Максимяк, Н.К.Пекарская, В.Н.Разбегин, Л.Т.Роман, Н.А.Цытович, Е.П.Шушерина и др. Ими установлены внутренние и внешние факторы, определяющие прочность на сдвиг мерзлых грунтов. Среди внутренних факторов необходимо иметь в виду их минеральный состав и дисперсность, влияние влажности—льдистости, засоленности и др.

В зависимости от дисперсности, которая взаимообусловлена минеральным составом грунтов, прочность на сдвиг мерзлых грунтов в целом (при прочих одинаковых условиях) увеличивается в ряду: лед < глина < суглинок < супесь < песок. Снижение прочности на сдвиг мерзлых грунтов с ростом дисперсности обусловлено, прежде всего, увеличением содержания в них незамерзшей воды, снижающей и величину сцепления, и величину угла внутреннего трения.

В крупнообломочных грунтах влияние ледяного цемента на сцепление за счет смерзания может быть незначительным. На рис. 14.61 показана зависимость прочности смерзания грунтов с деревом при различной дисперсности, но одинаковой степени водонасыщения (S_r = 0,8). Как видно из представленных данных, наибольшей прочностью смерзания обладают среднезернистые пески, меньшей — пески крупнозернистые, а минимальной — гравийные и галечные грунты, у которых вклад ледяных цементационных связей в сцепление незначителен. Снижение прочности смерзания глинистых грунтов по сравнению со среднезернистыми песками обусловлено влиянием незамерзшей воды.

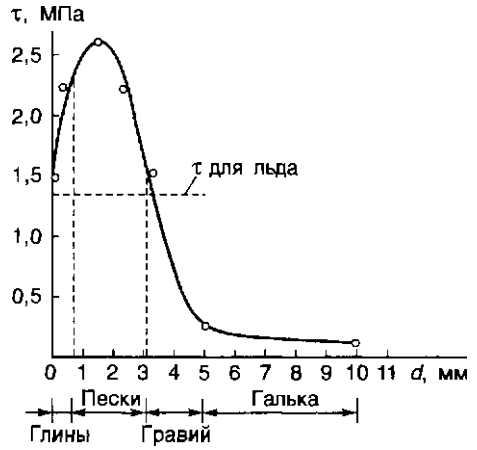


Рис. 14.61. Зависимость условно-мгновенной прочности смерзания грунтов с деревом от их гранулометрического состава при степени влажности $S_r = 0{,}8$ и температуре $T_f = -10°C$ (*по П.А.Цытовичу и др., 1936*)

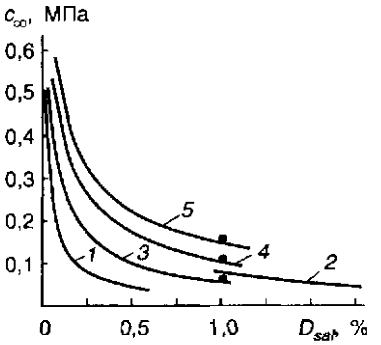


Рис. 14.62. Зависимость эквивалентного сцепления (c_{∞}) мерзлых грунтов от засоленности (D_{sal}) (*по Ю.Я.Велли и В.И.Аксенову, 1979*): *1* — песок ($T_f = -3°C$); *2* — ил ($T_f = -3°C$); *3—5* — суглинок (соответственно, при $T_f = -3$, -4 и $-5°C$)

Влияние засоленности на прочность мерзлых грунтов при сдвиге проявляется в том, что растворенные в поровом растворе соли оказывают влияние на формирование структурных связей между различными элементами грунта. При одной и той же засоленности грунта (D_{sal}) концентрация электролита его порового раствора (C_{ps}) зависит от влажности и уменьшается с увеличением последней. Поэтому влияние засоленности на прочность мерзлых грунтов снижается с увеличением суммарной влажности (W_{tot}). С ростом засоленности мерзлого грунта и увеличением концентрации электролита порового раствора происходит закономерное снижение прочностных параметров различных мерзлых дисперсных грунтов на сдвиг (рис.14.62). Это объясняется увеличением количества незамерзшей воды и понижением температуры начала замерзания.

Среди внешних факторов, влияющих на прочность мерзлых грунтов при сдвиге, кроме вида напряженного состояния и условий нагружения, необходимо иметь в виду, прежде всего, температуру. Многочисленные исследования показывают, что с повышением температуры мерзлых грунтов параметры сопротивления сдвигу у них закономерно уменьшаются: снижается величина сцепления и угол внутреннего трения (рис. 14.63).

Таким образом, прочность грунтов, являясь одним из важнейших физико-механических свойств грунтов, определяется широким комплексом внешних и внутренних факторов, что в целом обусловливает большой диапазон ее изменения у различных типов грунтов.

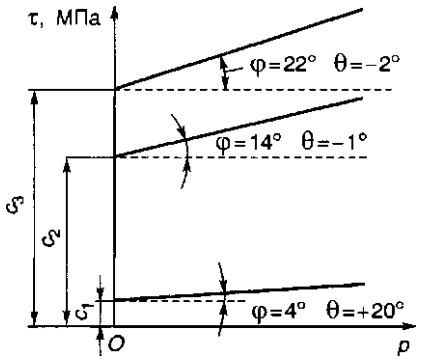


Рис.14.63. Диаграммы сдвига мерзлого суглинка при различной температуре (*по П.А.Цытовичу, 1973*)

14.4. Реологические свойства грунтов

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Реология[17] — наука о механическом поведении тел во времени при действии на них напряжений. Практически все грунты испытывают во времени те или иные напряжения, под действием которых они уплотняются или разуплотняются, сдвигаются, разрушаются, меняют объем или форму. Реология грунтов представляет собой раздел механики грунтов, изучающий механическое поведение грунтов во времени при действии на них напряжений. В реологию немерзлых грунтов большой вклад внесли А.Бишоп, Р.Э.Дашко, Р.С.Зиангиров, М.Н.Гольдштейн, В.А.Королев, Р.В.Максимяк, Н.Н.Маслов, С.Р.Месчян, Дж.Митчелл, А.Скемптон, Г.И.Тер-Степанян, Н.Н.Хархута, Л.Шукле и др., а в реологию мерзлых грунтов — С.С.Вялов, С.Е.Гречищев, Ю.К.Зарецкий, Л.Т.Роман, Н.А.Цытович, Е.П.Шушерина и др.

Реологические свойства грунтов проявляются в виде ползучести, релаксации напряжений и снижения прочности при длительном воздействии нагрузок. Ползучестью называется процесс изменения деформаций (*осевых*, или продольных, ε, *сдвиговых* γ или *объемных* ε_v) во времени (t) при действии постоянного напряжения (соответственно *нормального* σ, *касательного* τ или *всестороннего* σ_v). В соответствии с указанными действующими напряжениями различают *осевую* (или продольную) *ползучесть* (при одноосном сжатии или растяжении вдоль оси z или x, y), *ползучесть при сдвиге* и *объемную ползучесть*. Отношение изменения деформации ползучести ко времени называется *скоростью ползучести*; соответственно выделяют *скорости осевой* ($\dot{\varepsilon} = d\varepsilon/dt$), *сдвиговой* ($\dot{\gamma} = d\gamma/dt$) или *объемной* ($\dot{\varepsilon}_v = d\varepsilon_v/dt$) ползучести.

Развитие ползучести грунта во времени происходит в одну или несколько стадий. Затухающая, или ограниченная, ползучесть (рис.14.64, кривая *а*) происходит с уменьшающейся скоростью деформирования, которая с течением времени падает до нуля; установившаяся ползучесть происходит на значительном интервале времени с постоянной скоростью деформирования (см. рис. 14.64, кривая *b*); прогрессирующая или неограниченная ползучесть развивается с возрастающей скоростью деформирования и заканчивается разрушением образца (рис.14.64, кривая *с*). Объемная ползучесть всегда имеет затухающий характер; осевая и сдвиговая ползучести могут иметь все три стадии в зависимости от условий деформирования грунта.

Основными параметрами ползучести являются скорость деформирования и вязкость. Развитие скорости деформаций при увеличении напряжения происходит у различных физических тел, включая и грунты, по-разному и определяется особенностями их внутреннего трения — вязкостью. Для жидкостей характерна почти прямая зависимость между скоростью деформаций и напряжением, а у идеальной жидкости она прямая (рис. 14.65, *а*). У *идеальных*

---

[17] Термин «реология» (от греч. rheos — течение, поток и logos — наука, слово) ввел американский физикохимик **Юджин Бингам** (*1878—1945*), которому принадлежат классические реологические исследования жидкостей и дисперсных систем. Однако истоки реологии как науки уходят в Средневековье, а также к работам И.Ньютона по вязкости жидкостей. Большой вклад в реологию внесли также Дж.Максвелл, У.Томпсон, Ф.Н.Шведов, П.А.Ребиндер, М.П.Воларович и др.

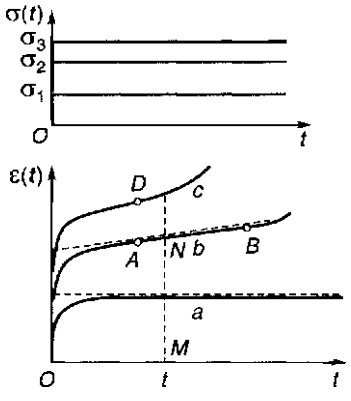


Рис.14.64. Изменение напряжений (σ) во времени *t* и развитие соответствующих им стадий осевой ползучести (*по М.А.Колтунову, 1976*):

а — затухающей или ограниченной; *b* — установившейся; *с* — прогрессирующей или неограниченной

(ньютоновских) *жидкостей* вязкость (η) постоянна (рис. 14.65, *б*) и определяется из соотношения $\eta = \tau\,(dt/d\gamma)$.

У *жидкообразных тел* (включая сильно влажные глины, илы и др.) зависимость скорости деформации от напряжения сдвига является существенно нелинейной (см. рис. 14.65, *в*), а вязкость — непостоянной (см. рис. 14.65, *г*) и поэтому называется *эффективной* или структурной. Для таких грунтов характерны два значения вязкости (см. рис. 14.65, *г*): наибольшее (η_0) и наименьшее (η_m), а также два предельных значения напряжения сдвига (см. рис. 14.65, *в*): τ_0 и τ_m, определяющие соответственно переход от неразрушенной к предельно разрушенной структуре данного тела.

У *твердообразных тел*, к которым относится большинство грунтов, включая скальные, зависимость скорости деформации от напряжения сдвига также является нелинейной, а само течение начинается лишь при преодолении некоторого предельного напряжения сдвига $\tau_{к1}$, называемого *условным статическим пределом текучести* и совпадающего с пределом упругости (см. рис. 14.65, *д*). При $\tau < \tau_{к1}$ грунт деформируется упруго и имеет неограниченно большую вязкость, а при $\tau > \tau_{к1}$ начинается медленная ползучесть с уменьшающейся эффективной вязкостью; при $\tau > \tau_{к2}$ ползучесть переходит в течение с возрастающей скоростью и при τ_m процесс завершается разрушением струк-

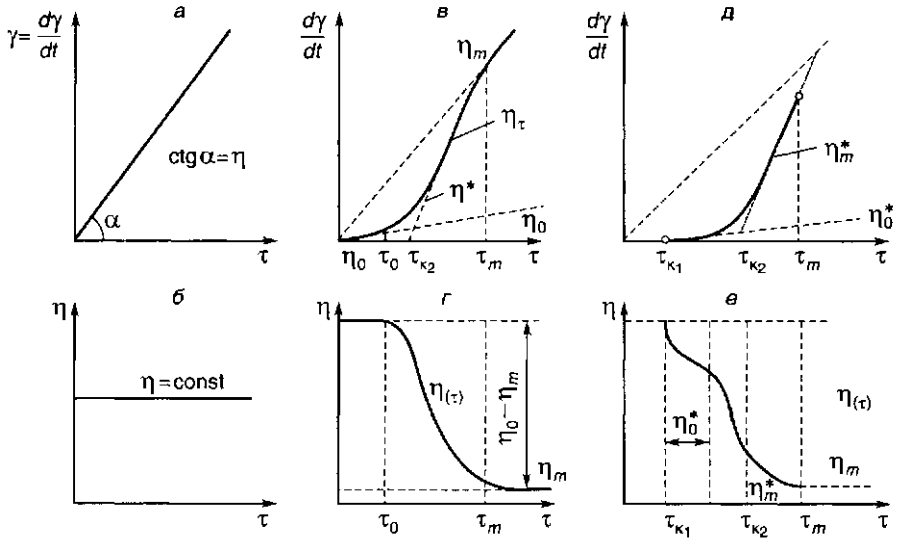


Рис. 14.65. Реологические кривые идеальной жидкости (*а,б*), жидкообразных (*в,г*) и твердообразных (*д,е*) тел

туры грунта с наименьшей структурной вязкостью η_m (рис. 14.65, *е*). Величина $\tau_{к2}$ называется *условным динамическим пределом текучести.*

Вязкость грунта (или коэффициент динамической вязкости) в системе СИ измеряется в н·с/м², или П (пуаз) — 1 П = 0,1 н·с/м², а в системе СГС — в г/см·с. Величина, обратная вязкости, называется *текучестью*: $L=1/\eta$. Наряду с динамической вязкостью иногда рассматривается *кинематическая вязкость* $\nu = \eta/\rho$, где ρ — плотность грунта.

Релаксацией напряжений в грунте называется процесс изменения (уменьшения) напряжений во времени при сохранении постоянной деформации. Этот процесс — следствие перераспределения упругой и пластической деформаций в грунте.

Длительной прочностью называется прочность грунта при длительном действии нагрузки. Она существенно ниже так называемой «*мгновенной* (или начальной) прочности», определяемой при кратковременном воздействии нагрузки. Это явление тесно связано с ползучестью и релаксацией напряжений. Как отмечалось выше, развитие прогрессирующей ползучести с возрастающей скоростью заканчивается хрупким или вязким разрушением грунта. Поэтому длительное разрушение грунта происходит при напряжении, величина которого может быть меньше значения прочности при кратковременном загружении. При этом чем меньше приложенное напряжение, тем за более длительный промежуток времени происходит разрушение грунта, и наоборот.

С длительной прочностью тесно связано и такое понятие, как долговечность. *Долговечность грунта* ($t_р$) — это время от момента приложения нагрузки к грунту до момента его разрушения. Чем больше напряжение, тем меньше долговечность грунта, и наоборот.

ПОЛЗУЧЕСТЬ ГРУНТОВ

Осевая ползучесть грунтов. Так называют развитие в грунте осевых (продольных) деформаций (ε_z) во времени в условиях одноосного растяжения или сжатия (при $\pm\sigma_z \neq 0$, $\sigma_x = \sigma_y = 0$), при этом объем грунта практически не меняется, а меняется лишь его форма. Осевая ползучесть является нелинейной и описывается нелинейными функциями вида $\varepsilon = f(\sigma, t)$ или $\eta = f(\sigma)$.

В зависимости от приложенного нормального напряжения продольная ползучесть грунтов может носить затухающий или незатухающий характер. Например, для случая, показанного на рис. 14.66, при $\sigma < 0{,}066$ МПа ползучесть является затухающей, а указанный диапазон напряжений безопасным. Затухание ползучести объясняется тем, что при данных напряжениях в ходе ползучести происходит некоторое упрочнение грунта за счет его внутренней структурной перестройки (смыкания пор, микротрещин, переориентации частиц и др.). При $\sigma > 0{,}066$ МПа развивается стационарная ползучесть, переходящая в прогрессирующую и завершающаяся разрушением грунта. Прогрессирующая ползучесть объясняется тем, что при данных напряжениях в грунте процессы микроразрушений структуры превалируют над процессами восстановления структурных связей в ходе ползучести. Из графика также видно, что долговечность грунта ($t_р$) по мере роста прикладываемых растягивающих напряжений σ снижается. Таким образом, для данного случая напряжение $\sigma = 0{,}066$ МПа является критическим и называется порогом ползучести. Порог ползучести разграничивает область опасных (завершающихся разрушени-

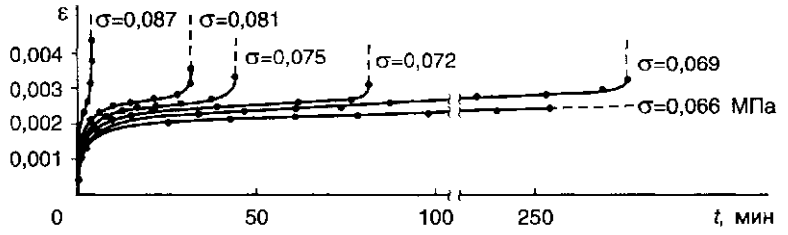


Рис. 14.66. Кривые осевой ползучести озерно-ледниковой глины естественной структуры (W=24%) при комнатной температуре и действии растягивающих напряжений (σ, МПа) (*по В.А.Королеву, 1989*)

ем) и безопасных напряжений, из-за чего он является важной с практической точки зрения реологической характеристикой.

Параметры осевой ползучести грунтов (скорость, условные пределы текучести, вязкость, порог ползучести и др.) зависят от различных внутренних и внешних факторов. Основными из *внутренних факторов* (т.е. присущих самому грунту) являются: структура грунта, его влажность, плотность и другие особенности. Среди грунтов разной структуры при прочих одинаковых условиях меньшая скорость ползучести и большие условные пределы текучести характерны для грунтов с более прочными структурными связями. Глинистые грунты нарушенной структуры обладают более низкими характеристиками ползучести (меньшими значениями $\sigma_{к1}$, $\sigma_{к2}$, η_0, η_m и др.), чем те же грунты с естественной структурой (рис.14.67). Увеличение влажности и снижение плотности песчано-глинистых грунтов также приводит к снижению параметров осевой ползучести.

Из *внешних факторов* на параметры осевой ползучести сильнос влияние оказывает температура. В области положительных температур нагрев грунта при прочих одинаковых условиях приводит к снижению параметров ползучести: падению параметров вязкости (η_0, η_m), увеличению скорости ползучести при одинаковом σ, снижению условных пределов текучести $\sigma_{к1}$, $\sigma_{к2}$, порога ползучести и т.д. (см. рис. 14.67). В наибольшей мерс влияние температуры проявляется в глинистых грунтах со слабыми структурными связями — коагуляционными. В мерзлых грунтах повышение отрицательной температуры (приближение ее к нулю) также снижает указанные параметры осевой ползучести, тогда как охлаждение грунта увеличивает эти параметры.

Ползучесть грунтов при сдвиге[18]. Она представляет процесс развития деформации сдвига (γ) во времени под действием постоянного касательного (сдвигающего) напряжения τ, происходящий при постоянном объеме грунта. Общие закономерности и вид кривых ползучести при сдвиге во многом схожи с кривыми осевой ползучести. Однако развитие сдвиговых деформаций с ростом τ принципиально отличается от развития объемных деформаций: развитие объемных деформаций носит затухающий характер (рис. 14.68, *а*), а сдвиговых — прогрессирующий (рис. 14.68, *б*).

Ползучесть при сдвиге является нелинейной и описывается различными уравнениями вида $\gamma = f(\tau,t)$. В силу большого разнообразия грунтов и влияния

[18] В разработку теории ползучести грунтов при сдвиге большой вклад внесли П.А.Ребиндер, Н.Н.Серб-Сербина, Е.Е.Сегалова, Н.Н.Круглицкий, С.П.Ничипоренко, С.С.Вялов, Н.Н.Маслов, С.Р.Месчян, Г.И.Тер-Степанян, А.Бишоп и др.

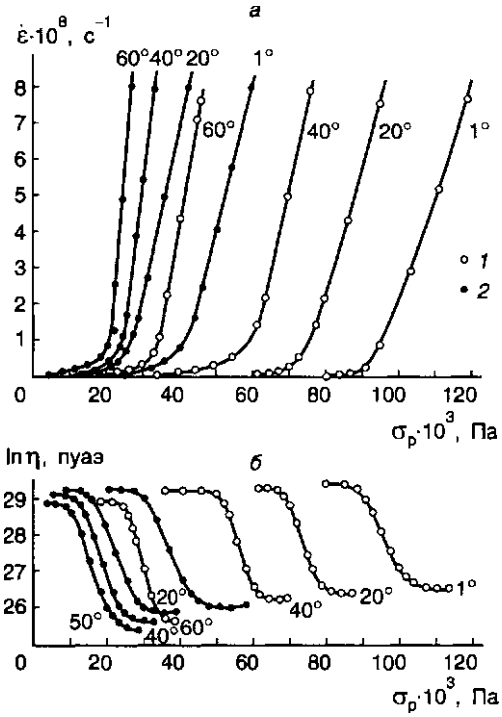


Рис. 14.67. Зависимость установившейся скорости осевой деформации $\dot{\varepsilon}$ (*а*) и вязкости η (*б*) озерно-ледниковой глины от растягивающего напряжения (σ_p) при температурах 1–60°С (*по В.А.Королеву, 1988*):

1 — естественная структура, *W*=24%; *2* — нарушенная структура, *W*=24%

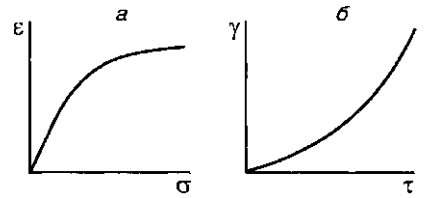


Рис.14.68. Зависимость между деформациями и напряжениями грунта:

а — объемная деформация (ε_v); *б* — сдвиговая деформация (γ)

множества факторов на ползучесть при сдвиге это уравнение не может быть описано универсальной функцией одинаковой для всех типов грунтов.

Параметрами ползучести при сдвиге являются условные предельные *напряжения сдвига* ($\tau_{к1}$, $\tau_{к2}$ и τ_m), значения минимальной (η_m), максимальной (η_0) и эффективной (η) *вязкости* при данном τ, а также *порог ползучести* (τ_{lim}), определяемый величиной τ, при которой наблюдается переход от затухающей к прогрессирующей сдвиговой ползучести.

На ползучесть при сдвиге оказывают влияние те же внутренние и внешние факторы, что и для осевой ползучести, рассмотренной выше. Из внутренних факторов наиболее значительно ползучесть при сдвиге зависит от структурно-текстурных особенностей грунта — дисперсности, текстуры, характера структурных связей и др. Грунты с более прочными структурными связями обладают более высокими параметрами ползучести при сдвиге (большей вязкостью, порогом ползучести и предельными напряжениями сдвигу). Низкие параметры ползучести характерны для глинистых грунтов с коагуляционными структурами, которые в наибольшей степени подвержены течению даже при незначительных напряжениях сдвига. Ползучесть при сдвиге вдоль слоистости (или вдоль ориентации частиц) всегда характеризуется более низкими параметрами и большей скоростью течения, чем поперек слоистости. В песчано-глинистых грунтах параметры сдвиговой ползучести зависят от гранулометрического состава, в частности — от содержания глинистой фракции. Исследования С.К.Николаевой (1985) показали, что с уменьшением содержания глинистой фракции при прочих одинаковых условиях снижаются предельные напряжения сдвига ($\tau_{к1}$ и $\tau_{к2}$), падает вязкость и сужается область развития пластических деформаций.

Сам процесс сдвиговой ползучести также влияет на изменение микростроения грунта, особенно ярко это влияние проявляется в глинистых грун-

тах. Многочисленные исследования, проведенные С.С.Вяловым, В.А.Королевым, Р.В.Максимяк, В.Н.Соколовым и другими как в талых, так и мерзлых грунтах, показали, что в процессе сдвиговой ползучести в зоне сдвига происходит постепенное нарастание плотности дефектов микроструктуры, агрегаты и частицы ориентируются длинными осями вдоль плоскости сдвига вплоть до момента образования магистральной трещины, по которой и осуществляется сдвиг. При этом накопление дислокаций в микроструктуре грунта носит кинетический характер: на разных стадиях сдвиговой ползучести происходит как бы конкуренция двух противоположных процессов — образования дефектов (вызывающих разупрочнение) и их залечивания (вызывающего упрочнение). От того, какой из этих процессов преобладает, зависит характер сдвиговой ползучести: если преобладает залечивание дефектов, то развивается затухающая ползучесть, если преобладает разупрочнение, то развивается прогрессирующая ползучесть. Очевидно, что на стадии установившейся ползучести интенсивность этих двух конкурирующих процессов одинакова и возникновение дефектов полностью компенсируется их залечиванием.

Параметры ползучести при сдвиге зависят от плотности и влажности грунтов: чем плотнее грунт и меньше его влажность, тем выше все параметры ползучести и меньше ее скорость. Вода, играя роль смазки на контактах частиц любых грунтов, снижает их трение и увеличивает скорость сдвиговой ползучести. Ползучесть глинистых грунтов зависит от консистенции: грунты твердой консистенции имеют довольно высокие параметры ползучести, у пластичных грунтов они снижаются, а у грунтов текучей консистенции они самые низкие.

Большое влияние на ползучесть при сдвиге оказывает *температура*. Повышение температуры (и в области отрицательных, и в области положительных температур) приводит к снижению всех параметров ползучести и увеличению скорости сдвига. При нагревании грунтов происходит существенное уменьшение параметров предельного напряжения сдвига (реологические кривые смещаются влево, рис. 14.69, *а*), падает их вязкость (кривые вязкости смещаются влево и вниз, рис. 14.69, *б*), существенно возрастает скорость ползучести при одинаковых значениях напряжения сдвига, уменьшается порог ползучести. Это объясняется увеличением при нагревании кинетической энергии час-

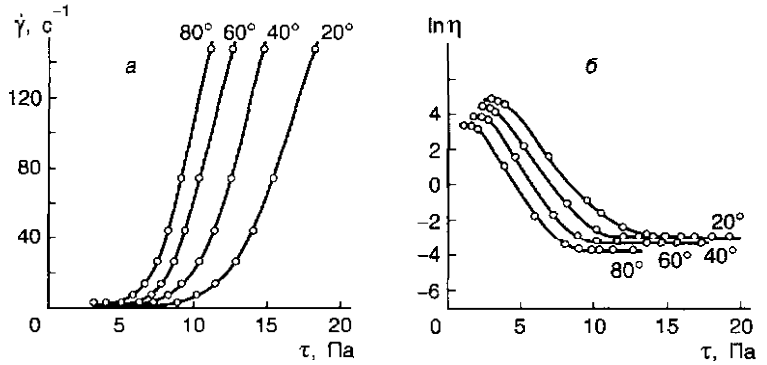


Рис. 14.69. Зависимость скорости деформации $\dot{\gamma}$ (*а*) и вязкости η (*б*) от напряжения сдвига τ каолинитовой глины при температурах 20—80°С и влажности W=197% (*по В.А.Королеву, 1985*)

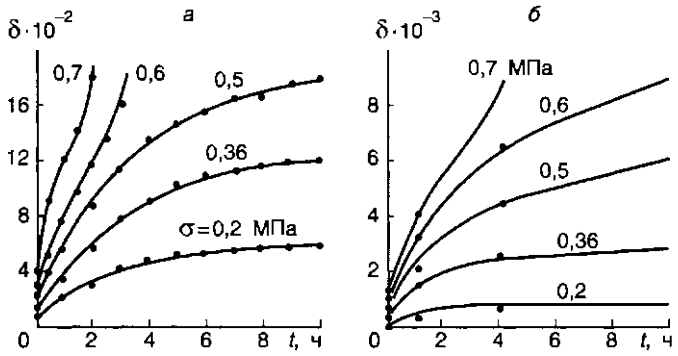


Рис.14.70. Кривые ползучести мерзлого пушицево-сфагнового торфа при температуре −1°С (*а*) и 2,5°С (*б*) (*по Л.Т.Роман, 1987*)

тиц и молекул воды, трансформацией части связанной воды в свободную, снижением вязкости связанной воды.

В мерзлых грунтах изменение температуры приводит к аналогичным результатам, однако механизм этих изменений несколько другой и связан с наличием незамерзших пленок воды и их толщиной, фазовыми переходами «вода—лед» и изменением при этом микроструктуры грунта. С повышением температуры кривые ползучести мерзлых грунтов при прочих одинаковых условиях смещаются вправо и вниз (рис.14.70).

Ползучесть при сдвиге зависит от вида испытаний, или точнее — от *напряженного состояния* грунта. В частности, параметры ползучести одного и того же грунта при испытаниях на одноплоскостной срез отличаются от таковых при трехосных испытаниях. Как указывалось выше, взаимосвязь между касательными и нормальными напряжениями устанавливается уравнением Кулона—Мора $\tau = \sigma \operatorname{tg}\varphi + c$, а в наиболее полной мере она может быть исследована при трехосных испытаниях грунта на ползучесть.

При *трехосном сжатии* водонасыщенного грунта в условиях закрытой системы (не дренированные испытания) объем остается постоянным, а в образце одновременно развиваются деформации осевой и сдвиговой ползучести, которые формируются взаимосвязано. В этом случае на оба вида ползучести существенное влияние оказывает *поровое давление* (*u*), возникающее в воде и меняющееся во времени в ходе ползучести $u = f(t)$. При этом формирование порового давления на разных стадиях ползучести имеет свои особенности.

На рис. 14.71 представлены результаты трехосных испытаний на ползучесть водонасыщенной озерно-ледниковой глины естественной структуры при температуре +2,5°С и разной интенсивности напряжений $\sigma_i = \sigma_1 - \sigma_3$, где σ_1 и σ_3 наибольшее и наименьшее главные напряжения. Из рисунка видно, что на стадии затухающей ползучести (при интенсивности напряжений $\sigma_i \leq 0{,}06$ МПа, см. рис. 14.71, *а*) *u* относительно быстро достигает максимального значения и затем остается постоянным. На стадии стационарной ползучести (при большем σ_i) поровое давление плавно уменьшается во времени, а на стадии прогрессирующей ползучести *u* падает до нуля и в момент разрушения становится равным нулю. В соответствии с изменением порового давления изменяются и параметры осевой деформации ползучести и скорости ползучести (рис. 14.71, *б*, *в*).

В процессе ползучести при трехосном сжатии происходит существенная *перестройка микроструктуры* грунта. Особенно интенсивно микростроение меняется в зоне сдвига. На рис. 14.72 приведены электронно-микроскопические фотографии микростроения озерно-ледниковой глины, испытываемой на ползучесть в условиях трехосного сжатия. Исследования показывают, что в процессе ползучести постепенно происходит формирование более или менее протяженных зон микросдвигов частиц, которые выражаются в появлении

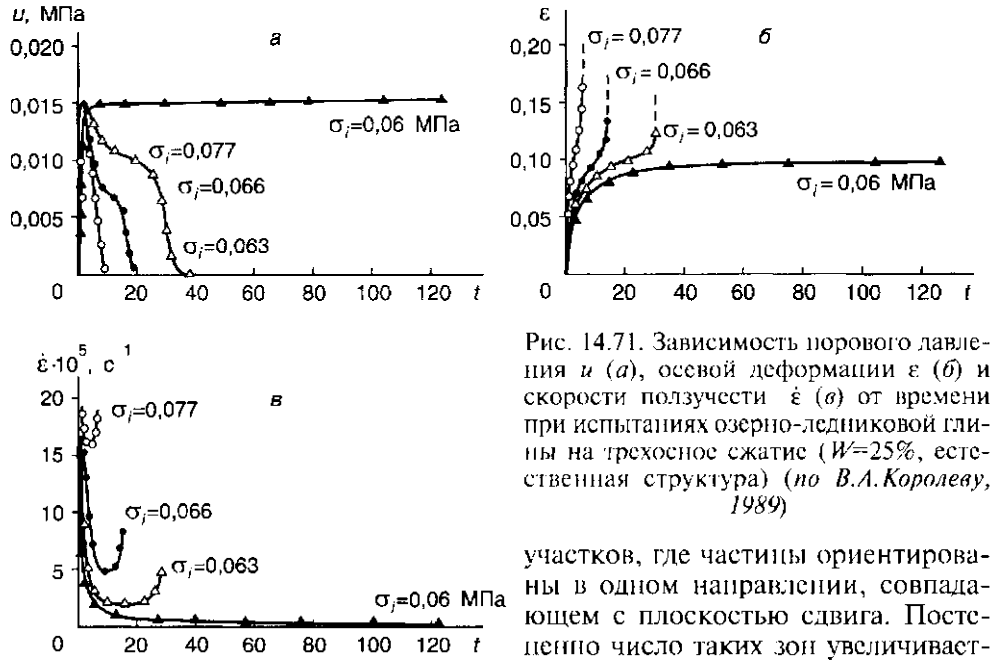


Рис. 14.71. Зависимость порового давления u (*а*), осевой деформации ε (*б*) и скорости ползучести $\dot{\varepsilon}$ (*в*) от времени при испытаниях озерно-ледниковой глины на трехосное сжатие (W=25%, естественная структура) (*по В.А.Королеву, 1989*)

участков, где частицы ориентированы в одном направлении, совпадающем с плоскостью сдвига. Постепенно число таких зон увеличивается и в итоге на стадии прогрессирующей ползучести они сливаются в магистральную зону сдвига (вытянутую по диагонали на рис.14.72, *а*). В пределах этой зоны анизотропия структуры максимальна, все частицы и агрегаты ориентированы вдоль плоскости сдвига (рис. 14.72, *б*).

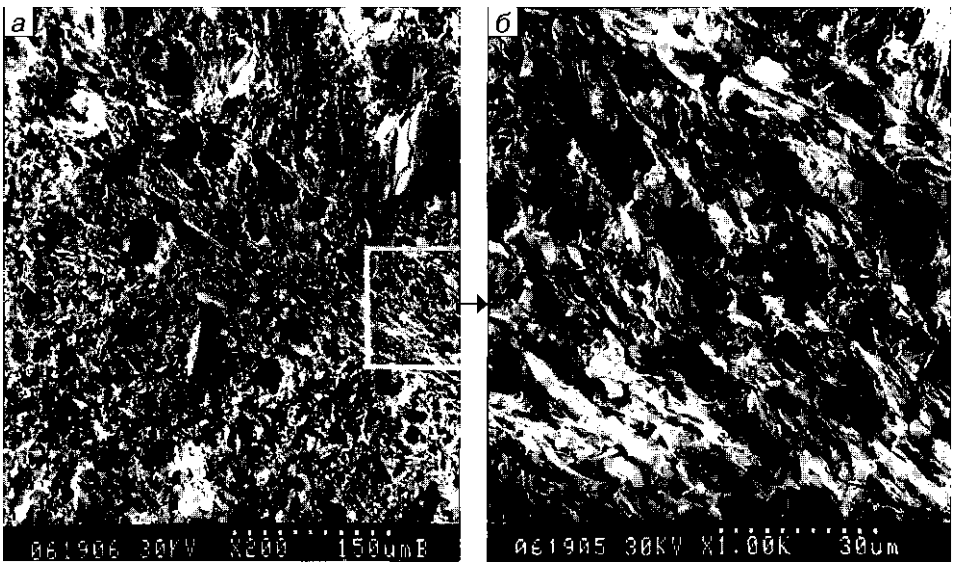


Рис. 14.72. Изменение микростроения озерно-ледниковой глины в процессе ползучести при трехосном сжатии (*по В.А.Королеву, 1989*):

а – общий вид дислокаций; *б* — ориентация частиц в зоне сдвига

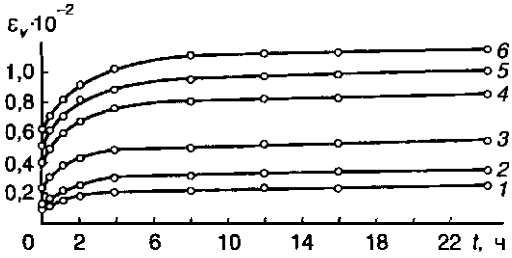


Рис. 14.73. Кривые объемной ползучести мерзлой супеси (W = 24%, T = −10°С) при всестороннем сжатии, равном (*по С.Э.Городецкому, 1969*):

1 — 5; *2* — 7,5; *3* — 15; *4* — 30; *5* — 45; *6* — 60·10⁵ Па

Объемная ползучесть грунтов. *Объемной ползучестью* называется развитие во времени объемных деформаций (ε_v) грунта, возникающих в общем случае под действием постоянного *шарового тензора*[19] эффективных напряжений ($T^o_{\sigma'}$), т.е. средних эффективных напряжений $\sigma'_m = (\sigma'_1 + \sigma'_2 + \sigma'_3)/3$, где σ'_1, σ'_2, σ'_3 — эффективные напряжения по главным осям.

Деформации объемной ползучести $\varepsilon_v = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3)/3$ являются затухающими и нелинейными, развивающимися в скелете грунта во времени вследствие вязкого сопротивления межчастичных связей. В ходе объемной ползучести изменяется объем грунта за счет отжатия из его пор воды и (или) вытеснения порового воздуха. Поэтому объемная ползучесть может развиваться как в сухих, так и влажных грунтах, в талых и мерзлых, скальных и дисперсных.

Объемную ползучесть изучают в приборах трехосного сжатия в условиях открытой системы (дренированные испытания) или закрытой системы (не дренированные испытания для не полностью водонасыщенных грунтов). На рис. 14.73 приведены кривые объемной ползучести мерзлого грунта $\varepsilon_v = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3)/3$, полученные в опытах на трехосное сжатие при всестороннем сжатии, из которых следует, что в этих условиях объемная ползучесть является нелинейной.

Частным видом объемной ползучести является консолидация грунта. Консолидацией называется развитие во времени затухающих деформаций уплотнения (ε_z) в условиях компрессии (т.е. при одномерном уплотнении под постоянным напряжением σ_z и без возможности бокового расширения образца, когда боковые деформации $\varepsilon_x = \varepsilon_y = 0$). При консолидации за счет уплотнения образца и отжатия из его пор воды и (или) воздуха происходит уменьшение объема образца, при этом объемная деформация совпадает с осевой: $\varepsilon_v = \varepsilon_z$. Особенно сложно происходит консолидация водонасыщенных грунтов.

При изучении консолидации определяется зависимость относительной осевой деформации ε_z (или относительной осадки s) образца от времени уплотнения (t) при данной нагрузке (σ_z). Общий вид кривой консолидации $s = f(t)$ при σ_z = const показан на рис.14.74. После приложения нагрузки σ_z в образце возникает мгновенная упругая деформация сжатия (рис.14.74, участок 0—1), затем начинают медленно развиваться пластические деформации за счет отжатия воды из пор под действием уменьшающегося во времени порового давления u. Это так называемый этап *фильтрационной*, или *первичной*, *консолидации*, завершающийся в момент, когда $u = 0$. После этого начинается этап *вторичной* консолидации, обусловленный медленной ползучес-

[19] В сложном напряженном состоянии тензор напряжений (T) складывается из суммы тензора эффективных напряжений ($T_{\sigma'}$) и тензора нейтральных напряжений (T_u), т.е. $T = T_{\sigma'} + T_u$. В свою очередь тензор $T_{\sigma'}$ раскладывается на шаровой тензор эффективных напряжений ($T^o_{\sigma'}$), вызывающий объемную деформацию, и девиатор эффективных напряжений D, вызывающий сдвиговую деформацию: $T_{\sigma'} = T^o_{\sigma'} + D$.

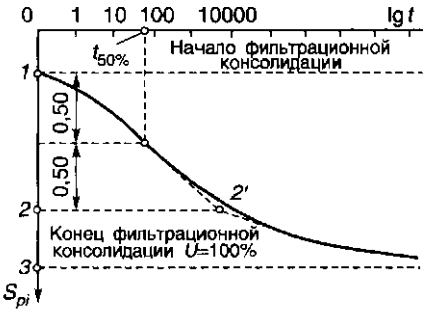


Рис. 14.74. Общий вид кривой консолидации водонасыщенного глинистого грунта (σ_z = const):

0—1 — мгновенное сжатие; *1—2* — фильтрационная (первичная) консолидация; *2—3* — вторичная консолидация

тью скелета грунта, более плотной упаковкой и переориентацией частиц грунта. Строго разграничить стадии чисто фильтрационного деформирования и ползучести практически невозможно, так как эти процессы часто осуществляются одновременно. Обычно это разграничение проводится по перегибу кривой $s = f(t)$, построенной в полулогарифмическом масштабе (на рис.14.74, точка 2′), где участок 1—2 соответствует деформации за счет первичной консолидации, а участок 2—3 — за счет вторичной).

Параметрами консолидации грунтов являются: *степень консолидации* (θ) грунта на данный момент времени (t), которая определяется отношением величины деформации на данный момент (ε_t) к конечной деформации (ε_∞), когда уплотнение завершилось: $\theta = (\varepsilon_t/\varepsilon_\infty)\cdot 100$ (%); *период первичной консолидации* ($t_ф$) — время от начала уплотнения до завершения фильтрационного этапа консолидации; *коэффициент консолидации* (c_v), характеризующий скорость процесса уплотнения и определяемый по теории фильтрационной консолидации[20] из соотношения:

$$c_v = K_ф\ (1+e)/a\rho_в,$$

где $K_ф$ — коэффициент фильтрации; e — коэффициент пористости; a — коэффициент сжимаемости; $\rho_в$ — плотность воды; c_v измеряется в см^2/с.

Согласно теории фильтрационной консолидации описание этого процесса дается уравнением Терцаги—Герсеванова:

$$\partial\sigma_z/\partial t = c_v\ (\partial^2\sigma_z/\partial z^2),$$

где t — время, z — координата по оси z; σ_z — эффективное вертикальное давление. Оценка осадки (s) во времени (t) при консолидации описывается степенным уравнением вида

$$s = s_\infty\ [1 - (8/\pi^2)e^{-Nt}],$$

где $N = c_v/4h^2$; h — толщина слоя грунта; s_∞ — стабилизированная осадка.

Консолидация грунтов зависит от многих факторов, главными из которых являются химико-минеральный состав грунта, его структурно-текстурные особенности, плотность и влажность, вид обменных катионов, состав и концентрация порового раствора и др. Из внешних факторов на консолидацию влияет температура.

Высокая скорость консолидации (большие значения c_v — порядка 10^{-2}—10^{-3} см^2/с) характерна для грубодисперсных (крупно- и мелкообломочных) грунтов. Пески уплотняются намного быстрее, чем глины, так как обладают

[20] В разработку и развитие теории фильтрационной консолидации грунтов внесли вклад К.Терцаги, Е.Казагранде, Н.М.Герсеванов, В.А.Флорин, Н.А.Цытович, Д.Е.Польшин, Н.Н.Веригин, С.С.Вялов, Л.Шукле, Ю.К.Зарецкий, З.Г.Тер-Мартиросян и др.

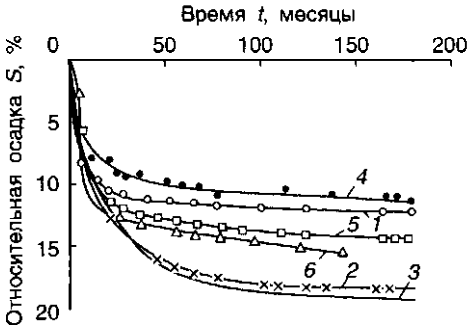


Рис. 14.75. Длительная осадка толщи илов в основании Каховской ГЭС (*по Е.Е.Карпышеву и др., 1972*):

1—6 — илы в разных частях плотины

большими коэффициентами фильтрации. Консолидация высокодисперсных грунтов идет наиболее медленно (низкие значения $c_v \approx 10^{-5}$—10^{-6} см²/с), так как глины обладают малыми коэффициентами фильтрации, отжатие связанной воды в них происходит медленно и с трудом, обусловливая так называемые длительные или «вековые» осадки сооружений (рис. 14.75). Продолжительность таких осадок может составлять несколько лет.

Влияние структурно-текстурных особенностей на консолидацию в первую очередь обусловлено зависимостью фильтрационных характеристик грунта от его структурных особенностей (дисперсности, открытой пористости, ориентации частиц, характера структурных связей). Грунты, обладающие ориентированной текстурой, характеризуются анизотропией консолидации в разных направлениях: медленнее уплотняются глины с горизонтальной ориентировкой частиц, чем с хаотической или вертикальной.

В глинистых грунтах с дальним типом коагуляционных контактов (Na-монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины, илы и др.) скорость консолидации весьма мала, такие грунты характеризуются наименьшими значениями коэффициента консолидации c_v. Так, для Na-монтмориллонитовых глин при небольшой концентрации электролита порового раствора (менее 0,01 н.) значения коэффициента c_v изменяются от $1 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-5}$ см²/с (рис.14.76). При этом большая длительность фильтрационного уплотнения подобных систем обусловливается особенностями их микроструктуры, для которой характерны ячеистые, очень мелкие и однородные поры и тонколистоватые микроагрегаты частиц, часто образующие замкнутые поры с иммобилизованными объемами воды и создающие «арочный эффект» при приложении внешней нагрузки. Высокая удельная поверхность таких дисперсных систем на границе твердой и жидкой фаз, значительная гидрофильность поверхности частиц определяют и высокую энергию связи молекул воды с твердой фазой грунта.

При этом в первую очередь отжимается вода из участков относительно крупных пор (доля которых невелика), т. е. вода меньшего энергетического уровня связи. Тот факт, что коэффициент консолидации Na-монтмориллонитовых глин очень мал и по порядку величины (около 10^{-6} см²/с) близок к коэффициенту диффузии, свидетельствует о том, что вслед за фильтрацион-

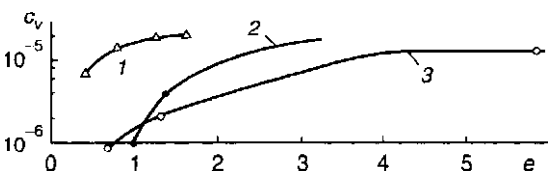


Рис. 14.76. Зависимость коэффициента консолидации (c_v) монтмориллонитовых глин от коэффициента пористости (e) (*по Р.С.Зиангирову, 1979*):

1 — Са-монтмориллонит; *2* — природная монтмориллонитовая глина; *3* — Na-монтмориллонит

ным перемещением воды в таких глинах происходит в основном пленочное (диффузионное) перемещение связанной воды.

На скорость консолидации монтмориллонитовых глин с дальними коагуляционными контактами существенное влияние оказывают состав и концентрация порового раствора. При увеличении концентрации порового раствора в монтмориллонитовых глинах или замене ионов Na^+ на Ca^{2+} величина c_v увеличивается на порядок и более, поскольку при этом системы могут переходить к структурам с ближними коагуляционными контактами. Кроме того, в результате агрегации происходит образование относительно крупных пор и вследствие этого — увеличение коэффициента фильтрации.

Консолидация водонасыщенных глин с ближними коагуляционными контактами (каолинитовые, гидрослюдистые и полиминеральные глины) происходит при прочих равных условиях с большей скоростью, что определяется особенностями микроструктуры данных грунтов. Коэффициент консолидации c_v увеличивается в таких глинах при замене обменных катионов в ряду $Li^+<Na^+<K^+<Ca^{2+}$ или при увеличении концентрации электролита порового раствора в результате агрегации частиц и увеличения при этом коэффициента фильтрации системы. Фильтрационная стадия консолидации глин с ближними коагуляционными контактами характеризуется изменением значений коэффициента консолидации c_v в широких пределах — от $1\cdot10^{-4}$ до $(5—8)\cdot10^{-5}$ $см^2/с$. Высокие значения c_v в таких системах обусловлены особенностями их микростроения, большими значениями коэффициента фильтрации, наличием относительно большого числа крупных, неоднородных пор, в которых присутствует вода, близкая по свойствам к объемной.

Как показали многочисленные исследования, начатые еще в 1930-е гг. М.М.Филатовым и в 1940-е гг. И.В.Поповым, а позже Т.Лэмбом, А.Скемптоном, Г.К.Бондариком, Г.М.Березкиной, А.М.Царевой, С.С.Вяловым, Р.В.Максимяк, В.Н.Соколовым и др., в ходе консолидации, как и при компрессии, происходит существенная *структурная перестройка* грунта. На рис. 14.77 показана схема этого процесса; по оси ординат отложена степень консолидации θ, а по оси абсцисс время в логарифмическом масштабе ($\ln t$).

Если исходный образец глинистого грунта обладал хаотической микротекстурой (рис.14.77, *а*), то уже в процессе фильтрационной консолидации он приобретает частично ориентированную текстуру: поры смыкаются и более или менее вытягиваются, частицы и агрегаты постепенно разворачиваются длинными осями в горизонтальной плоскости (см. рис. 14.77, *б*). На заключительном этапе консолидации в ходе ползучести постепенно формируется ориентированная текстура, образованная сомкнутыми порами, агрегатами и частицами, вытянутыми вдоль горизонтальной плоскости. При этом образование во времени все большего числа ближних коагуляционных контактов при уплотнении системы определяет затухающий характер ползучести при консолидации, а проявляющиеся при этом вязкопластические деформации обусловливаются главным образом реологическими

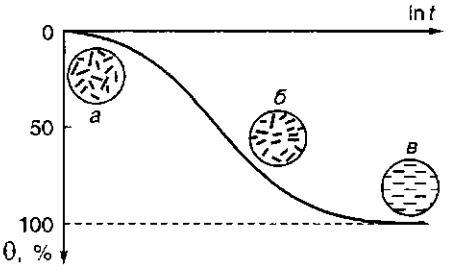


Рис. 14.77. Схема изменения микростроения глинистого грунта в процессе консолидации (объяснения в тексте)

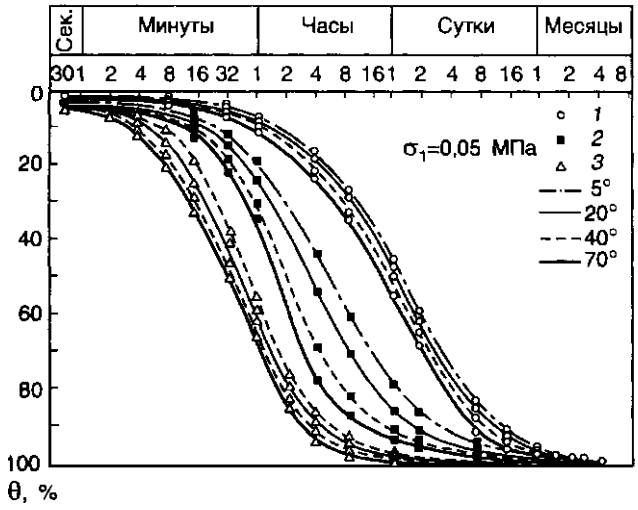


Рис. 14.78. Зависимость степени консолидации (θ) глин разного минерального состава от времени при температурах 5—70°С (*по В.А.Королеву, 1985*):

1 — Na- монтмориллонитовая глина; *2* — гидрослюдистая глина; *3* — каолинитовая глина

свойствами тонких полимолекулярных пленок воды на контактах частиц.

Наряду с изменением рассмотренных внутренних факторов к росту коэффициента консолидации приводит и увеличение температуры. Опыты на Na-монтмориллонитовой глине показали (рис.14.78), что при увеличении температуры от 5 до 70°С величина c_v возрастает в 3—4 раза как в результате снижения вязкости поровой воды, так и в результате структурных изменений в системе при тепловом воздействии, приводящих к росту коэффициента фильтрации (увеличение размера фильтрующих пор).

Температура влияет и на консолидацию глин с ближними коагуляционными контактами. Опыты, проведенные на каолинитовых, гидрослюдистых и Са-монтмориллонитовых глинах, показали (см. рис.14.78), что увеличение температуры от 7 до 70°С приводит к сокращению периода фильтрационной консолидации в 2—2,5 раза, при этом наибольшая степень консолидации грунта за один и тот же период времени достигается при повышенной температуре. Изменение параметров фильтрационной консолидации с температурой обусловливается в основном уменьшением вязкости поровой воды при повышении температуры.

Наряду с этим в структуре грунта происходит увеличение «живого сечения» порового пространства как за счет роста размера пор при термической агрегации частиц, так и за счет уменьшения толщины оболочек связанной воды вокруг частиц, которая при повышении температуры трансформируется в свободную. Все это приводит к уменьшению сопротивления прохождению воды сквозь микропоры глины, увеличению ее коэффициента фильтрации и уменьшению периода филь-

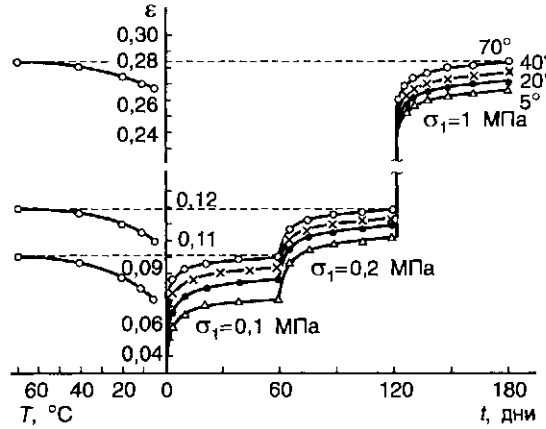


Рис. 14.79. Зависимость деформаций ползучести (ε) от времени (*t*) при консолидации гидрослюдистой глины под ступенчато возрастающей нагрузкой и температурах (*T*) 5—70°С (*по В.А.Королеву, 1985*)

трационного уплотнения. Указанные процессы влекут за собой более раннее проявление ползучести скелета грунта при повышенной температуре.

Исследования показывают, что с ростом температуры деформации ползучести при консолидации закономерно увеличиваются (см. рис. 14.79). Зависимость деформации ползучести ε_z от температуры T является нелинейной и может быть описана степенной функцией

$$\varepsilon_z\ (T,\ \sigma_1) = A\ (\sigma_1)\ T^{N(\sigma)},$$

где A и N — определяемые из опыта параметры, зависящие от сжимающего напряжения σ_1.

Таким образом, ползучесть грунтов является сложным процессом, зависящим от широкого комплекса внешних и внутренних факторов, которые необходимо учитывать при инженерно-геологических исследованиях.

РЕЛАКСАЦИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ГРУНТАХ

Релаксация[21] напряжений — это падение напряжений во времени при сохранении постоянной деформации. В грунте она происходит за счет процессов внутренних микроструктурных изменений, сопровождающихся упругими и пластическими микродеформациями и перераспределением напряжений между частицами во времени при сохранении постоянной общей деформации. Основным параметром, характеризующим релаксацию, является время релаксации t_r — время достижения системой состояния равновесия. При оценке релаксации напряжений в твердых телах время релаксации как бы характеризует «подвижность» материала и соответствует так называемому времени оседлой жизни частицы в положении равновесия. У жидкостей время «оседлой жизни» молекул в миллион раз меньше, чем у кристаллических твердых тел. Поэтому чем меньше величина t_r, тем в большей степени материал приближается к жидкости, и наоборот.

Релаксация напряжений в различных телах происходит по-разному (рис. 14.80). Так, в идеально упругих телах, у которых деформация (γ) возникает и восстанавливается мгновенно (см. рис.14.80, *а*), релаксация напряжений идет бесконечно долго. В идеально вязких телах (жидкостях) деформация нарастает во времени ли-

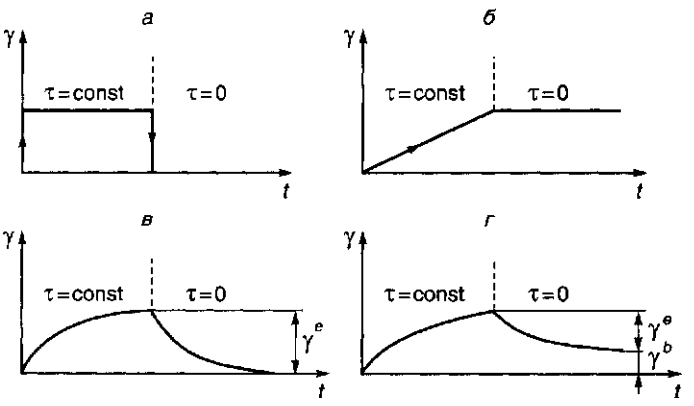


Рис. 14.80. Развитие деформаций во времени при нагрузке (τ = const) и разгрузке (τ = 0) в телах (*по С.С.Вялову, 1978*):

а — идеально упругом; *б* — идеально вязком; *в* — упруговязком; *г* — упруговязкопластическом

[21] Релаксация (от лат. relaxatio — ослабление, уменьшение) в широком смысле рассматривается как процесс установления термодинамического равновесия в системе; процессы релаксации многообразны, они по-разному протекают в газах, жидкостях и твердых телах.

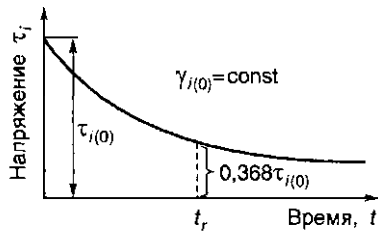


Рис. 14.81. Кривая релаксации напряжений в грунте во времени (*по С.С.Вялову, 1978*)

нейно, а после разгрузки она не восстанавливается (см. рис.14.80, *б*); время релаксации в таких системах наименьшее.

В реальных телах (включая и грунты) наблюдаются проявления и упругости, и пластичности. Так, в упруговязком теле деформация развивается во времени, но является затухающей и полностью восстанавливающейся (рис. 14.80, *в*); время релаксации напряжений в таком теле значительно. В упруговязкопластическом теле деформация также развивается во времени, но носит незатухающий характер и восстанавливается лишь частично (рис. 14.80, *е*); время релаксации напряжений в таком теле незначительно.

В целом же проявление упругости и вязкопластичности в данном теле (грунте) зависит от соотношения времени воздействия нагрузки (t) и времени релаксации (t_r): если $t << t_r$, то тело ведет себя как упругое; если $t >> t_r$, то тело ведет себя как вязкое.

Величина времени релаксации напряжений в теле определяется из закона релаксации Максвелла:

$$\tau = \tau_o \varepsilon^{-t/t_r},$$

где $\tau_o = G\gamma$ — начальное напряжение сдвига; G — модуль сдвига. Откуда время релаксации $t_r = \eta/G$.

Формальное значение времени релаксации поясняется на рис.14.81. Из закона релаксации Максвелла следует, что для момента времени $t = t_r$ это уравнение примет вид: $\tau = \tau_o/e$. Таким образом, *время релаксации напряжений равно такому отрезку времени* t_r *за которое напряжение* τ *уменьшится* в e = 2,718 раза по отношению к начальному значению τ_o.

У воды время релаксации составляет 10^{-11} с, у льда — сотни секунд (10^2—10^3 с в зависимости от температуры), у стекла — сотни лет, у горных пород — тысячелетия (например, у известняка $t_r = 10^{10}$ с). В силу этих причин при быстром приложении нагрузки многие грунты ведут себя как упругие и хрупкие тела, а при медленном — текут как жидкости. Особенно ярко это проявляется в мерзлых грунтах, в каменной соли и др. С другой стороны, хорошо известно, что под действием давления даже скальные грунты за геологические периоды времени проявляют вязкое течение.

Таким образом, время релаксации напряжений в грунтах определяется их химико-минеральным составом, структурно-текстурными особенностями (в основном типом и прочностью структурных связей), плотностью и влажностью, составом и концентрацией порового раствора, а из внешних факторов — температурой и действием других физических полей (электромагнитного, радиационного и др.).

ДЛИТЕЛЬНАЯ ПРОЧНОСТЬ ГРУНТОВ

Длительная прочность — это прочность, сохраняемая грунтом при длительном действии нагрузки. Она формируется как следствие способности тел терять свою прочность при увеличении длительности действия нагрузки и

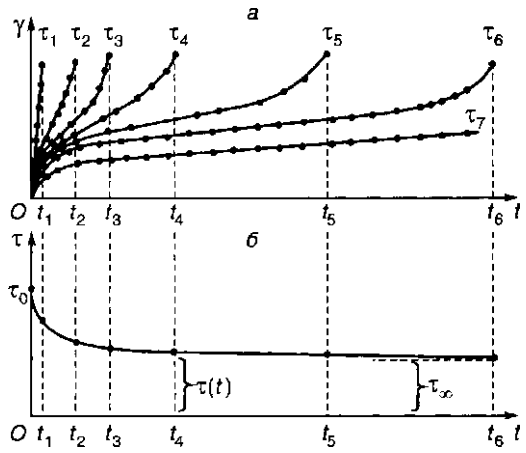


Рис. 14.82. Кривые ползучести грунта при сдвиге (*а*) и построенная по ним кривая длительной прочности (*б*) (*по С.С.Вялову, 1978*)

тесно связана с ползучестью и рассмотренной выше релаксацией напряжений.

Длительная прочность характеризуется *кривой длительной прочности*, которая строится в координатах «прочность—время», причем в качестве количественных показателей прочности могут выступать любые параметры прочности, которые интересуют исследователя в данной конкретной ситуации (например, показатели прочности на сдвиг φ и c, прочность на одноосное сжатие, на растяжение, предельное напряжение сдвига τ и т.д.).

Кривые длительной прочности строятся по результатам испытаний грунтов на ползучесть (рис. 14.82). Для этого испытывается на ползучесть при разных напряжениях серия одинаковых образцов-близнецов и определяется их долговечность (t_p) для каждого напряжения τ (см. рис. 14.82, *а*). По полученным данным строится кривая длительной прочности — график зависимости разрушающего напряжения τ от долговечности t_p (рис. 14.82, *б*). На этом графике различают: *условно мгновенную* (или начальную) *прочность* τ_0, т.е. наибольшую прочность при $t \to 0$; *длительную прочность* $\tau = f(t)$, определяемую текущими разрушающими напряжениями на момент времени t, она не является константой для данного грунта, так как зависит от времени; *предел длительной прочности* τ_∞, соответствующий такому безопасному напряжению, до превышения которого деформации ползучести носят затухающий характер.

У некоторых материалов незатухающая ползучесть возникает при любых сколь угодно малых напряжениях. У таких материалов $\tau_\infty = 0$ и кривая их длительной прочности асимптотически приближается к оси абсцисс. Для того, чтобы судить о том, насколько снижается длительная прочность по сравнению с условно-мгновенной, по кривой длительной прочности рассчитывается *снижение длительной прочности* (R^i_s), измеряемое в % (рис. 14.83):

$$R^i_s = (\tau_i / \tau_0) \cdot 100,$$

где τ_0 — начальная (условно-мгновенная) прочность; τ_i — длительная прочность на момент времени t. Для предельного случая ($t = \infty$) определяется *предельное снижение длительной прочности* (R^∞_s), измеряемое также в %:

$$R^\infty_s = (\tau_\infty / \tau_0) \cdot 100,$$

где τ_∞ — предел длительной прочности.

Длительное разрушение грунтов является универсальным и закономерным физическим процессом, свойственным абсолютно всем грунтам от скальных до текучих, обладающим в той или иной мере ползучестью. Этот процесс, имеющий кинетическую природу, связан с внутрикристаллическим и

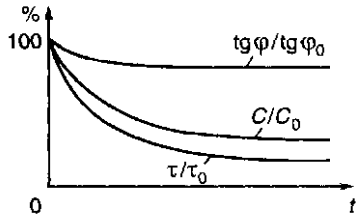


Рис. 14.83. Снижение во времени сопротивления глин сдвигу $\tau(t)$, сцепления $c(t)$ и угла внутреннего трения $\varphi(t)$, в % по отношению к условно-мгновенным значениям (*по С.С.Вялову, 1978*)

внутриагрегатным течением (при вязком разрушении) и межкристаллическим или межчастичным течением (при хрупком разрушении), а также с образованием микротрещин и иных микродефектов в структуре грунта.

Факторы формирования длительной прочности те же, что и для других реологических свойств грунтов. Указанные параметры длительной прочности грунтов зависят от химико-минерального состава грунта, его структурно-текстурных особенностей, плотности и влажности, состава и концентрации порового раствора, а также действия внешних физических полей, прежде всего температуры.

Наиболее длительная прочность зависит от характера и прочности структурных связей грунта. Установлено, что прочные структурные связи, обусловленные кристаллизационными и цементационными контактами, обусловливают незначительное снижение длительной прочности. Для таких грунтов предельное снижение длительной прочности R^{∞}_{s} = 70—90% от начальной (для большинства скальных грунтов R^{∞}_{s} = 60—80%). Более слабые структурные связи, обусловленные переходными контактами, в большей мере снижают длительную прочность; для них предельное снижение длительной прочности R^{∞}_{s} = 50—80% от начальной. При наличии самых слабых структурных связей, обусловленных коагуляционными контактами, предельное снижение длительной прочности R^{∞}_{s} = 20—60% от начальной.

В глинистых грунтах длительная прочность зависит от их влажности и консистенции. У пластичных глинистых грунтов прочность снижается сравнительно быстро, а предельное снижение длительной прочности R^{∞}_{s} меняется от 20—40% при начальной прочности для текучепластичных глин до 50—60% для тугопластичных. У плотных глин твердой консистенции предельное снижение длительной прочности R^{∞}_{s} составляет всего 80—90% от начальной прочности.

У льда прочность снижается весьма медленно, но безгранично и в пределе $R^{\infty}_{s} = 0$. У различных мерзлых грунтов процесс снижения прочности тоже протекает относительно медленно, но быстрее, чем у льда, а предельное снижение длительной прочности R^{∞}_{s} = 15—50% от начальной.

Кроме внутренних факторов снижение длительной прочности зависит от внешних условий и в определенной мере от вида испытаний (напряженного состояния). Установлено, что при сжатии прочность снижается в меньшей мере, чем при сдвиге и тем более при растяжении. В условиях сложного напряженного состояния интенсивность снижения длительной прочности зависит от соотношения девиаторной D и шаровой $T^{b}_{\sigma'}$ частей тензора напряжений ($T_{\sigma'} = T^{b}_{\sigma'} + D$): чем больше среднее нормальное напряжение $\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$, тем в меньшей степени снижается прочность.

Существенное влияние на снижение длительной прочности оказывает и температура. Как показали исследования В.А.Королева (1988, 1989), проведенные на различных глинистых грунтах при положительной температуре 1—80°С, независимо от вида напряженного состояния (испытания на растяжение, одноосное сжатие, сдвиг, трехосное сжатие) с ростом температуры про-

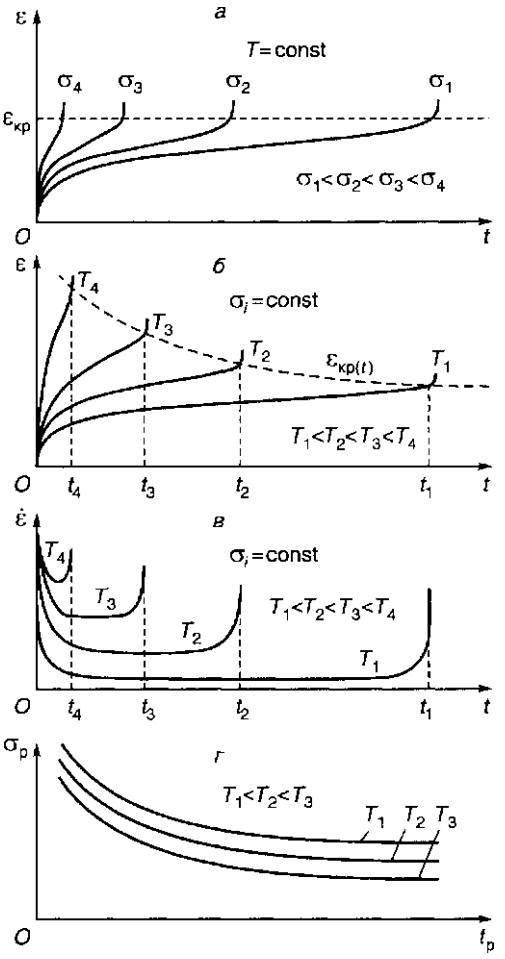


Рис. 14.84. Общий вид изотерм ползучести (*а, б*), скорости деформации (*в*) и длительной прочности (*г*) глины при трехосном сжатии и различной температуре (*T*) (*по В.А.Королеву, 1988*)

исходит более интенсивное снижение параметров длительной прочности. Так, при испытаниях на трехосное сжатие было установлено, что интенсивность разрушающих напряжений при повышенной температуре падает в большей степени, чем при более низкой температуре (рис. 14.84).

14.5. Динамические свойства грунтов

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Термин «*динамические свойства грунтов*», использующийся в специальной литературе, неоднозначен. С одной стороны, динамические свойства грунтов характеризуют их как среду распространения колебаний (упругие, демпфирующие, фильтрующие свойства), а с другой — это различные формы реакции грунтов на динамические нагрузки, или их *динамическая неустойчивость*, под которой понимается увеличение деформируемости и снижение прочности грунта при динамическом нагружении по сравнению со статическими условиями.

Вопросы динамической неустойчивости грунтов важны при решении всех практических задач, связанных со снижением жесткости и прочности грунтов при динамических нагрузках разного происхождения. Землетрясения, движущийся транспорт, взрывы при экскавациях, работа тяжелых машин, ветровые и волновые нагрузки часто приводят к повреждениям зданий и других инженерных сооружений в результате значительных и неравномерных осадок, смещений пород на склонах, разрушения насыпей. Самые тяжелые последствия обычно имели случаи сейсмического разжижения водонасыщенных песчано-пылеватых грунтов: в Кировакане (Спитакское землетрясение, 1988 г.), на Сахалине (Нефтегорское землятрясение, 1995 г.), в Анкоридже (Аляска, 1964), и в Ниигате (Япония, 1964); 264 жертвы Гиссарского толчка (Таджикистан, 1989 г.) были «накрыты» оползнем-потоком, возникшим в результате разжижения лёссовых грунтов.

Однако и другие формы динамической неустойчивости разных грунтов имеют огромное практическое значение. Известны случаи возникновения катастрофических оползней разжижения в высокочувствительных «плывунных»

Рис. 14.85. Формы проявления и механизмы динамической неустойчивости разных грунтов

глинах Скандинавии и Канады. Квазитиксотропное разупрочнение слаболитифицированных глинистых отложений не только создает сложности при строительстве и эксплуатации сооружений с динамическими нагрузками, но и облегчает возведение свайных фундаментов за счет роста несущей способности забивных свай во времени. Практическое значение имеет также изучение усталостных свойств скальных и полускальных грунтов в условиях длительных динамических нагрузок разной интенсивности от тяжелых и ответственных сооружений. Все наблюдаемые *формы поведения грунтов при динамических нагрузках* могут быть сведены к нескольким вариантам, представленным на рис. 14.85. Однако природа динамической неустойчивости различных грунтов определяется разными *механизмами* (рис. 14.85).

Характерным механизмом динамической неустойчивости грунтов с жесткими структурными связями является усталость, для дисперсных же грунтов варианты более разнообразны. Здесь, прежде всего, различаются связные и несвязные грунты. Некоторое промежуточное между ними положение как по проявлению, так и по механизму динамической неустойчивости занимают «слабосвязные» грунты, которым могут быть свойственны как легкая разжижаемость в водонасыщенном состоянии, часто сопровождающаяся некоторым уплотнением, так и слабовыраженные тиксотропные эффекты, что вызвано присутствием определенного количества тонкодисперсных частиц, способных к формированию структурных контактов коагуляционного типа. Группа слабосвязных грунтов по дисперсности может включать обычно существенно пылеватые гранулометрические разности от песков до легких суглинков (в том числе и лёссовые породы) с удельной поверхностью 10—25 м^2/г.

В основе динамической неустойчивости любых грунтов (как и других твердых тел) лежит единый по природе стохастический механизм, заключающийся в их способности накапливать от цикла к циклу воздействия некоторую долю рассеянной за счет своих гистерезисных свойств энергии. Таким образом, при динамическом нагружении происходит увеличение внутренней энергии системы, и, следовательно, изменяется соотношение между внешней силой и устойчивостью структурных связей. Этот избыток внутренней энергии концентрируется в пределах наиболее слабых микрообъемов породы — концентраторов напряжений, на которых и начинается расходование накопленной внутренней энергии системы на образование новой свободной поверхности — разрушение структурных связей, причем форма, в которой накапливается рассеянная энергия, различна для грунтов с разным типом структурных связей.

Для количественной характеристики динамических свойств грунтов применяются две достаточно широких группы показателей. При *характеристике свойств грунтов как среды распространения волн напряжений используются следующие основные величины*: 1) ряд динамических модулей грунта — модуль Юнга, динамический модуль сдвига, динамический модуль общей деформации и др.; 2) коэффициент Пуассона; 3) характеристики затухания волн напряжений в грунтах. Для *оценки динамической неустойчивости грунтов в зависимости от поставленной задачи могут применяться*: 1) характеристики разжижаемости грунтов: отношение циклических напряжений, деформация разжижения и избыточное поровое давление; 2) параметры сдвиговой прочности в зависимости от: а) количества циклов воздействия; б) скорости деформирования, в) силовых и временных параметров динамической нагрузки (амплитуды напряжений, частоты, длительности); 3) параметры прочности на разрыв, срез, одноосное сжатие, изгиб и кручение (при усталостных испытаниях скальных грунтов); 4) распределение напряжений и деформаций в объеме модели, общий характер и скорость ее разрушения или деформирования. Для определения перечисленных показателей используются как полевые, так и лабораторные методы динамических испытаний грунтов и физических моделей оснований и земляных сооружений, а также математическое моделирование.

Итак, в целом динамические свойства — *это группа физико-механических свойств грунтов, определяющих их реакцию на действие динамических нагрузок*. По своему типу нагрузка может быть постоянной или переменной как по величине, так и по знаку. Переменные нагрузки делятся на монотонные (возрастающие или убывающие) и циклические. Циклические нагрузки, в свою очередь, подразделяются на однократные и многократные. Под *динамической* понимается переменная нагрузка, изменяющаяся во времени быстрее, чем затухают вызванные ею в грунте волны напряжений. А поскольку реально не существует достаточно длительно и монотонно убывающих или возрастающих усилий, то практически все динамические нагрузки являются циклическими (однократными или многократными) и представляют собой колебания — чередование во времени возрастания и убывания напряжений[22].

В соответствии с характером такого чередования можно выделить периодические и непериодические динамические нагрузки. *Периодическая нагрузка* характеризуется каким-либо закономерным (рис.14.86, *а—г*) чередованием возрастания и убывания напряжения, любое текущее значение которого повторяется через постоянный интервал времени. *Непериодические нагрузки* включают три основные разновидности: 1) *ударные (импульсные) нагрузки* (рис.14.86, *д*) часто являются периодическими, однако разложение их в ряд Фурье неосуществимо, так как импульсы разделены значительными по сравнению с длительностью последних «немыми» интервалами; 2) *почти периодические* — суммы гармонических колебаний несоизмеримых (некратных) частот, например биения (рис.14.86, *е*), возникающие при пуске и торможении машин разного типа; 3) *нерегулярные*, типичные для многих техногенных и всех природных воздействий (сейсмических, ветровых, волновых) и характеризующиеся слу-

[22] Под колебаниями понимают чередование во времени возрастания и убывания произвольной величины — в том числе и напряжения. В инженерной практике чаще всего приходится иметь дело с колебаниями смещения некоторой массы, которые вызывают в грунтах напряжения, меняющиеся по тому же закону, что и перемещения источника.

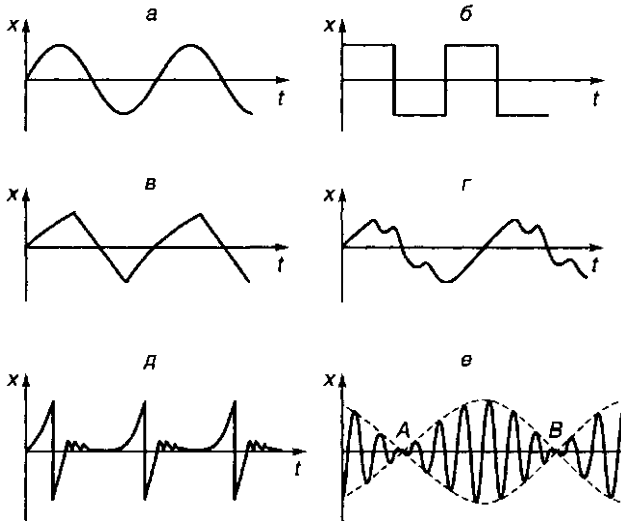


Рис. 14.86. Разные формы периодических (*а* — синусоидальная, *б* — П-образная, *в* — пилообразная, *г* — сложная) и непериодических (*д* — импульсная, *е* — биения) нагрузок

чайным характером изменения напряжений во времени (рис.14.87). Кроме того, любая динамическая нагрузка может быть как знакопеременной, так и знакопостоянной (рис. 14.87, *а*).

Общее представление о соотношении параметров динамических нагрузок от разных источников и об их относительной значимости дает рис.14.88. Все практически значимые для инженерной деятельности нагрузки находятся до частот 100 Гц. Источники, генерирующие колебания с частотами, близкими к собственным для большинства зданий (1—8 Гц), находятся в центральной части диаграммы. Значимые деформации грунтов возникают только в пределах зон влияния этих источников, которые существенно[23] различаются.

Параметры динамической нагрузки оказывают определяющее влияние на степень динамической неустойчивости грунтов. По особенностям воздействия на грунты весь спектр природных и техногенных динамических нагрузок целесообразно прежде всего разделить на две группы — вибрационные и импульсные. *Вибрационные нагрузки* — это как периодические, так и непериодические воздействия, характеризующиеся непрерывным изменением напряжений во времени («немые» интервалы отсутствуют). Эти сравнительно низкочастотные волны напряжений, как правило, регистрируются органами

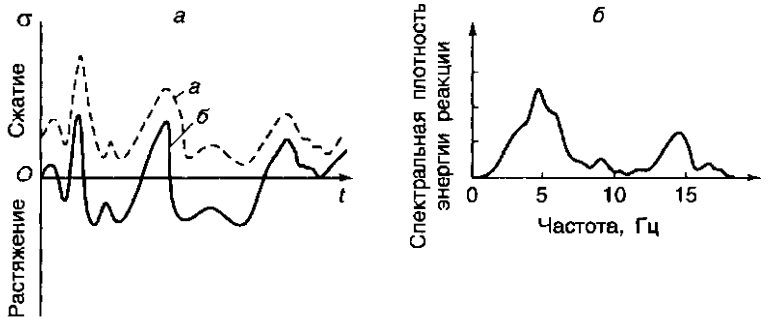


Рис. 14.87. Нерегулярные динамические нагрузки (*а*) и их энергетический спектр (*б*)

[23] Для взрывов приведены характеристики колебаний на удалении от газовой камеры или воронки выброса, где волны уже утрачивают свой ударный характер, преобразуясь в непрерывную волну сжатия.

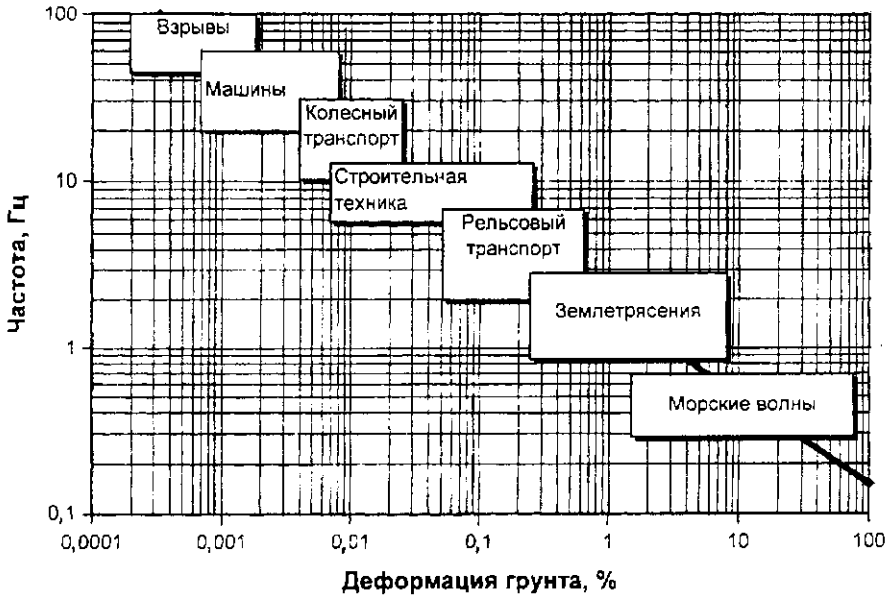


Рис. 14.88. Обобщенная характеристика динамических нагрузок разного происхождения (для каждого источника указан диапазон параметров, характерный для их спектральных максимумов) (*по Massarch, 1993, с дополнениями*)

чувств человека: при частоте 1—2 Гц человек ощущает колебания с амплитудой не менее 20 мкм, а при частотах 20 Гц и выше — уже всего 1—2 мкм. *Импульсные нагрузки* — периодические или непериодические (часто однократные) воздействия, характеризующиеся: 1) наличием «немых» интервалов между импульсами, 2) высокой резкостью (третья производная смещения по времени) колебаний и очень крутым фронтом волны (только в непосредственной близости от источника) и 3) наличием в спектре высокочастотных (до тысяч герц) составляющих — также в непосредственной близости к источнику воздействия, не оказывающих, однако, существенного влияния на грунты.

ПОВЕДЕНИЕ ГРУНТОВ ПРИ ВИБРАЦИОННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Вибрационные динамические нагрузки разнообразны и генерируются как природными (землетрясения, волны, ветер), так и техногенными (транспорт, промышленные установки — турбины, мельницы, станки) источниками. В пределах крупных городов постоянно существует вибрационное поле, обусловленное наложением волн напряжений, распространяющихся от разнообразных источников.

Поведение несвязных грунтов. При прохождении упругих волн через грунты в них возникают колебания частиц друг относительно друга, в результате чего происходит накопление сдвиговых деформаций. В несвязных (дилатантных) грунтах это взаимное смещение частиц сопровождается переупаковкой и изменением пористости, а в недренированных условиях — изменением порового давления. В зависимости от ряда факторов возможны следующие формы реакции песчаных грунтов на динамические нагрузки.

Рис. 14.89. Виброкомпрессионная кривая для среднезернистого песка

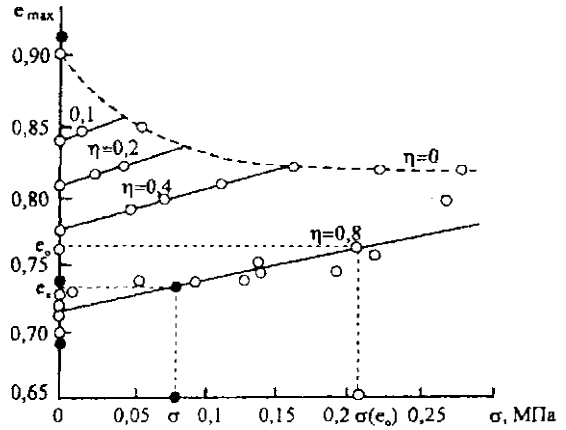


Рис. 14.90. Зависимость коэффициента пористости для мелкозернистого песка от сжимающих напряжений при различных ускорениях колебаний (η — ускорение в долях ускорения свободного падения *g*) (*по П.Л.Иванову, 1983*)

Уплотнение (отрицательная дилатансия) рыхлого песка любой влажности, которое приводит к дополнительным осадкам сооружений. С другой стороны, эффект переукладки песчаных зерен при вибрации положен в основу методов вибропогружения свай, шпунтов и других конструкций, устройства песчаных свай в сильносжимаемых дисперсных грунтах, а также поверхностного или глубинного виброуплотнения рыхлых песков для повышения их несущей способности и снижения чувствительности к динамическим нагрузкам. Хорошо известна зависимость между коэффициентом пористости песка и ускорением (или мощностью) колебаний, подобная компрессионной, которую обычно называют *виброкомпрессионной* кривой (рис.14.89). Виброуплотняемость песка максимальна в сухом и водонасыщенном состоянии, но заметно снижается вблизи влажности капиллярной влагоемкости, а также с ростом эффективных напряжений. Причем в достаточно широком диапазоне виброускорений (до 0,8*g*) зависимость коэффициента пористости от сжимающих напряжений при постоянном ускорении колебаний может быть принята линейной (рис.14.90). Накопление деформаций в песчаных грунтах при вибрационных нагрузках может быть длительным (до нескольких лет). Этот процесс П.Л. Иванов назвал *виброползучестью*. Деформация виброползучести во времени удовлетворительно описывается экспоненциальной зависимостью (рис.14.91). Динамическая уплотняемость песков количественно характеризуется измене-

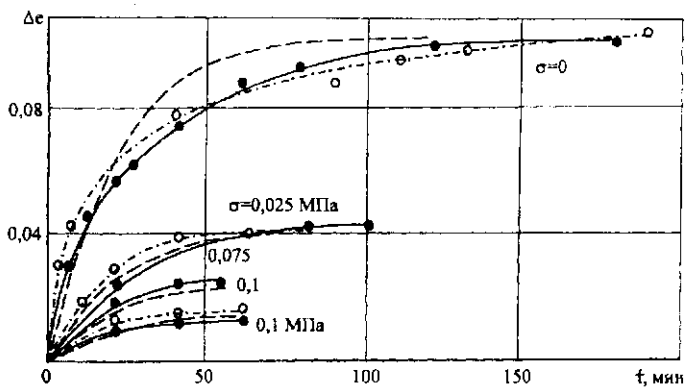


Рис. 14.91. Сокращение коэффициента пористости мелкозернистого песка во времени при различных сжимающих напряжениях σ и ускорении колебаний 0,2*g* (пунктиром приведены расчетные кривые при скорости деформации 0,05 мин$^{-1}$) (*по П.Л.Иванову, 1983*)

нием коэффициента пористости при заданных параметрах внешней нагрузки, что позволяет перейти к расчету дополнительных осадок грунта и сопоставлению их с допустимыми.

Разжижение водонасыщенного песка, связанное с быстрым нарастанием порового давления на фоне уплотнения грунта вплоть до исчезновения эффективных напряжений и непосредственного контакта между зернами — в какой-то момент они оказываются как бы взвешенными во вмещающей их воде. Вода стремится отжаться, но этот процесс требует некоторого времени, поскольку ограничивается водопроницаемостью грунта. В результате динамическое разжижение песков может сопровождаться авариями сооружений: здания успевают «утонуть» или перекоситься, плотины — разрушиться, дороги и коммуникации разрываются, а подземные емкости с горючим всплывают на поверхность. По мере отжатия влаги песок уплотняется, повышая устойчивость к последующим динамическим воздействиям. Этот эффект положен в основу метода гидровиброуплотнения (виброфлотации), при котором одновременно с передачей вибрации в ненасыщенный песок под давлением 4—6 МПа подается вода. Для снижения эффективных напряжений может также использоваться нагнетание воздуха — на этом основан метод устройства пневмосвай — уплотненных зон в массивах сухих рыхлых песков. Количественно разжижаемость песков принято оценивать величиной потенциала разжижения.

Циклическая подвижность — постепенное накопление сдвиговых деформаций в водонасыщенных песках относительно плотного сложения, которые мобилизуют значительное сопротивление динамическому нагружению даже при эффективных напряжениях, близких к нулю. Обязательным условием циклической подвижности является положительное поровое давление хотя бы в течение части цикла нагрузки. Иначе отрицательное поровое давление и соответствующий всплеск эффективного напряжения не допускают накопления деформаций, что характерно для динамически устойчивых песков предельно плотного (I_D>0,7) сложения.

Огромное влияние на характер развития и последствия циклической подвижности оказывает степень инверсии знака касательных напряжений в каждом цикле нагрузки, поскольку деформирование грунта при этом существенно облегчается. При этом дважды за цикл грунт оказывается в условиях гидростатического сжатия, когда мобилизуемое сопротивление сдвигу равно нулю, что сопровождается быстрым ростом порового давления (u) — иногда его всплес-

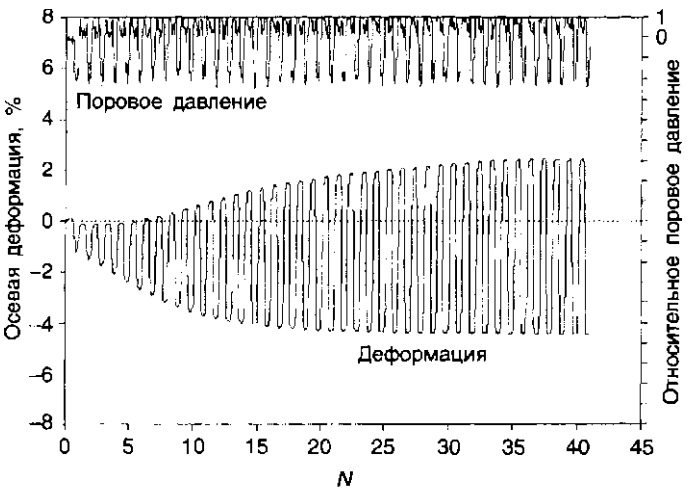


Рис. 14.92. Прогрессирующая циклическая подвижность в плотных водонасыщенных песках в условиях трехосного динамического сжатия (*по Е.А.Вознесенскому, 1999*)

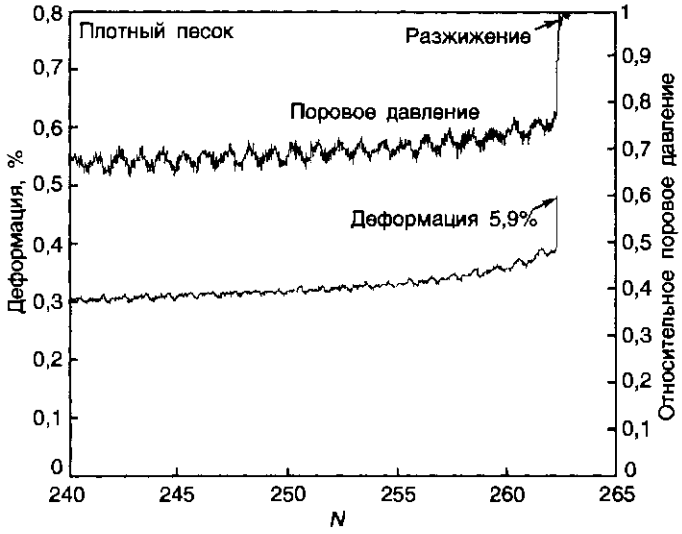


Рис. 14.93. Поведение плотного песка в недренированных условиях динамического трехосного сжатия: медленное накопление деформаций заканчивается внезапным разжижением на конечной стадии (*по Е.А.Вознесенскому, 1999*)

ки достигают величины сжимающих напряжений (σ_m) и относительное поровое давление $PPR = u/\sigma_m = 1$ (рис. 14.92). Циклическая подвижность может иметь прогрессирующий характер и привести к сдвиговому разрушению грунта без его разжижения, что выражается в накоплении значительных деформаций и приводит к разрушению оснований, тела земляных плотин, оползнеобразованию. Она также может быть затухающей — стабилизирующейся на определенном уровне амплитуды деформации, если нагрузка невелика, а максимум PPR не превышает 0,7. Наконец, результатом может быть просто медленное накопление деформаций до некоторого критического для данного сооружения уровня.

Циклическая подвижность в условиях длительных малоамплитудных динамических нагрузок и без инверсии знака напряжений не позволяет плотным водонасыщенным пескам мобилизовать значительное сопротивление сдвигу и может привести к медленной переупаковке зерен и внезапному разжижению грунта (рис.14.93). Последнее начинается в пределах формирующихся при этом более рыхлых зон. Количественными показателями динамической неустойчивости песков в форме циклической подвижности являются максимальная деформация сдвига γ_{cr}, предельный уровень относительного порового давления PPR_{cr} и число циклов воздействия до момента достижения критической деформации N_{max}.

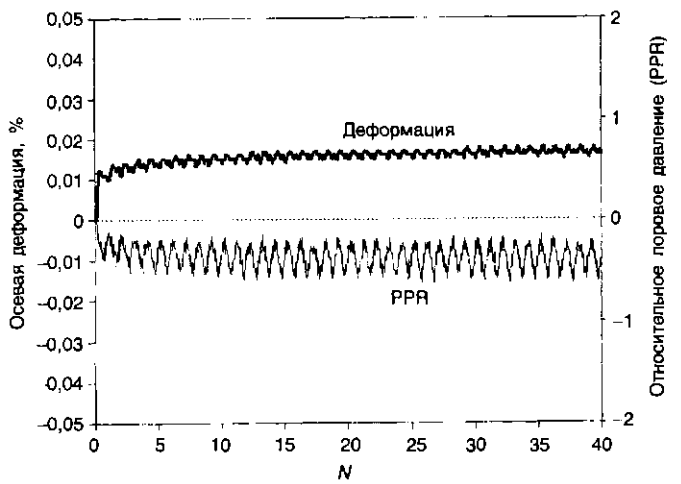


Рис. 14.94. Стабилизация деформаций и отрицательного порового давления при динамическом трехосном сжатии плотного песка (*по Е.А. Вознесенскому, 1999*)

Разуплотнение (положительная дилатансия) маловлажных плотных песков, сопровождающееся и их разупрочнением. Такое явление может на-

блюдаться при местном нарушении неоднородных по плотности сложения песков, когда при вибрации рыхлые участки грунта уплотняются, а плотные немного разрыхляются. В водонасыщенных плотных песках разуплотнение не происходит из-за повышения эффективных напряжений за счет возникновения отрицательного порового давления при взаимных смещениях частиц (рис.14.94).

Крупнообломочные грунты при отсутствии заметного количества тонкодисперсного заполнителя можно считать динамически устойчивыми даже при подводном залегании. Это обусловлено их слабой сжимаемостью и высокой водопроницаемостью, что исключает возникновение сколько-нибудь заметного порового давления. К этой же категории следует относить и гравелистые пески, а также, по-видимому, и наиболее крупнозернистые их разности. Однако чувствительность крупнообломочных грунтов к динамическим нагрузкам повышается с ростом содержания дисперсного заполнителя и при наличии перекрывающего слабопроницаемого слоя, препятствующего быстрой диссипации порового давления.

На поведение несвязных грунтов при динамических воздействиях влияют две группы факторов: 1) параметры внешней нагрузки и 2) состав, строение и состояние грунта. Наиболее важными среди них являются те, которые определяют тенденцию грунта к уплотнению или разуплотнению при разрушении структурных связей и возможную степень их разрушения. Последняя контролируется, прежде всего, энергией воздействия и возрастает с увеличением амплитуды действующих напряжений, виброускорения и продолжительности воздействия. Однако виброускорение нельзя считать независимым параметром даже гармонически изменяющейся динамической нагрузки: оно в свою очередь зависит от амплитуды и частоты колебаний. Даже если ускорение изменяется только за счет амплитуды при постоянной частоте колебаний, то меняется и скорость приложения нагрузки, а значит и скорость деформации, и мобилизуемая грунтом прочность. Деформирование и разрушение несвязных грунтов проявляется более контрастно при инверсии знака динамических напряжений в цикле нагрузки.

Чем ниже частота нагружения, тем медленнее нарастает и спадает нагрузка, тем дольше действие максимальных напряжений в каждом цикле и тем меньше мобилизуемая грунтом прочность. При этом влияние частоты на поведение чистых водонасыщенных песков контролируется в основном темпами накопления либо диссипации порового давления. Поэтому в недренированных условиях скорость накопления деформаций с ростом частоты снижается, в дренированных же — снижается до критической частоты, значение которой зависит от степени плотности и водопроницаемости грунта, а затем увеличивается в связи с резким снижением темпов рассеяния порового давления. Поведение сухих и маловлажных песков можно считать независимым от частоты нагрузки.

Среди факторов второй группы наибольшее значение имеют те, которые контролируют возможность изменения пористости грунта — влажность, плотность сложения и сжимающие напряжения. Наибольшей уплотняемостью рыхлые пески обладают в водонасыщенном состоянии, а минимальной — при влажности капиллярной влагоемкости. Разуплотнению же при динамическом воздействии в наибольшей степени подвержены сухие плотные пески. Величина степени плотности I_D не позволяет однозначно судить о возможной

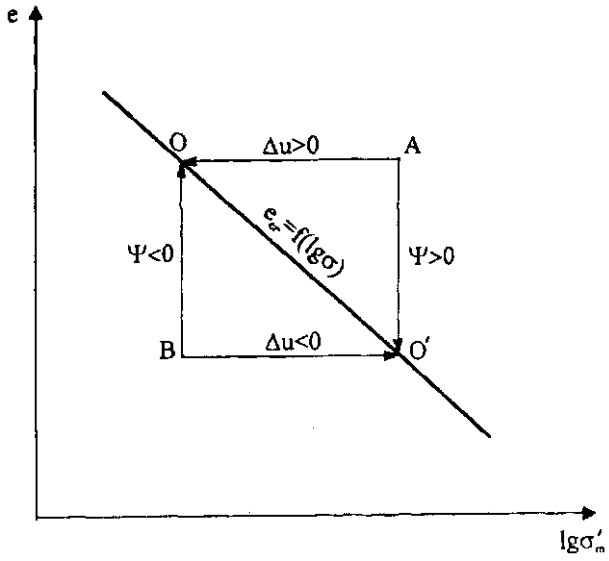


Рис. 14.95. К иллюстрации физического смысла параметра состояния Ψ песков разной плотности (*пояснения см. в тексте*)

тенденции изменения пористости грунта при вибрации, поскольку при этом не учитывается роль сжимающих напряжений, с ростом которых устойчивость даже рыхлых песков к динамическим нагрузкам увеличивается. В связи с этим лучше использовать показатели плотности сложения грунта с учетом сжимающих напряжений в рамках концепции критической пористости.

Исходя из линейной зависимости критического коэффициента пористости e_{cr} от логарифма среднего эффективного напряжения (рис.14.95), стремление песка к уплотнению или разуплотнению при сдвиге контролируется параметром состояния $\Psi = e - e_{cr}$. Для рыхлых разностей $\Psi > 0$ (на рис.14.95 точка А лежит выше линии критической пористости) и при неполном водонасыщении или в дренированных условиях они будут уплотняться по лучу АО′, а в недренированных — возникнет избыточное поровое давление, эквивалентное отрезку АО. Плотные же пески при $\Psi < 0$ (на рис.14.95 точка В лежит ниже линии критической пористости) будут проявлять разуплотнение (ВО) при неполном водонасыщении или возникновение отрицательного порового давления с ростом эффективных напряжений (ВО′). В водонасыщенных песках возникающее при динамическом нагружении избыточное поровое давление составит

$$\Delta u = \Delta\sigma_m - D\Delta\sigma_d,$$

где $\Delta\sigma_m$ — изменение среднего полного напряжения, $\Delta\sigma_d$ — изменение девиатора напряжений, а $D = \Delta\sigma'_m/\Delta\sigma_d$ — параметр дилатансии, положительные значения которого указывают на стремление системы к разуплотнению (положительная дилатансия) и росту эффективных напряжений, а отрицательные — на тенденцию к уплотнению (отрицательная дилатансия) и возрастанию порового давления.

Кроме отмеченных факторов степень динамической неустойчивости песков повышается с уменьшением размера зерен, улучшением их окатанности и полировки поверхности.

Поведение связных грунтов. Динамическая неустойчивость связных грунтов проявляется в форме частичной или полной (вплоть до разжижения) потери прочности при динамическом воздействии, что приводит к большим неравномерным осадкам инженерных сооружений, оползнеобразованию и другим негативным последствиям. Наиболее чувствительны к вибрациям молодые слаболитифицированные отложения разного генезиса с высокой влажностью

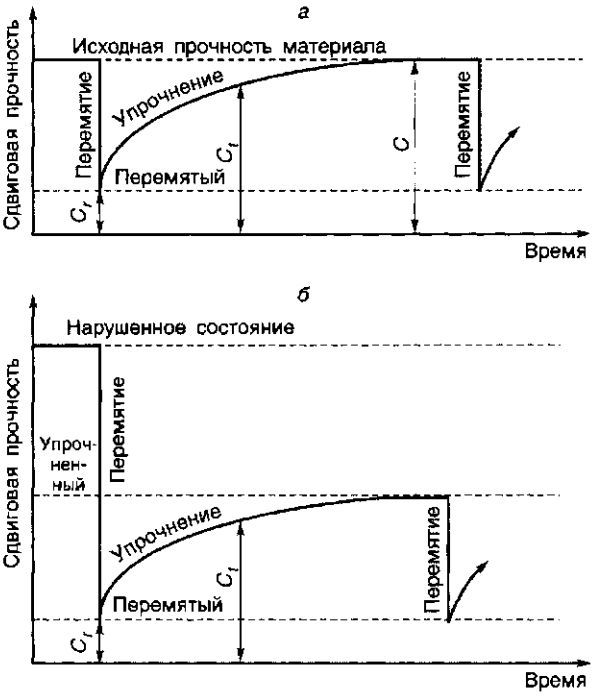


Рис. 14.96. Восстановление прочности тиксотропного (*а*) и частично тиксотропного (*б*) материала (*соответственно по A.W.Skempton, R.D.Northey, 1952; L.Berger, J.Gnedinger, 1949*)

(J_L >0,5). После прекращения вибрации эти грунты способны к восстановлению прочности, в основе которого лежит *тиксотропия* — физико-химическое явление, присущее коагуляционным дисперсным системам и выражающееся в полном или частичном разрушении структурных связей грунта под действием внешней нагрузки и последующем самопроизвольном их восстановлении в покое при неизменных температуре, пористости и влажности. Важное свойство чисто тиксотропных систем — их полная обратимость — восстановление прочности до исходного уровня независимо от количества циклов «разрушение—восстановление» (рис. 14.96, *а* и 14.97, *а*).

Однако конечная прочность природных связных грунтов после завершения восстановления, как правило, либо не достигает исходного уровня (рис. 14.96, *б*, 14.97, *б*), либо немного превышает его (рис.14.97, *в*). Поэтому говорят о *квазитиксотропности* таких грунтов, принимая во внимание, что в основе их реакции на динамическую нагрузку лежат все же тиксотропные процессы, осложненные некоторыми специфическими особенностями.

Квазитиксотропия характерна для связных грунтов с преимущественно коагуляционными структурами, проявляется в их разупрочнении при неизменных объеме и влажности. Оно может быть частичным или практически полным, когда происходит разжижение грунта, хотя и достаточно редко по сравнению с песками и слабосвязными грунтами. Прочность изменяется только за счет сцепления, а угол внутреннего трения грунта не меняется.

Количественно эти эффекты характеризуются величиной накопленной деформации за заданное время или число циклов воздействия, а также коэффициентами разупрочнения $K_p = s_{u\,min}/s_{u0}$,

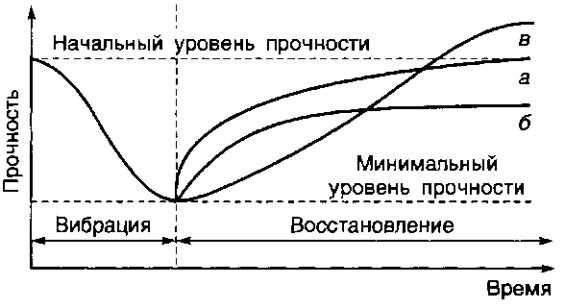


Рис. 14.97. Кинетика восстановления прочности тиксотропной системы (*а*) и квазитиксотропных природных грунтов (*б*, *в*)

и восстановления $K_в = s_{ut}/s_{u0}$, где s_{u0}, $s_{u\,min}$ и s_{ut} — прочности грунта соответственно до вибрации, в момент ее окончания (наиболее разрушенная структура) и через время t после прекращения воздействия. $K_р$ может варьировать практически от нуля для разжижающихся грунтов до 0,9—1 — для их динамически устойчивых разностей. В момент окончания вибрационного воздействия $K_р = K_в$, а с течением времени $K_в$ возрастает, у разных грунтов достигая 0,8—1,3. Значения $K_в > 1$ означают превышение конечной прочности над ее исходным уровнем, т.е. проявляется собственно упрочнение, имеющее тиксотропную природу. В основе такого упрочнения квазитиксотропного грунта лежат три эффекта: 1) увеличение энергии взаимодействия частиц во вторичной потенциальной яме за счет приближения к оптимуму, 2) повышение числа структурных связей в единице объема грунта из-за разрушения микроагрегатов и 3) формирование новой, более однородной по прочности связей структуры.

Для грунтов со смешанными структурами, в которых заметную роль играют контакты, необратимо теряющие часть энергии взаимодействия при их разрушении, характерно лишь частичное восстановление их прочности (см. рис.14.97, *б*).

Если конечная прочность тиксотропной системы после ее упрочнения величина постоянная, не зависящая от характеристик действовавшей динамической нагрузки, то восстановленная прочность квазитиксотропного грунта в какой-то мере является функцией степени предшествовавшего разрушения их природной структуры, а следовательно, определяется и интенсивностью динамической нагрузки. При этом с ростом энергии воздействия конечная прочность снижается для грунтов со смешанными структурами (см. рис. 14.97, *б*) и, как правило, немного увеличивается для упрочняющихся разностей (рис. 14.97, *в*). Поскольку квазитиксотропность обусловлена энергетической неоднородностью структуры природного глинистого грунта, то при постоянной интенсивности динамической нагрузки она может проявляться только в первом цикле «разрушения — восстановления», а в последующих таких циклах прогрессирующего увеличения или снижения прочности грунта не происходит.

Длительность тиксотропного восстановления и упрочнения структурных связей по данным разных авторов значительно варьирует для глинистых грунтов различного химико-минерального состава, дисперсности и влажности. Так, для многих молодых суглинков и глин континентального генезиса с преобладанием иллита в составе глинистой фракции этот процесс заканчивается обычно в течение суток (рис.14.98). Экспериментально зафиксировано квазитиксотропное упрочнение нелитифицированных глубоководных илов Тихого океана в течение 6—7 суток. Б.Сид и К.Чен показали (1957), что тиксотропное упрочнение уплотненных глин и суглинков может продолжаться более 28 суток (рис.14.99). В опытах О.Моретто (1948) прочность глины средней чувствительности с влажностью на пределе текучести продолжала возрастать в течение 610 суток после перемятия. Однако многодневное и даже многомесячное тиксотропное упрочнение глинистых грунтов наблюдается лишь после глубокого и полного разрушения природной структуры, а в опытах с частичным разупрочнением этот процесс завершается быстрее — максимум за несколько суток, причем общая продолжительность упрочнения выше для водонасыщенных разностей.

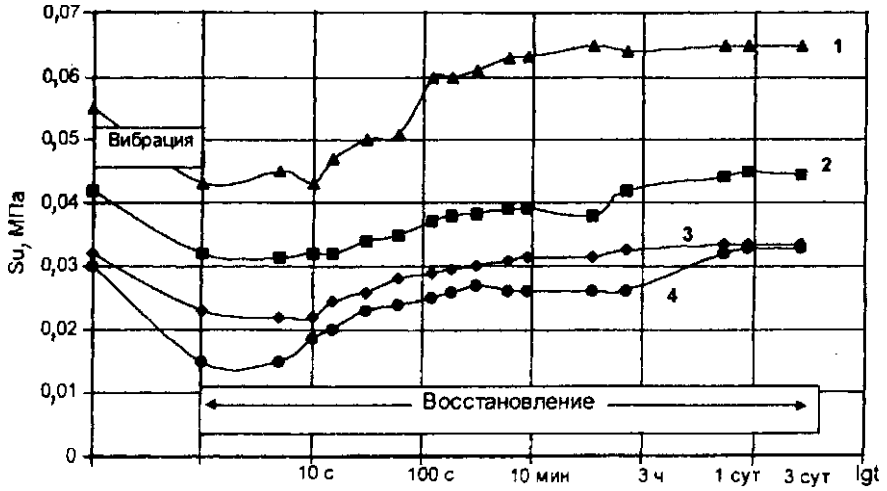


Рис. 14.98. Кинетика квазитиксотропного восстановления прочности глинистых грунтов после 5-минутной гармонической вибрации:

1 — суглинок тяжелый (w=24%), *2* — глина легкая (w=32%), *3* — суглинок легкий (w=26%), 4 — суглинок средний (w=28%)

Наибольший прирост прочности грунта обычно отмечается в первые 3—10 минут отдыха системы (см. рис.14.98). С этой точки зрения процесс восстановления можно разделить на два этапа: начальный, когда формируется в основном структурная сетка, и завершающий, связанный с ее дальнейшим упрочнением. В природных глинистых грунтах доказано отсутствие «мгновенного» восстановления прочности сразу после динамического воздействия, характерного для малоконцентрированных дисперсных систем. Это обусловлено значительной инерцией крупнопылеватых частиц и агрегатов, а также высокой вязкостью природных грунтов в связи с относительно невысоким содержанием жидкой компоненты.

Квазитиксотропные глинистые грунты не уплотняются и не отдают воду при кратковременных вибрационных нагрузках даже при полном водонасыщении, поскольку вода в них преимущественно в связанном состоянии и у них низкая водопроницаемость. Высвобождающаяся же при вибрации влага не успевает отжиматься и оказывается иммобилизованной грунтом, поскольку скорость тиксотропного восстановления структурной сетки существенно выше скорости фильтрации. Поэтому методы виброуплотнения, столь эффективные в рыхлых песках, неприменимы для связных грунтов. Однако увеличение скорости ползучести при вибрации, приводящей к деградации прочности грунта (сни-

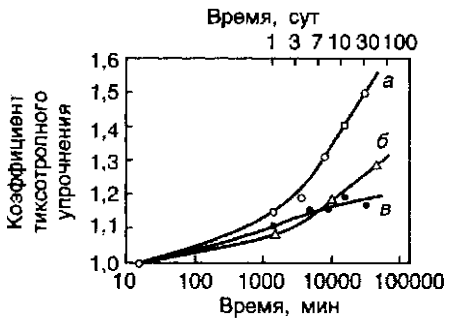


Рис. 14.99. Кинетика тиксотропного упрочнения глинистых грунтов, уплотненных ударной нагрузкой при влажности выше оптимальной (S_r=0,95) (*по H.B.Seed, C.K.Chen, 1957*):

а — суглинок (w=19,5%, w_p=23%, w_L=37%); *б* — суглинок (w=17,4%, w_p=20%, w_L=35%); *в* — глина (w=22%, w_p=35%, w_L=59%)

жению порога ползучести) и ускорению его разрушения или накопления осадок, является распространенным случаем работы глинистых оснований в условиях длительных вибрационных нагрузок. Обратимая деградация прочности связных грунтов находит и практическое применение — при забивке свай. В результате разупрочнения или разжижения грунта вблизи сваи сопротивление ее погружению падает, а после некоторого времени «отдыха» (обычно принимается 10—30 суток в зависимости от дисперсности грунта) в результате тиксотропного восстановления прочности несущая способность грунта заметно возрастает («засасывание сваи»).

На поведение связных грунтов при динамических нагрузках влияют две группы факторов: 1) внутренние — параметры состава и состояния грунта и 2) внешние — параметры динамической нагрузки. Важнейшими внутренними факторами, определяющими пространственную плотность и прочность структуры грунта, являются влажность и физико-химическая активность, комплексно характеризуемая величиной удельной поверхности.

Увеличение *влажности* ускоряет деградацию прочности при динамическом воздействии, а зависимость величины коэффициента разупрочнения от влажности проходит через максимум — обычно вблизи предела текучести. Это объясняется ослаблением структурных связей и увеличением подвижности частиц по мере утолщения их гидратных оболочек при повышении влажности до критического уровня, выше которого исходная прочность грунта, находящегося уже в текучепластичной или даже скрытотекучей консистенции, резко падает, что и приводит к снижению относительного разупрочнения. Величина влажности максимального разупрочнения практически не зависит от параметров динамической нагрузки и определяется физико-химической активностью грунта.

Физико-химическая активность твердой компоненты связных грунтов — функция многих факторов: дисперсности и химико-минерального состава, кристаллического строения, формы и агрегированности частиц, сродства их поверхности к жидкой компоненте, присутствия коагулирующих и цементирующих веществ, наличия органического вещества, типа структурных связей. Надежной интегральной характеристикой грунта, учитывающей все эти факторы, является величина удельной поверхности Ω_s. Квазитиксотропные грунты характеризуются величиной удельной поверхности более 25 м^2/г, причем вероятность динамического разжижения глинистых грунтов с ростом Ω_s снижается.

Наиболее важными внешними факторами являются амплитуда действующих напряжений, частота, спектральный состав, виброускорение и продолжительность воздействия. При данных параметрах динамической нагрузки максимальное снижение прочности грунта достигается после проведенной работы, являющейся функцией *времени или числа циклов воздействия*. При относительно высокочастотных (5—40 Гц) испытаниях на вибростенде этот интервал времени не превышает 5 мин для глинистых грунтов пластичной консистенции и снижается до 1—3 мин при испытаниях образцов текучепластичной или скрытотекучей консистенции (рис.14.100).

Таким образом, число циклов нагружения, необходимое для наиболее полной деградации прочности грунта или накопления критических деформаций, при определенных условиях может быть очень велико, но, в свою очередь, зависит от силовых характеристик — *амплитуды действующих напряже-*

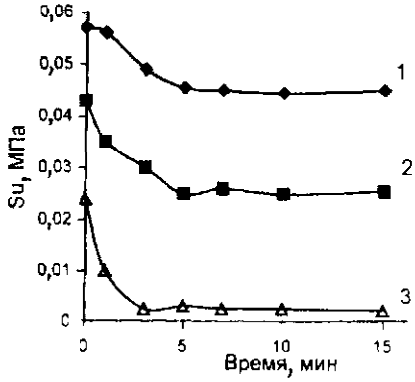


Рис. 14.100. Кинетика снижения прочности среднего суглинка при гармонической вибрации с частотой 20 Гц и амплитудой 0,5 мм при влажности:

1 — 25%, *2* — 27%, *3* — 31%

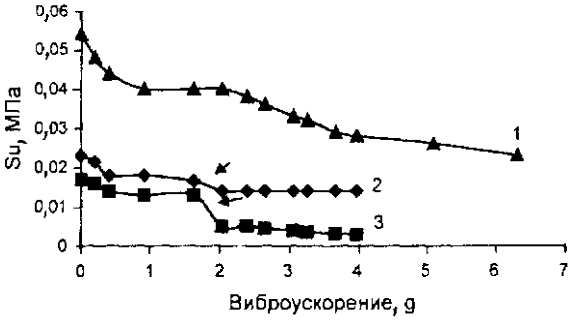


Рис. 14.101. Влияние виброускорения на разупрочнение глинистых грунтов:

1 — средний суглинок (w=24%), *2* — тяжелый суглинок (w=44%), 3 — легкий суглинок (w=30%)

ний и виброускорения. С их увеличением возрастает энергия динамического воздействия на грунт, вызывая рост его разупрочнения, который, однако, является затухающим (рис. 14.101): при достижении некоторого критического уровня мощности воздействия разрушается большинство структурных связей, определяющих прочность грунта. Поэтому дальнейшее повышение амплитуды напряжений и ускорения колебаний уже не может привести к сколько-нибудь заметному дополнительному разупрочнению. Наибольший спад прочности, как правило, наблюдается при виброускорениях до 0,5—0,7g.

Влияние *частоты* на динамические свойства связных грунтов определяется, прежде всего, длительностью действия максимальных напряжений в каждом цикле. Кроме этого, в той или иной мере влияние частоты воздействия на динамическую реакцию связных грунтов определяют: 1) темпы диссипации порового давления, 2) рост энергии воздействия с частотой, 3) резонансные явления, 4) ползучесть и 5) тиксотропное восстановление. В области вибрационных частот (выше 5 Гц) с ростом частоты нагружения при постоянной амплитуде возрастает энергия воздействия на грунт, вызывая прогрессирующее снижение прочности. Однако этот рост разупрочнения не является монотонной функцией частоты и осложнен резонансными эффектами. Чаще всего резонансное усиление разупрочнения для разных глинистых грунтов регистрируется в диапазоне 15—22 Гц, причем для квазитиксотропных грунтов наблюдается один достаточно пологий резонансный максимум деградации прочности (рис.14.102). При небольших сейсмических частотах (от долей до первых герц) резонансные явле-

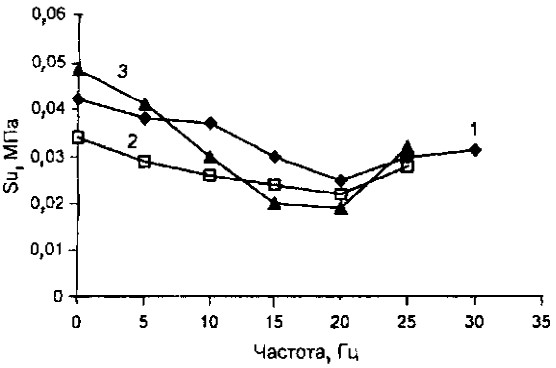


Рис. 14.102. Влияние частоты гармонической вибрации на разупрочнение грунтов:

1 — глина легкая (w=30%), *2* — суглинок средний (34%), *3* — суглинок легкий (34%)

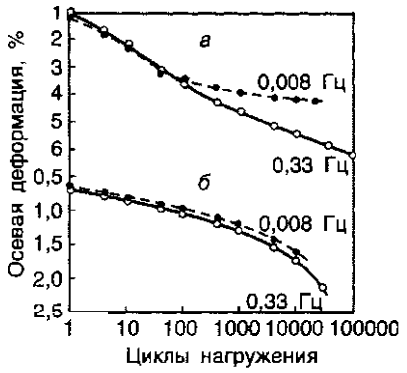


Рис. 14.103. Влияние частоты нагрузки на деформирование суглинка в водонасыщенном S_r=0,95 (*а*) и влажном S_r=0,70 (*б*) состоянии (*по H.B.Seed, C.K.Chen, 1957*)

ния в грунте отсутствуют, с увеличением частоты энергия воздействия в абсолютном выражении возрастает несущественно, а определяющую роль играют другие эффекты.

Накопление деформаций и разупрочнение могут замедляться при понижении частоты за счет частичного тиксотропного восстановления грунта между фазами нагрузки (рис.14.103, *а*). Причем тиксотропное восстановление начинает проявляться не сразу, а после определенного уровня разрушения структурных связей грунта — в данном случае при осевой деформации образца около 3% (примерно через 50—60 циклов). В дальнейшем различия в поведении грунта на разных частотах увеличиваются — за достаточно долгий цикл успевает восстановиться примерно одна и та же доля разрушенных контактов, и для поддержания достигнутого уровня деформации они должны быть снова разрушены в каждом следующем цикле воздействия. При повышении же частоты связи между частицами не успевают восстанавливаться, и деформации нарастают почти линейно. Определяющее влияние на описанную зависимость оказывает влажность грунта: при снижении подвижности частиц по мере уменьшения степени влажности от 0,95 до 0,70 (рис.14.103, *б*) роль частичного тиксотропного восстановления даже при крайне малых частотах становится неразличима.

Эффект частичного тиксотропного структурообразования может сказываться при частотах нагружения около 0,02 Гц и меньше, в том числе и на фоне избыточного порового давления. С увеличением периода нагрузки до значений, близких к периоду релаксации данного грунта (500—1000 с), начнут заметно проявляться эффекты ползучести. Таким образом, прочность грунтов с выраженными тиксотропными свойствами при динамических нагрузках весьма низких частот (менее 0,02 Гц) при снижении частоты должна, с одной стороны, падать за счет эффектов ползучести (рис.14.104), а с другой — возрастать за счет тиксотропного восстановления части разрушенных связей. Совместное влияние описанных эффектов приводит к тому, что динамическая устойчивость связных грунтов обычно падает при снижении частоты в сейсмической области и при ее увеличении — в вибрационной, где возможно еще и резонансное

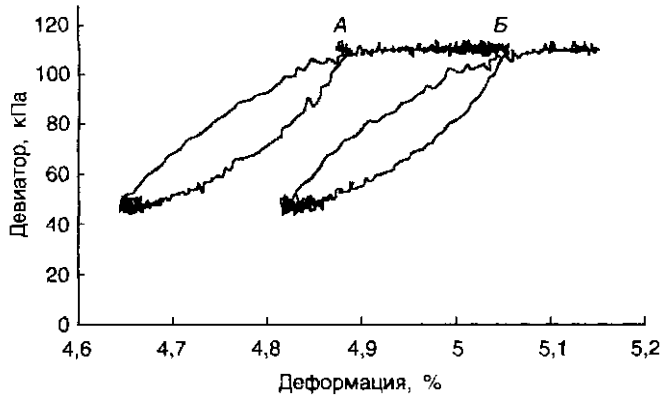


Рис. 14.104. Ползучесть (отрезок *АВ*) в плывунной глине при длиннопериодной нагрузке

усиление разупрочнения. И чем выше влажность глинистого грунта, тем более выражено влияние частоты динамической нагрузки на его поведение.

Реакция связных грунтов на динамическую нагрузку в значительной степени определяется также предшествующей «историей» их нагружения, результатом которой является естественное напряженное состояние породы. Даже в однородном массиве со свободной горизонтальной поверхностью соотношение главных напряжений в любом элементарном объеме грунта отличается от условий гидростатического сжатия и характеризуется коэффициентом бокового давления покоя $K_0 = \sigma'_h/\sigma'_v \neq 1$. Это означает существование некоторых начальных касательных напряжений, знак и величина которых определяются величиной K_0. В зависимости от степени переуплотнения K_0 варьирует в диапазоне 0,3—0,75 для нормально уплотненных и 0,4—2,4 — для переуплотненных глинистых грунтов. Следовательно, начальные сдвиговые напряжения могут значительно варьировать как по направлению, так и по величине. В результате переуплотненные глинистые грунты, как правило, динамически более устойчивы. Кроме того, чем больше величина K_0 отличается от единицы в ту или другую сторону, тем менее чувствителен грунт к динамическим нагрузкам вообще и к инверсии знака напряжений в частности. В целом, в отличие от песков инверсия напряжений при динамическом нагружении не оказывает столь значительного влияния на поведение связных (особенно переуплотненных) грунтов, поскольку мобилизуемое сопротивление сдвигу у глин в фазе растяжения мало отличается от такового в фазе сжатия.

Амплитуда динамических напряжений должна рассматриваться как фактор динамической неустойчивости грунта только в соотношении с напряженным состоянием грунта в массиве. Повышение сжимающих напряжений обычно повышает и динамическую устойчивость грунтов, поэтому при оценке их поведения часто используется величина *приведенной амплитуды динамических напряжений*, τ_d/σ'_3 (где τ_d — амплитуда динамических касательных напряжений, σ'_3 — эффективное значение сжимающих напряжений), учитывающая этот эффект в нормально уплотненных грунтах. В переуплотненных же связных грунтах эта тенденция сохраняется лишь до тех пор, пока не будет превышена нагрузка предварительного уплотнения. После этого грунт становится нормально уплотненным, структурные связи существенно нарушаются, и динамическое деформирование резко ускоряется (рис. 14.105): при постоянных τ_d/σ'_3 и начальном соотношении главных напряжений, равных K_0 для данной глины, накопление критических деформаций с увеличени-

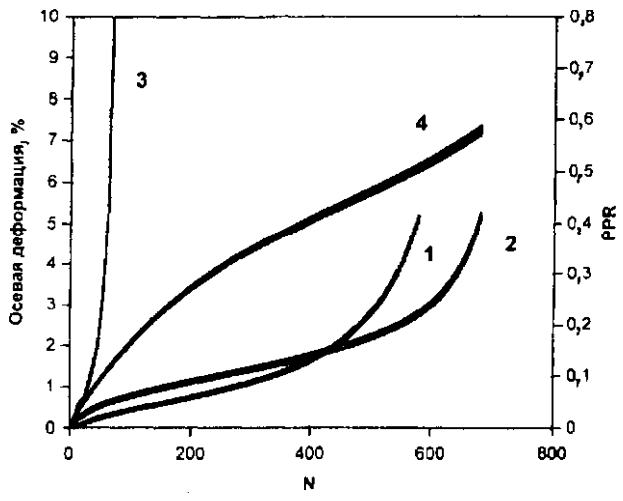


Рис. 14.105. Динамическое деформирование глины (K_0=0,6) при разных значениях σ'_3:

1 — 92,4 кПа (соответствует природному σ'_3), *2* — 180 кПа, *3* — 258,5 кПа, *4* — изменение PPK при σ'_3=180 кПа

ем σ'_3 сначала замедляется (кривые *1* и *2*), а затем резко ускоряется (*3*), приводя к разжижению всего в нескольких десятках циклов.

С другой стороны, при уровне напряжений ниже некоторого критического накопления деформаций происходить не будет. Этот *порог динамической устойчивости* характеризуется критической величиной приведенной амплитуды напряжений и оценивается в 60—65% прочности грунта (при данном σ'_3), определенной в недренированных условиях при той же скорости деформирования.

Поведение слабосвязных грунтов. Поведение слабосвязных существенно пылеватых грунтов — от песков до легких суглинков с удельной поверхностью в диапазоне 10—25 м^2/г — при динамических воздействиях в целом подчиняется тем же закономерностям и характеризуется теми же показателями, что и для связных грунтов, но имеет ряд особенностей. Во-первых, наблюдается резкая потеря прочности даже при незначительной интенсивности динамического воздействия, выражающаяся в быстром разжижении водонасыщенных разностей. Это обусловлено особенностями смешанной по своему типу структуры — кулоновское трение меньше, чем в чистом песке, а коагуляционная сетка чрезвычайно слабая и часто прерывистая. Относительно низкая проницаемость затрудняет диссипацию порового давления и облегчает быстрое разжижение грунта.

Вторая особенность — постепенное и очень медленное увеличение прочности после прекращения динамического воздействия, складывающееся из двух процессов: слабого уплотнения грунта (для водонасыщенных разностей — с отдачей влаги) и упрочнения коагуляционной структурной сетки, имеющего тиксотропную природу. Уплотнение тормозится низкой фильтрационной способностью и определяется скоростью диссипации порового давления, а тиксотропное упрочнение завершается в течение нескольких часов, максимум — одних суток. В первые несколько минут процесс идет неравномерно в связи с миграцией влаги.

Тиксотропное структурообразование может проявляться до полной диссипации порового давления (рис. 14.106, 21-й и 42-й циклы): после 15-минутного перерыва в нагружении амплитуда деформации спадает вдвое в результате тиксотропного восстановления грунта за время «отдыха». Тиксотропное восстановление неводонасыщенных слабосвязных грунтов начинает проявляться при степени их влажности S_r>0,5 (рис.14.107). Способность грунта к упрочнению, характеризуемая коэффициентом восстановления, постепенно повышается с ростом влажности в интервале S_r=0,5—0,9, отражая увеличение подвижности частиц, их возможности к переориентации и формированию коагуляционных контактов. Средние значения $K_в$ при этом плавно растут. При

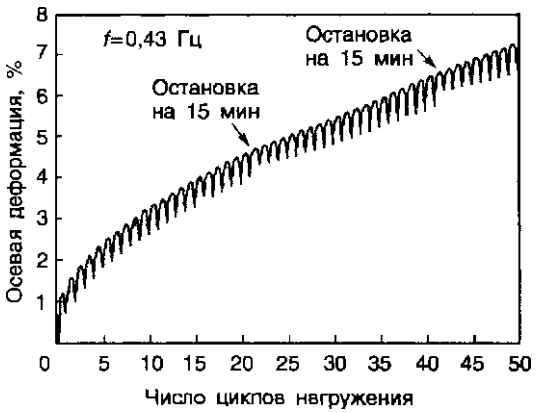


Рис. 14.106. Изменение осевой деформации в функции числа циклов нагружения при недренированных испытаниях слабосвязного суглинка (σ'_3=50 кПа)

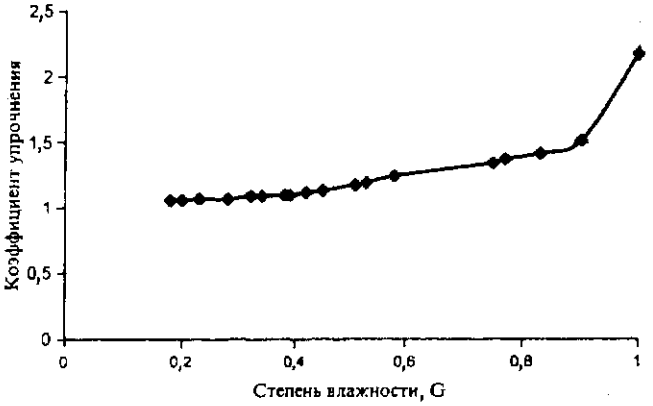


Рис. 14.107. Упрочнение слабосвязного суглинка после динамического нагружения при разной степени влажности

полном водонасыщении отмечается резкий скачок $K_в$, но он связан с эффектом уплотнения и упрочнения.

В связи с низкой гидрофильностью слабосвязных грунтов их динамическая реакция зависит даже от небольших изменений влажности. При ее разных значениях эти системы могут проявлять как положительную, так и отрицательную дилатансию, которая сопровождается разжижением при степени влажности выше критической.

Для слабосвязных грунтов характерна наиболее резко выраженная избирательная чувствительность к вибрациям определенных частот в диапазоне от 15 до 45 Гц (рис.14.108, 14.109), которые различаются для грунтов разной дисперсности и влажности — вплоть до внезапного разжижения иногда даже достаточно «инертных» при других влажностях грунтов (рис. 14.109). Обычно проявляется несколько пиков разупрочнения резонансной природы.

По форме проявления динамической неустойчивости к слабосвязным грунтам относятся также увлажненные лёссовые грунты. Их поведение при динамических нагрузках выражается, во-первых, в виде дополнительного уплотнения — *сейсмопросадки*, а во-вторых, в виде разупрочнения, которое тоже в значительной мере связано с тиксотропными свойствами. Однако способность лёссовых грунтов к разупрочнению при вибрации резко снижается после завершения просадочных деформаций уже при природном давлении и практически исчезает при нагрузках порядка 0,3 МПа. Проявление сейсмопросадок связано с эффектом динамического разупрочнения — появлением возможности более плотной упаковки частиц на фоне разрушения структурных связей грунта.

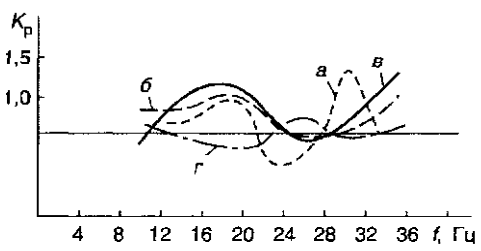


Рис. 14.108. Зависимость разупрочнения пылеватого песка от частоты вибрации при разной влажности:

а — 13%, *б* — 17%, *в* — 19%, *г* — 23%

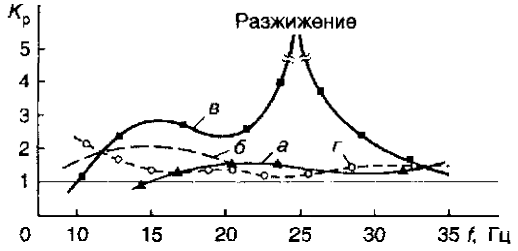


Рис. 14.109. Зависимость разупрочнения супеси от частоты вибрации при влажности:

а — 19%, *б* — 25%, *в* — 28%, *г* — 30%

Особенность увлажненных лёссовых грунтов — резкое (в 2—3 раза) падение прочности при увеличении их влажности всего на 1—3% вблизи ее критического значения, близкого к пределу текучести. Это выражается как динамическое разжижение и приводит, в частности, к сейсмогенным оползням течения. Такое поведение связано, во-первых, с важной ролью свободной воды в возникновении лавинообразного разрушения структурных связей грунта; во-вторых, с низкой суммарной площадью его межчастичных контактов смешанного типа при высокой начальной пористости, в-третьих, с низкой водопроницаемостью, замедляющей диссипацию порового давления. При докритических влажностях разупрочнение, как правило, невелико — потери прочности обычно не превышают 15—20%.

Отдельные горизонты разрезов лёссовых пород часто различаются по динамической реакции. Так, их чувствительность к динамическим нагрузкам закономерно снижается с глубиной. В большинстве случаев критической является глубина 7,5—8 м, что соответствует природной нагрузке 0,13—0,15 МПа. Глубже разупрочнение лёссовых грунтов не фиксируется при виброускорениях до 500 гал (около 5g). Во-вторых, чувствительность лёссовых грунтов к динамическим нагрузкам повышается с уменьшением содержания глинистых частиц.

Поведение скальных и полускальных грунтов. Скальные и полускальные грунты подвержены *усталости* — снижению прочности и повышению деформируемости в условиях динамического нагружения, вследствие которой их разрушение происходит при меньшей нагрузке, чем в случае ее монотонного роста. При этом амплитуда динамических напряжений, необходимая для разрушения, уменьшается с увеличением числа циклов нагружения (N) (рис. 14.110). Эта зависимость известна как кривая Вёлера[24]. Наибольшие напряжения, при которых материал может длительное время сохранять сплошность в условиях динамических нагрузок без разрушения, называется *пределом усталости* (σ_y) данного материала и определяется по горизонтальному участку кривой Вёлера. Предел усталости может составлять 35—60% статической прочности породы, но для большинства грунтов с жесткими структурными связями он близок к 50%. Максимальное число циклов изменения напряжения, необходимое для разрушения грунта при заданной амплитуде нагрузки, называется *усталостной долговечностью* (N_{max}). В общем случае снижение прочности различных грунтов с увеличением N как в условиях сжатия, так и при растяжении, может быть описано уравнением

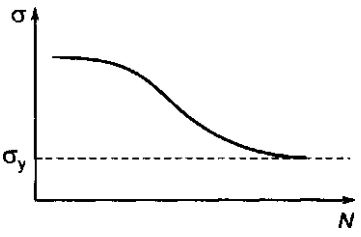


Рис. 14.110. Уменьшение разрушающих осевых напряжений при одноосном динамическом нагружении с ростом числа циклов воздействия (кривая Вёлера)

$$\sigma_{\max N}/\sigma_{ст} = a - b\lg N,$$

где $\sigma_{ст}$ — предел прочности на одноосное сжатие или растяжение в статических условиях; $\sigma_{\max N}$ — разрушающее напряжение после N циклов нагружения, a и b — константы.

[24] По имени немецкого железнодорожного инженера, обнаружившего явление усталости, разработавшего методику определения предела усталости и сформулировавшего некоторые закономерности усталостной прочности деталей и агрегатов подвижного состава поездов.

Усталостное разрушение грунта — результат зарождения и развития в нем трещин. Наличие в грунтах первичных микронеоднородностей (включения слабых минералов, поры определенной конфигурации и др.) вызывает перераспределение приложенной нагрузки с формированием вторичного поля напряжений, концентрирующихся на этих неоднородностях, где и зарождаются усталостные микротрещины. При сближении вершин растущих микротрещин (что проявляется как накопление микропластических деформаций от цикла к циклу нагрузки) на расстояние, меньшее критического, их локальные аномалии напряжений перекрываются с превышением прочности породы на этом участке, и происходит слияние микротрещин с образованием единой полости и разрушением грунта. Усталость может проявляться не только как разрушение, но и как частичное снижение прочности и деформационных характеристик при амплитудных значениях нагрузки ниже предела усталости. Наибольший уровень напряжений, не приводящий к изменениям прочностных и деформационных свойств породы при ее динамическом нагружении, называется *порогом усталости* $\sigma_{пу}$, который всегда меньше предела усталости: $\sigma_{пу}<\sigma_{у}$.

Таким образом, динамическое нагружение создает благоприятные условия для концентрации напряжений в наиболее слабых точках грунта, что и приводит к ее разрушению при существенно меньших нагрузках, чем в статических условиях, когда усталостные трещины просто не успевают сформироваться и разрушение происходит при превышении сдвигающими напряжениями некоторой средней для данного грунта прочности, т.е. влияние его слабых зон сведено к минимуму. Поэтому предел усталости грунта определяется уровнем прочности дефектов его структуры — зародышей усталостных микротрещин. Однако эти дефекты могут иметь существенно разную энергию связи (например, в зависимости от площади контакта). Свидетельством этого может быть характер ветвления трещин при разрушении образцов грунта (рис. 14.111). Для статического разрушения характерно развитие одной магистральной трещины (*а*), а в образцах, подвергнутых предварительному действию динамической нагрузки, обычно заметно ветвление трещин непосредственно перед разрушением.

Зарождение и рост усталостной микротрещины представляет собой процесс накопления термофлуктуационных разрывов структурных связей. При динамическом нагружении пород типа мела, мергелей и глин было обнаружено повышение температуры образцов по сравнению с температурой окружающего воздуха на 15—30°С, поскольку часть поглощаемой материалом при его динамическом нагружении энергии в значительной степени переходит в тепло и вызывает разогрев деформируемого образца. Явление разогрева, следовательно, один из элементов механизма усталостного разрушения грунтов.

Проявление усталости в грунтах может иметь определенное практическое значение для сооружений на скальных основаниях в районах с высокой сейс-

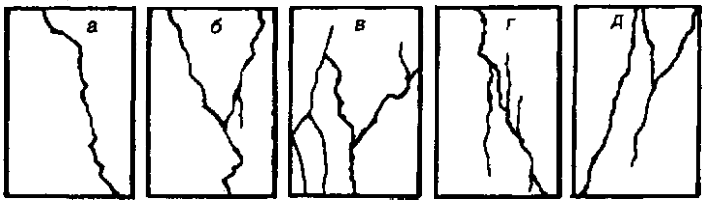


Рис. 14.111. Характер ветвления трещин при разрушении образцов известняка в статических условиях (*а*), после 10 (*б*, *в*) и 20 (*г*, *д*) циклов нагружения

мической активностью, а также при длительных вибрационных нагрузках значительной интенсивности.

ПОВЕДЕНИЕ ГРУНТОВ ПРИ ИМПУЛЬСНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Среди наиболее распространенных в инженерной практике источников импульсных нагрузок следует назвать взрыв, ударные нагрузки при забивке свай и уплотнении грунтов, работа кузнечных молотов и прессов. Поведение всех грунтов при импульсных динамических нагрузках имеет ту же природу и в целом подчиняется тем же закономерностям, что и при вибрационных воздействиях. Все различия в реакции грунтов обусловлены специфическими особенностями импульсного воздействия:

1) кратковременностью и резкостью приложения нагрузки, что означает выделение всей энергии за ничтожно малое время и, следовательно, повышение мощности импульсного воздействия по сравнению с вибрационным той же амплитуды (например, удары кузнечного молота отличаются малой продолжительностью — около 0,01 с и высокой степенью внезапности, так что колебания фундамента практически начинаются после окончания самого удара);

2) небольшим числом циклов быстро затухающих напряжений в серии, следующей за ударом; при этом короткий импульс с высоким пиковым значением силы преобразуется при переходе от фундамента, трамбовки или конца погружаемой сваи в грунт в длительный импульс с малым пиковым значением силы;

3) при многократном ударном воздействии импульсы разделены «немыми» интервалами значительной продолжительности, в течение которых происходит отдых грунта (исключение составляют виброударные нагрузки, например от быстро работающих кузнечных молотов — до 200 ударов в минуту);

4) поскольку многие импульсные нагрузки непосредственно связаны с инженерной деятельностью (забивка свай, рыхление грунтов взрывом, ударное уплотнение грунтов), то гашение колебаний для защиты прилегающих сооружений практически невозможно.

В ряду источников импульсных нагрузок особое место занимает взрыв — по своей высокой сейсмической энергии, значительному радиусу действия, разному характеру колебаний и особенностям воздействия на грунты по мере удаления от очага взрыва.

Динамическая нагрузка от взрыва в грунте является кратковременным (от единиц до сотен миллисекунд) и практически однократным воздействием, почти вся энергия которого сконцентрирована в первом самом интенсивном импульсе. Взрыв представляет собой мгновенное сгорание вещества (или цепную реакцию деления радиоактивного топлива), сопровождающееся выделением огромного количества тепловой энергии. При этом вся масса взрывчатого вещества (ВВ) превращается в скачкообразно расширяющиеся газообразные продукты детонации, под давлением которых в окружающей среде образуется сферическая ударная волна. Емкость, занимаемая продуктами детонации заглубленных зарядов ВВ в грунтах, называется газовой камерой. Вокруг нее формируется зона разрушения и растрескивания грунта (рис.14.112), далее — область необратимых, а за ней — обратимых деформаций. Одновременно с расширением газовой камеры продукты детонации проникают в поры

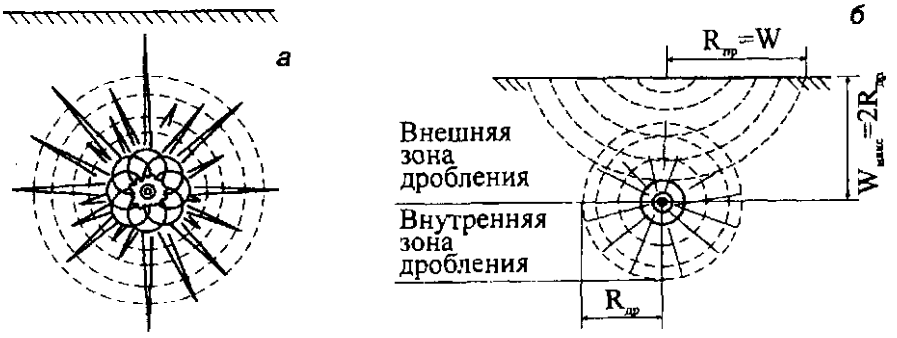


Рис. 14.112. Формирование зон трещиноватости в грунтах при камуфлетном (*а*) и приповерхностном (*б*) подземном взрыве

прилегающего к ней грунта и вытесняют из них воду. Высокие давление и температура в тонком слое окружающих камеру пород приводят к их разрушению, дроблению и изменению кристаллического строения минеральных зерен.

Взрывные волны в грунтах бывают не только ударными: не всегда происходит скачок напряжения на фронте волны, поскольку сжимаемость грунта как многокомпонентной системы меньше сжимаемости его скелета, а эти различия в неодинаковой степени проявляются на разных фазах сжатия. Поэтому волна в грунте часто является ударной только вблизи места взрыва, а дальше на некотором расстоянии, зависящем от свойств грунта и величины заряда, крутизна фронта уменьшается, и ударная волна превращается в непрерывную волну сжатия с постепенным нарастанием напряжений.

Подземные взрывы, не имеющие видимых проявлений на поверхности, называются камуфлетными. При камуфлетном взрыве амплитудно-частотные характеристики поля напряжений меняются во времени и пространстве. Однократный взрыв генерирует несколько быстро ослабевающих импульсов, так как ударная волна отражается при взрыве от поверхности раздела заряд—грунт и распространяется к геометрическому центру взрыва. Здесь отраженные волны, пришедшие из разных точек поверхности раздела, отражаются друг от друга, снова подходят к границе продуктов детонации, еще раз отражаются от нее и т.д. В результате многократного движения этих волн и возникают колебания, сопровождающиеся быстрым падением давления газов.

Параметры волн напряжений, возникших в грунтах в результате подземного взрыва, определяются свойствами грунта, прежде всего сжимаемостью и фильтрующими характеристиками, и условиями детонации — величиной заряда ВВ, глубиной его заложения и характером контакта с грунтом. По мере удаления от источника происходит не только уменьшение амплитуды взрывных волн, но и изменение спектра начального импульса давления в сторону низких частот, причем чем более грунт сжимаем, тем резче выражена эта трансформация волн за счет потерь энергии на его уплотнение и разрушение. Затухание взрывной волны в массиве уменьшается с увеличением влажности грунта и мощности взрыва (т.е. при увеличении заряда снижаются относительные потери энергии). Кроме того, амплитуды и частоты взрывных волн возрастают с увеличением глубины заложения заряда.

С приближением заряда к свободной поверхности частицы грунта при подходе к ней взрывной волны приобретают большую скорость, чем на том

же расстоянии в безграничной среде. От свободной поверхности в глубь массива в момент подхода фронта взрывной волны начинает распространяться волна разрежения. Приход фронта приводит к падению давления, созданного взрывной волной, и к увеличению скорости движения частиц с формированием зоны дробления. Если же заряд расположен выше определенной глубины, то в грунте появляется воронка выброса. Общий объем разрушенной породы при наличии свободной поверхности существенно выше, чем при камуфлетном, а на параметры воронок выброса в наибольшей степени влияют прочностные свойства грунтов и их влажность. Поверхностный же взрыв, происходящий на границе раздела с воздухом, генерирует в грунте волновое поле, на которое накладывается также возмущение от воздушной ударной волны, распространяющейся вдоль свободной поверхности массива. Влияние границы раздела на волновое поле в грунте снижается с глубиной.

Взрыв в грунте представляет собой относительно высокочастотное динамическое воздействие и характеризуется возникновением вблизи источника (но вне пределов газовой камеры или воронки выброса) колебаний с частотами более 40—45 Гц (иногда до 100 Гц и более) и деформациями грунтов порядка 10^{-4}—10^{-3}% (см. рис.14.88). В связи со значительной энергией взрывов волны от них расходятся на большие расстояния, оказывая на грунты и сооружения воздействия вибрационного типа, подобные сейсмическим.

В целом поведение грунтов при импульсных нагрузках в сравнении с вибрационными характеризуется отличительными особенностями:

1) более глубоким, но локальным, разрушением структурных связей, обусловленным высокой мощностью импульсных нагрузок, с одной стороны, и их быстрым затуханием — с другой. В частности, разупрочнение глинистых грунтов в условиях виброударной нагрузки усиливается по сравнению с синусоидальной с теми же основными параметрами;

2) лучшей уплотняемостью многих дисперсных грунтов импульсной нагрузкой. На этом основано уплотнение трамбующими машинами и тяжелыми свободно сбрасываемыми с высоты от 5 до 40 м трамбовками рыхлых песков, просадочных лёссовых грунтов и других грунтов при S_r<0,7, а также устройство вытрамбованных котлованов в пылевато-глинистых грунтах. Однако при увеличении влажности уплотняемость связных грунтов резко падает[25]. Это вызвано тем, что практически несжимаемая по сравнению со скелетом грунта поровая влага не успевает отжиматься в течение краткого импульса.

Высокая эффективность взрывного воздействия позволяет использовать его для уплотнения рыхлых песков, просадочных лёссов и слабосвязных грунтов. Взрывное уплотнение может проводиться подземными камуфлетными взрывами или в котлованах под водой.

РАЗЖИЖАЕМОСТЬ ГРУНТОВ

Под разжижением грунта понимается его переход в текучее состояние вне зависимости от причины такой трансформации и величины последующих деформаций: это может быть действие как статической, так и динамической

[25] Для не полностью водонасыщенных грунтов наиболее эффективное уплотнение — наибольшая плотность скелета грунта — получается для данного грунта и уплотняющего снаряда при некоторой «оптимальной» влажности, которая для большинства связных грунтов несколько меньше влажности нижнего предела пластичности.

нагрузки, а также подъем уровня грунтовых вод или возникновение значительных градиентов напора. *Динамическое разжижение* — это переход водонасыщенных дисперсных грунтов в текучее состояние в результате разрушения структурных связей под действием сейсмических волн. Механизм и последствия разжижения грунтов при динамических нагрузках разного происхождения определяются характером структурных связей и строением массива грунтов, рельефом участка и типом имеющихся на нем инженерных сооружений.

Можно выделить два основных механизма динамического разжижения дисперсных грунтов. В первом из них разжижение вызывается стремлением рыхлой системы к сокращению объема при прохождении волн напряжений и «взвешиванием» частиц в воде с резким падением эффективных напряжений вплоть до их исчезновения. Такой механизм характерен для несвязных и слабосвязных грунтов, обладающих очень слабым сцеплением. Процесс разжижения в этом случае включает разрушение структурных связей, собственно разжижение и сопровождающее его уплотнение грунта с отжатием воды из пор.

Второй механизм разжижения вызывается резким снижением сопротивления связного грунта в результате падения эффективных напряжений и разрушения коагуляционной структурной сетки при прохождении сейсмической волны. В результате развиваются огромные деформации, внешне проявляющиеся как течение грунтовой массы. В этом случае может не происходить заметного уплотнения грунта с отжатием влаги.

Необходимыми условиями динамического разжижения грунта являются: 1) неустойчивость структурных связей грунта к динамической нагрузке (с учетом эффектов резонанса, локального усиления колебаний определенных частот, длительности сотрясений и др.); 2) стремление грунта к уплотнению при сдвиговом деформировании, т.е. проявление отрицательной дилатансии; 3) полное или близкое к нему водонасыщение грунта; 4) невозможность быстрой диссипации избыточного порового давления. Последнее может быть обусловлено: а) быстрым, лавинообразным разрушением структурных связей даже в хорошо проницаемых грунтах, б) недостаточно высокой проницаемостью грунта, в) наличием перекрывающих слабопроницаемых слоев (его роль может играть и подошва сплошного фундамента сооружения).

На горизонтальных участках разжижение грунтов может вызывать аварийное состояние сооружений, обусловленное преимущественно большими вертикальными деформациями основания при уплотнении разжиженных грунтов. Эти деформации проявляются в следующих вариантах:

1) быстрое развитие значительных осадок сооружения при разжижении грунтов на некоторой глубине в пределах его активной зоны;

2) погружение сооружения в разжиженный грунт по мере его уплотнения, иногда с затоплением поверхности массива, или наоборот — всплытие участков трубопроводов или подземных емкостей с углеводородами, газами и т.п. при залегании разжижающихся грунтов с поверхности, а также частичный выпор свай или мостовых опор;

3) выпор разжиженных грунтов из-под фундамента вплоть до опрокидывания сооружения при залегании разжижающихся грунтов на небольшой глубине под слоем слабопроницаемых глинистых грунтов.

Кроме того, при сейсмическом разжижении грунтов вне сооружений на свободной поверхности массива могут появляться фонтанчики воды, прорывающейся из уплотняющегося после разжижения на некоторой глубине грун-

та, а при развитии достаточно высокого порового давления вместе с водой выносятся и взвешенные частицы, образующие вокруг выходного отверстия конические песчаные «кратеры» (грифоны). В ряде случаев разжиженные грунты не достигают дневной поверхности, образуя видимые в разрезе перекрывающих глинистых образований «дайки» песчаного или супесчаного состава.

При уклоне поверхности всего в 0,3—3° возможны горизонтальные деформации фрагментированного приповерхностного слоя в результате растекания подстилающих разжиженных грунтов с перемещением блоков на расстояния в несколько метров, редко до нескольких десятков метров. На поверхности массива при этом появляются трещины, провалы, срывы, что вызывает разрыв коммуникаций, фундаментов зданий, дорог и мостов. Так, при Аляскинском землетрясении 1964 г. в результате латеральных смещений грунтов в условиях субгоризонтальной дневной поверхности было повреждено или разрушено более 250 мостов.

Разжижение грунтов на склонах отличается возможностью их значительных последующих латеральных деформаций и может сопровождаться: 1) возникновением оползней разжижения в водонасыщенных грунтах, залегающих с поверхности даже на очень пологих (всего лишь более 3°) склонах или под слоем неразжижающихся отложений, 2) оползанием грунтов на подводных склонах с разрушением портовых и берегозащитных сооружений.

При смещении разжиженных грунтов на склонах на расстояния от десятков метров до нескольких километров со скоростями до нескольких десятков километров в час происходит разрушение линейных сооружений — разрывы трубопроводов, линий электропередач, дорожных одежд. Известные из практики случаи разрушения земляных сооружений, связанные с возникающей неустойчивостью их откосов, могут проявляться как оползание откосов дамб в результате разжижения уложенных в них песчано-пылеватых грунтов; образование оползней в откосах высоких насыпей в результате разжижения подстилающих водонасыщенных грунтов; прорывы разжиженных грунтов из тела дамбы; разжижения грунтов хвостохранилищ.

Существенным моментом динамического разжижения грунтов является возможность его локализации в пределах прослоя или узкой зоны даже в пределах однородной тощи, где складываются благоприятные условия для уплотнения водонасыщенного грунта. Во многих случаях, особенно на склонах — при возможности больших боковых деформаций грунтов, этого оказывается достаточно для значительных повреждений инженерных сооружений.

Факторы, в той или иной мере влияющие на динамическую разжижаемость грунтов, многочисленны, а многие из них и взаимосвязаны между собой. Поэтому при рассмотрении этого вопроса остановимся лишь на тех, влияние которых на возможность разжижения грунта имеет наибольшее значение. Все эти факторы логично группируются в три категории (табл.14.11): 1) параметры динамической нагрузки, 2) характеристики состава, строения и состояния грунта, 3) особенности строения массива, включающего потенциально разжижаемые грунты.

Влияние характеристик состава, состояния и свойств грунтов на возможность их динамического разжижения можно обобщить следующим образом. Разжижение грунта принципиально возможно только при степени влажности $S_r \geq 0{,}9$. Грунт может достичь этой степени водонасыщения в том числе и в результате частичного уплотнения в ходе динамического воздействия. Даже в

Таблица 14.11

Основные факторы, определяющие возможность динамического разжижения грунтов

Параметры динамической нагрузки	Характеристики состава, состояния и свойств грунтов	Особенности строения массива грунтов
Энергия динамического воздействия Длительность сотрясений (число циклов) Спектральный состав сейсмических волн Степень асимметрии цикла нагрузки	Степень влажности Коэффициент бокового давления грунта Величина эффективных напряжений Плотность Водопроницаемость Размер, форма и морфология поверхности зерен Величина сцепления Тип структуры и микростроение Степень переуплотнения Физико-химическая активность	Глубина залегания слоя Мощность слоя потенциально неустойчивого грунта Положение очага возможного разжижения относительно склона Наличие подстилающих жестких грунтов Наличие перекрывающих слабопроницаемых слоев

однородном массиве со свободной горизонтальной поверхностью действуют некоторые начальные касательные напряжения. Установлено, что их существование снижает вероятность разжижения как песчаных, так и глинистых грунтов. Таким образом, чем ближе значение коэффициента бокового давления покоя K_0 к единице, тем выше возможность динамического разжижения грунта. Рост эффективных напряжений (глубины залегания, статической пригрузки от сооружения) повышает устойчивость песков к разжижению, что следует из самого механизма явления. Эта зависимость справедлива и для нормально уплотненных глинистых грунтов, а для переуплотненных разностей выполняется лишь пока грунт остается переуплотненным. Если грунт становится нормально уплотненным, его структурные связи существенно нарушаются, и вероятность разжижения повышается. Степень переуплотнения связного грунта определяет, кроме того, и знак дилатансии при сдвиге — обычно нормально уплотненные и слабо переуплотненные глинистые грунты стремятся уменьшить свой объем при сдвиге, что обусловливает развитие положительного порового давления и допускает его разжижение при динамическом воздействии. А при сдвиговом деформировании сильно переуплотненных глин обычно развивается отрицательное поровое давление, исключающее возможность разжижения грунта.

Разжижаемость песков повышается при снижении степени плотности, которая определяет саму возможность их более плотной упаковки, что является необходимым условием разжижения. Однако слабая уплотненность песка еще не является достаточным условием его разжижения, и отмеченная закономерность справедлива всегда при прочих равных условиях. Еще одно необходимое условие возможности разжижения грунта — недостаточная водопроницаемость, препятствующая диссипации быстро нарастающего порового давления, которая зависит — также как и степень плотности — от размера, формы и морфологии поверхности зерен, снижаясь не только с уменьшением размера частиц, но и с повышением степени неоднородности их грану-

лометрического состава, поскольку мелкие частицы могут располагаться между более крупными зернами, перекрывая поровые каналы. С уменьшением окатанности частиц сопротивление движению воды в порах возрастает, что, по данным П.Л.Иванова (1983), может привести к снижению коэффициента фильтрации мелких песков в 100 раз.

Опыт изучения динамической реакции глинистых грунтов позволяет сделать вывод о снижении вероятности их динамического разжижения с ростом физико-химической активности в целом и дисперсности в частности. Физико-химическая активность частиц во многом определяет и тип структуры, а следовательно, — и сцепление глинистого грунта. Очевидно, что вероятность разжижения глинистых грунтов резко падает с ростом сцепления. Наименьшим при одинаковой дисперсности сцеплением обладают грунты с наименьшей суммарной площадью контактов между частицами — метастабильные структуры с преобладанием контактов типа «базис—скол», «скол—скол», обусловливающими их высокую пористость. Такое строение характерно для «плывунных» глин, а также многих слабосвязных существенно пылеватых грунтов.

Упрочнение контактов между частицами грунта во времени и его уплотнение снижают вероятность динамического разжижения с возрастом отложений. Опыт исследования разжижения грунтов, в том числе и при землетрясениях далекого прошлого (по оставшимся в разрезах характерным формам типа песчаных «даек» и другим следам сейсмодислокаций), свидетельствует о неразжижаемости отложений древнее раннеплейстоценовых.

Особенности строения массива грунтов также оказывают определенное влияние на их разжижаемость. Так, вероятность сейсмического разжижения грунтов снижается с увеличением глубины залегания потенциально разжижаемого слоя в связи с повышением эффективных напряжений и снижением эффекта локального усиления колебаний вблизи дневной поверхности массива. Вместе с тем слабопроницаемые отложения, перекрывающие водонасыщенные песчаные и даже грубообломочные грунты, препятствуют диссипации порового давления и повышают вероятность их разжижения.

Приосложновое расположение, так же как и увеличение мощности грунтов, потенциально способных к разжижению, которая сама по себе не влияет на возможность этого события, следует расценивать как условия, неблагоприятные с точки зрения возможных последствий. Кроме того, с повышением мощности увеличиваются собственные периоды колебаний слоя грунтов и возрастает вероятность появления линз динамически менее устойчивых разностей, которые могут служить начальными очагами разжижения — зонами всплеска порового давления, постепенно распространяющегося в прилегающие части массива, вызывая разжижение грунта. Наконец, повышение мощности разжижающегося слоя может изменить направленность процесса на пригруженных и свободных от сооружений участках. Обычно (Иванов, 1983) динамическое разжижение начинается в верхнем слое грунта вблизи зеркала грунтовых вод, где эффективные напряжения минимальны, что вызывает разгрузку нижележащих слоев и переход их в разжиженное состояние. В случае же достаточно большой мощности разжижаемого слоя процесс может начаться вблизи его подошвы — ниже глубины активной зоны под сооружением, распространяясь вверх по разрезу.

Неблагоприятным фактором является и наличие на небольшой глубине подстилающих грунтов с большей акустической жесткостью, что способствует как увеличению амплитуды поверхностных волн Лява, так и быстрому ро-

сту порового давления, повышая вероятность разжижения перекрывающих отложений.

Выделение всей совокупности потенциально разжижаемых грунтов невозможно, поскольку их разжижаемость определяется большим числом взаимообусловленных факторов. Вместе с тем можно утверждать, что при достаточной для разрушения структурных связей грунта энергии сейсмических колебаний разжижение может происходить в водонасыщенных дисперсных грунтах среднеплейстоценового-голоценового возраста, проявляющих тенденцию к уплотнению при сдвиге (отрицательную дилатансию), и при невозможности достаточно быстрой диссипации порового давления. Можно выделить три группы наиболее легко разжижаемых при действии на них динамических нагрузок грунтов:

1) мелкие и средние пески со степенью плотности $I_D \leq 0{,}45$ (более плотные разности, как правило, не способны к динамическому разжижению без инверсии знака напряжений);

2) связные грунты, имеющие метастабильные структуры и низкую физико-химическую активность твердой компоненты (типа ледниково-морских «плывунных» глин);

3) все слабосвязные грунты указанного возрастного диапазона в водонасыщенном состоянии (пылеватые пески, супеси и легкие суглинки с удельной поверхностью менее 25 м^2/г, в том числе увлажненные лёссовые грунты, золы уноса). Это обусловлено особенностями их смешанной структуры — кулоновское трение меньше, чем в чистых песках, а коагуляционная сетка слабая и прерывистая. Относительно низкая проницаемость затрудняет диссипацию порового давления и облегчает быстрое разжижение грунта.

Наиболее употребительным количественным критерием динамической разжижаемости является *потенциал разжижения* грунтов (введен Г.Б. Сидом в 1971 г.), который определяется по соотношению средних динамических напряжений сдвига (τ_{av}) с их критическим значением, достаточным для разжижения грунта на разной глубине в течение заданного числа циклов воздействия (τ_N), и количественно характеризуется *фактором устойчивости*:

$$F_L = \frac{\tau_N}{\tau_{av}}.$$

Условием возможного разжижения грунтов является $F_L \leq 1$ (рис. 14.113). Величина τ_N определяется экспериментально с помощью одного из методов динамических испытаний. Расчет же τ_{av} основан на несколько упрощенном представлении о том, что сейсмические сдвиговые напряжения в любой заданной точке массива возникают в связи с распространением в нем преимущественно поперечных волн в вертикальном направлении. Тогда полагая, что столб грунта над выделенным элементарным объемом на глубине h колеблется как абсолютно жесткое тело, максимальные сдвиговые напряжения, действующие на этот элемент, составят (рис.14.114, *а*)

$$(\tau_{max})_r = \frac{\gamma h a_{max}}{g},$$

где a_{max} — максимальное ускорение на поверхности грунта, γ — его плотность. Но поскольку рассматриваемый столб грунта в действительности ведет себя как деформируемое тело, то реальные сдвиговые напряжения на глубине h,

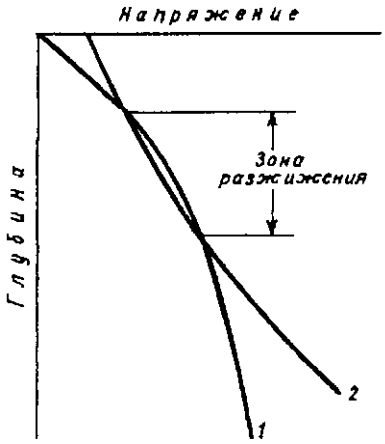


Рис. 14.113. К методу оценки потенциала разжижения (*по Г.Б.Сиду, 1971*):

1 — эпюра динамических напряжений, вызванных в N циклах сейсмического воздействия, 2 — эпюра динамических напряжений, вызывающих разжижение в N циклах лабораторного эксперимента

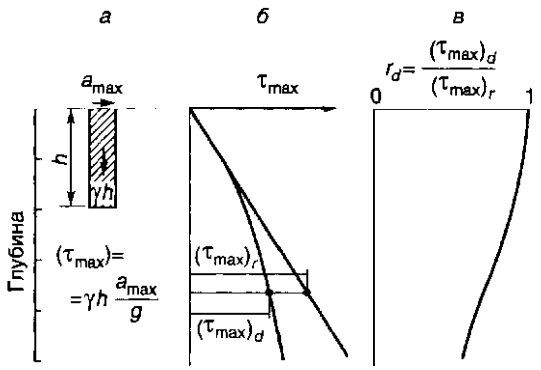


Рис. 14.114. К определению максимальных сдвиговых напряжений в массиве при сейсмическом толчке (*по H.B.Seed, I.M.Idriss, 1982*)

$(\tau_{max})_d$, будут несколько меньше, причем разница эта обычно возрастает с глубиной (рис.14.114, *б*):

$$(\tau_{max})_d = r_d(\tau_{max})_r,$$

а $r_d \leq 1$ (коэффициент уменьшения напряжений) также спадает с глубиной (рис. 14.114, *в*). Поэтому максимальное динамическое напряжение сдвига принимают равным

$$\tau_{max} = \frac{\gamma h}{g} a_{max} r_d.$$

Во многих случаях, например при землетрясении, реальная история динамического нагружения грунта носит случайный характер (рис. 14.115), и в целях проектных расчетов приводится к эквивалентному в силовом отношении синусоидальному воздействию. При этом множество расчетов, выполненных для разных ситуаций, показали, что средние значения сдвиговых напряжений τ_{av} для такого эквивалентного колебания можно принимать равными примерно 65% τ_{max}, и в практических целях для оценки потенциала разжижения грунтов средние значения сдвиговых напряжений, вызванных землетрясением на глубине h, определяются из

$$\tau_{av} \approx 0{,}65 \frac{\gamma h}{g} a_{max} r_d.$$

Более корректную оценку динамической разжижаемости грунтов можно получить с помощью энергетических критериев. С позиций энергетики процесса динамического нагружения грунта естественной мерой его разжижаемости является суммарная величина энергии, рассеянная единицей объема грунта во всех циклах воздействия к моменту разжижения, и чем выше эта величина, тем более динамически устойчив грунт. Тогда фактор устойчивости, характеризующий потенциал разжижения грунта, выразится в энергетических терминах:

$$F_L = \frac{\Delta W_L}{\Delta W_S},$$

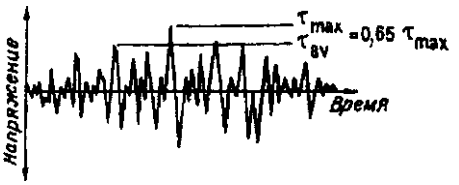


Рис. 14.115. Нерегулярный характер изменения сдвиговых напряжений при сейсмическом толчке (*по H.B.Seed, I.M.Idriss, 1982*)

где ΔW_L — критическое значение удельной энергии, рассеянной к моменту разжижения (определяется экспериментально и эквивалентна площади всех петель гистерезиса), ΔW_S — доля сейсмической энергии, рассеянной грунтом (рассчитывается по характеристикам ожидаемого толчка и коэффициенту затухания грунтов). Наименьшую энергоемкость разжижения при прочих равных условиях имеют водонасыщенные слабосвязные грунты и рыхлые пески — их разжижение может происходить после поглощения всего 1—3 кДж энергии на 1 м^3 грунта.

Локализация потенциально разжижаемых грунтов на изучаемой площади в порядке повышения детальности работ может проводиться: 1) по геолого-геоморфологическим критериям, 2) по последствиям прошлых землетрясений, 3) по результатам прямых определений разжижаемости грунтов с помощью полевых зондировочных или пенетрационных методов.

Литература

Бугров А.К., Нарбут Р.М., Сипидин В.П. Исследование грунтов в условиях трехосного сжатия. 2-е изд. Л.: Стройиздат, 1987. 184 с.

Вознесенский Е.А. Поведение грунтов при динамических нагрузках. М.: Изд-во МГУ, 1997. 188 с.

Вознесенский Е.А. Динамическая неустойчивость грунтов. М.: УРСС Эдиториал, 1999. 264 с.

Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. М.: Высшая школа, 1978. 447 с.

Вялов С.С. Реология мерзлых грунтов. М.: Стройиздат, 2000. 464 с.

Ершов Э.Д., Данилов И.Д., Чеверев В.Г. Петрография мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1987. 311 с.

Зарецкий Ю.К. Вязкопластичность грунтов и расчеты сооружений. М.: Стройиздат, 1988. 352 с.

Зиангиров Р.С. Объемная деформируемость глинистых грунтов. М.: Наука, 1979. 164 с.

Иванов П.Л. Уплотнение малосвязных грунтов взрывами. М.: Недра. 1983. 230 с.

Иванов П.Л. Грунты и основания гидротехнических сооружений. Механика грунтов. М.: Высшая школа, 1991. 447 с.

Колтунов М.А. Ползучесть и релаксация. М.: Высшая школа, 1976. 277 с.

Киселев М.Ф. Теория сжимаемости оттаивающих грунтов под давлением. Л.: Стройиздат, 1978. 176 с.

Кульчицкий Л.И., Усьяров О.Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. М.: Недра, 1981. 178 с.

Малышев М.В. Прочность грунтов и устойчивость оснований сооружений. 2-е изд. М.: Стройиздат, 1994. 228 с.

Месчян С.Р. Механические свойства грунтов и лабораторные методы их определения. М.: Недра, 1974. 192 с.

Месчян С.Р. Начальная и длительная прочность глинистых грунтов. М.: Недра, 1978. 207 с.

Мохначев М.П. Усталость горных пород. М.: Наука, 1979. 151 с.

Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Изд-во МГУ, 1979. 235 с.

Поведение грунтов под действием импульсных нагрузок. Киев: Наукова думка, 1984. 287с.

Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2002. 426 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых: Справочник геофизика/Под ред. Н.Б. Дортман. 2-е изд. М.: Недра, 1984. 455 с.

Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высшая школа. 1973. 448 с.

ГЛАВА 15

Корреляция между показателями состава и свойств грунтов. Нормативные и расчетные показатели

15.1. Корреляция между показателями состава и свойств грунтов

Между составом, строением и свойствами грунтов существуют взаимосвязи. Как известно, зависимости между величинами могут быть коррсляционными и функциональными. Последние позволяют по значению одних величин получать точные значения других. Корреляционная же зависимость существует мсжду нсзависимыми величинами и носит вероятностный характер. Между тем корреляционные зависимости отражают рсально существующие причинно-следствснные связи между явлениями. Изучение таких зависимостей между отдельными показателями состава, строения и свойств грунтов имеет важное значение: оно позволяет вскрыть причины, порождающие проявление тех или иных свойств, глубже проникнуть в сущность самих свойств, понять роль того или иного фактора в их формировании. С практической точки зрения установление корреляционных зависимостей между показателями состава, строения и свойств грунтов позволяет оценить с определенной точностью показатели трудно определяемых свойств на основе болсе легко получаемых.

Мерой зависимости между коррелируемыми величинами является коэффициент корреляции r, величина которого заключена строго в интервале $-1...+1$. При наличии функциональной зависимости $r = \pm 1$, при $r = 0$ корреляция теряется, при $r > 0{,}9$ весьма тесная, при $r = 0{,}9—0{,}7$ тесная, при $r = 0{,}7—0{,}5$ слабая корреляционная связь.

Эмпирическое выявлсние зависимости мсжду показателями свойств x и y начинают с нанесения результатов эксперимента на соответствующую координатную плоскость. Если нанесенные эмпирические точки образуют «облако», то производится их статистическая обработка и подбирается простейшая линейная зависимость типа

$$y = a_0 + a_1x_1 + ... + a_nx_n,$$

где y, x_1,x_n — показатели состава или свойств грунтов, либо простейшие преобразования этих свойств (например, логарифмы); a_0,..., a_n — эмпирические коэффициенты.

Коэффициенты этой зависимости рассчитываются по методу наименьших квадратов, а для оценки вклада переменных используются определенные критерии. Обычно для прогноза на основе корреляционных связей показателей физико-механических свойств используются следующие показатели состава и строения грунта: влажность, коэффициент пористости, пористость, число пластичности, влажность на границе текучести, показатель консистенции, степень влажности и др. Предпочтение отдается наиболее информативному и непосредственно определяемому показателю или их совокупности. Например, для глинистых водонасыщенных грунтов наиболее тесные связи показателей прочности наблюдаются с показателями, характеризующими строение грун-

та (плотность, пористость, содержание глинистых частиц и др.). Для лёссовых грунтов наблюдается тесная связь деформационных показателей с влажностью и пористостью. Для песчаных грунтов прочностные и деформационные свойства наиболее тесно связаны с коэффициентом пористости, степенью плотности и размером частиц. Для скальных грунтов физико-механические свойства удовлетворительно коррелируют с такими показателями, как плотность, степень выветрелости, пористость и трещиноватость.

Корреляция между показателями пластичности, линейной усадкой и содержанием связанной воды в грунтах. Показатели пластичности находятся в тесной связи с величиной максимальной молекулярной влагоемкости грунтов. Значение влажности предела раскатывания иногда совпадает с максимальной молекулярной влагосмкостью. При исследовании разнообразных грунтов было установлено, что максимальная молекулярная влагоемкость в среднем немного превышает число пластичности.

Корреляционная связь между пластичностью грунтов и содержанием в них связанной воды обусловлена сущностью самого явления пластичности. Нижняя и верхняя границы пластичности характеризуют минимальное и максимальное содержание воды в грунте, при котором проявляются его пластические свойства. Число пластичности характеризует диапазон влажности, в котором грунт обладает пластичностью. Этот диапазон зависит от содержания в грунте прежде всего осмотической влаги. Чем больше связанной воды удерживает грунт, тем больше в нем образуется осмотической воды, тем выше число пластичности, и наоборот.

Поскольку существует прямая связь между содержанием в грунте различных видов связанной воды, постольку должна существовать корреляционная зависимость не только между числом пластичности и максимальной молекулярной влагоемкостью, но и между числом пластичности и максимальной гигроскопичностью. Коэффициент корреляции между числом пластичности и максимальной гигроскопичностью глинистых грунтов равен 0,90±0,02, что указывает на существование между этими свойствами тесной связи.

Грунтовые смеси разного минерального состава имеют неодинаковое значение I_p/W_{mg}. Присутствие минералов с подвижной кристаллической решеткой уменьшает эту величину, что обусловлено повышением их максимальной гигроскопичности за счет формирования прочносвязанной воды в межслоевых промежутках кристаллов, которая не оказывает влияния на пластические свойства грунта.

Между характеристиками пластичности и линейной усадки грунта также существует корреляционная связь. Если пластичность связана с образованием в грунте осмотической воды, то линейная усадка, наоборот, обусловлена резким снижением содержания в грунте свободной и связанной влаги. Чем большее количество связанной воды грунт может потерять при высушивании, тем больше будет его линейная усадка. Этим и объясняется отмеченная корреляционная связь.

Корреляция между прочностью грунтов и скоростью распространения в них упругих волн. Установлено, что в пределах одного петрографического типа скальных и полускальных грунтов связь между прочностью на одноосное сжатие R_C и скоростью продольных волн V_p оказывается очень тесной, а корреляционные графики для разных грунтов весьма схожи (рис.15.1).

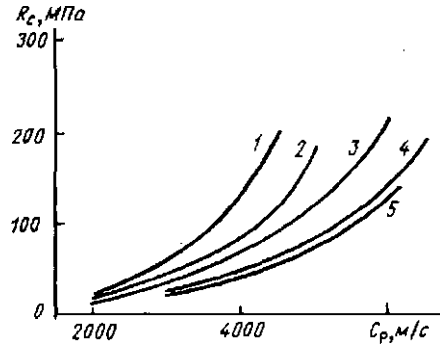


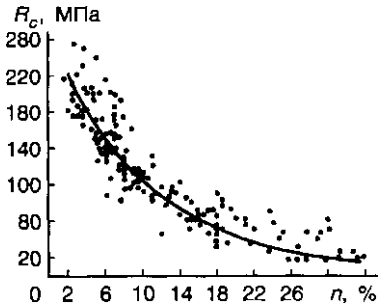
Рис.15.1. Графики связи величин прочности на сжатие (R_C) и скорости распространения продольных упругих волн (C_p) для различных скальных грунтов:

1 — песчаники и алевриты; *2* — песчаники; *3* — базальты; *4* — известняки; *5* — интрузивные породы

Указанная корреляция обусловлена тем, что и скорость упругих волн, и физико-механические свойства грунтов определяются одними и теми же факторами, среди которых важнейшими являются пустотность грунтов, прочность структурных связей и минеральный состав. Так, известна общая тенденция увеличения показателей физико-механических свойств магматических пород с возрастанием их основности, увеличения показателей физико-механических свойств метаморфических пород с увеличением степени их метаморфизма, роста значений показателей физико-механических свойств карбонатных пород с повышением содержания кристаллического кальцита и доломита и уменьшением глинистости, увеличения показателей физико-механических свойств терригенных пород с повышением содержания кварца как в обломочной части, так и в составе цемента.

Большое влияние как на прочность, так и на упругие характеристики скальных грунтов, оказывает их пустотность, а для слаботрещиноватых пород — пористость. Обычно в сохранных магматических и метаморфических породах пористость не превышает 1—2%, возрастая в измененных микротрещиноватых разностях. В осадочных скальных грунтах она возрастает до 10—25%. Особую группу составляют пористые эффузивы, пористость которых может превышать 30%. Экспериментально показано, что во всех типах скальных грунтов увеличение пористости приводит к существенному снижению физико-механических характеристик (рис.15.2).

Таким образом, для оценки прочностных и деформационных свойств массивов скальных грунтов можно использовать и косвенные — сейсмоакустические методы, которые позволяют определять скорости распространения упругих волн, связанные корреляционными зависимостями с показателями прочности и деформируемости породы от размера образца до крупных участков массива. При этом помимо установления корреляционной зависимости для образцов и грунтов при крупномасштабных опытах следует определить масштабные кривые скорости упругих волн для исследуемого массива, влияние его напряженного состояния и обводнения.



Очевидно, что корреляционные зависимости между одними и теми же показателями, но полученные для разных грунтов, будут несколько различаться, отражая разный вклад, влияющих на них часто многочисленных факторов (см. рис.15.1). Эффективным способом получения

Рис.15.2. Зависимость прочности на одноосное сжатие от пористости в пористых эффузивах (*по В.М.Ладыгину, 1974*)

более универсальных уравнений корреляционной связи, справедливых для нескольких типов грунтов, является получение корреляционной связи между нормированными (относительными) значениями показателей. Так, перестроив зависимость между прочностью на одноосное сжатие и скоростью продольных волн в виде зависимости $R_c/R_{c\,макс}$ от $V_p/V_{p\,макс}$, где $R_{c\,макс}$ и $V_{p\,макс}$ — максимальные значения прочности и скорости упругих волн для каждого типа грунтов, можно получить для различных скальных грунтов единую корреляционную зависимость (рис.15.3), описываемую одним уравнением:

$$\frac{R^2_{c\,макс} - R^2_c}{R^2_{c\,макс}} = \frac{V^2_{p\,макс} - V^2_p}{V^2_{p\,макс}}$$

Аналогичные в целом корреляционные связи наблюдаются и для дисперсных грунтов, отражая влияние плотности, пористости и влажности на показатели физико-механических характеристик и скорости упругих волн. В качестве примера на рис.15.4 приведена корреляционная зависимость между недренированной прочностью (τ, МПа, определенной методом лопастного среза) и скоростью продольных ультразвуковых волн для четвертичных глинистых грунтов озерно-аллювиального и аллювиального генезиса, распространенных на территории Среднего Приобья (Западная Сибирь).

Корреляция между пористостью и динамической устойчивостью дисперсных грунтов. Как отмечалось в гл. 14, в качестве возможной меры динамической устойчивости дисперсных грунтов может использоваться критическое ускорение колебаний. По рекомендациям Ю.Я.Велли, эта величина определяется для вибрационного воздействия продолжительностью 5 мин и зависит от таких важнейших и взаимосвязанных факторов, как плотность, пористость и влажность, влияющих на прочность структурных связей грунта. Следовательно, для определенных типов грунтов может быть найдена корреляционная взаимосвязь между этими показате-

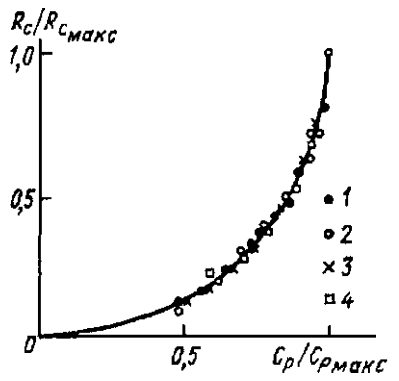


Рис.15.3. Сводный график связи нормированных величин прочности на одноосное сжатие (R_c) и скорости продольных волн (C_p) для различных скальных грунтов:

1 — базальты, *2* — интрузивные породы, *3* — известняки, *4* — песчаники

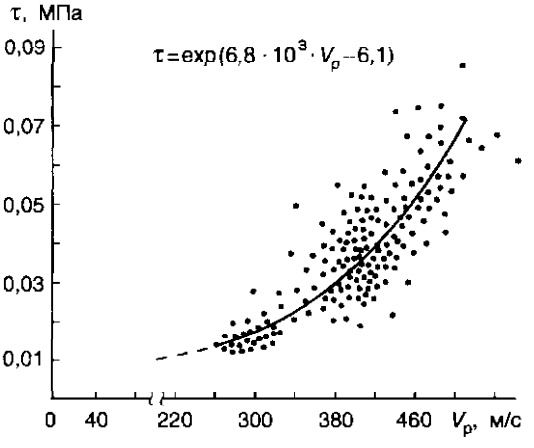


Рис.15.4. Корреляционная зависимость между прочностью глинистого грунта (по сопротивлению вращательному срезу) и скоростью продольных ультразвуковых волн (0,1 МГц). Влажность грунтов 28—42%

(*по Е.А. Вознесенскому, 1985*)

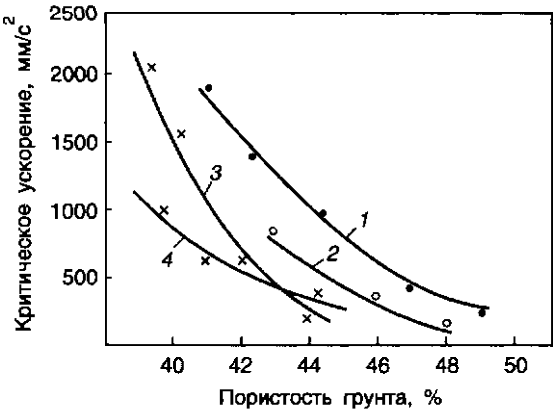


Рис.15.5. Характер взаимосвязи критического ускорения разных (*1—4*) лёссовых грунтов от их пористости (*по Х.З. Расулову, 1984*)

лями и критическим ускорением. Пример такой зависимости для разных лёссовых грунтов приведен на рис.15.5.

Корреляция между теплофизическими свойствами грунтов и степенью влажности. Теплофизические свойства минеральных частиц, льда, воды и газовой составляющей грунтов существенно различаются. Поэтому теплофизические свойства грунтов в целом определяются соотношением твердой, жидкой и газовой составляющих, их химико-минеральным составом, строением, влажностью, температурой. Например, теплопроводность воздуха составляет 0,021 Вт/м·°С, что примерно в 30 раз меньше теплопроводности воды (0,63 Вт/м·°С) и в 100 раз — льда (2,10 Вт/м·°С). Поэтому теплопроводность талых грунтов максимальна при их полном водонасыщении. Для мерзлых грунтов величина коэффициента теплопроводности обусловлена общим содержанием воды и льда и незначительно зависит от тепловых эффектов, связанных с фазовыми превращениями воды в грунте при промерзании. Экспериментально показана тесная корреляционная взаимосвязь для разных грунтов (рис. 15.6).

Выше уже указывалось, что корреляция отражает реально существующие причинно-следственные связи между свойствами грунтов, и поэтому ее

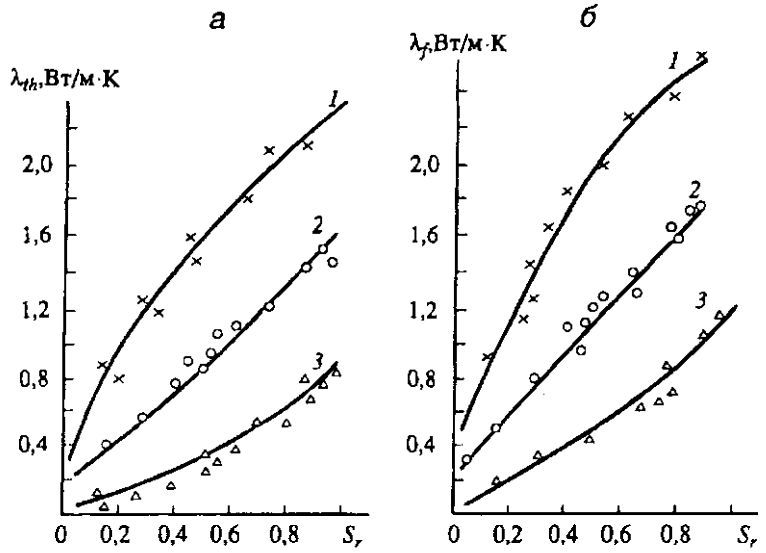


Рис. 15.6. Зависимость коэффициента теплопроводности талых λ_{th} (*а*) и мерзлых λ_f (*б*) грунтов от степени влажности S_r (*по Л.Т. Роман, 2002*):

1 — песок, *2* — суглинок, *3* — торф

рассмотрение помогает глубже понять их сущность. Так, полученные корреляционные взаимосвязи между гигроскопической, максимальной гигроскопической влажностью и максимальной молекулярной влагоемкостью позволили Е.М.Сергееву сделать в 1947 г. вывод о том, что прочносвязанная вода полностью заполняет межпакетные пространства подвижных кристаллических решеток глинистых минералов, и образование слабосвязанной воды происходит только с внешней поверхности минеральных частиц. Через 20 лет в 1967 г. М.В.Слонимская подтвердила это прямыми экспериментальными исследованиями.

То, что коэффициенты пропорциональности между величиной емкости поглощения, с одной стороны, и величинами гигроскопичности, максимальной гигроскопичности и максимальной молекулярной влагоемкости, с другой стороны, зависят от состава обменных катионов, можно объяснить только тем, что в состав прочносвязанной воды входит и вода «ближней» гидратации обменных ионов. С другой стороны, корреляционные связи позволяют по наиболее простым показателям состава и строения определять важные, но трудно определяемые показатели свойств грунтов.

Таким образом, рассмотрение свойств грунтов в их взаимосвязи дает возможность углубить представления о них, укрепить уверенность в полученных результатах, выделять вопросы, подлежащие дальнейшему изучению, а также определять показатели одних свойств по другим. В этом заключается теоретическая и практическая значимость изучения корреляции между свойствами грунтов.

15.2. Нормативные и расчетные показатели

Ранее отмечалось (см. разд. 1.5), что по представительности показатели, используемые в грунтоведении, подразделяются на частные (индивидуальные) и обобщенные. К последним относятся так называемые нормативные и расчетные показатели.

Нормативный показатель $A_н$ рассчитывается для подавляющей части характеристик грунта как среднее арифметическое значение данной выборки. Его значение для сцепления и угла внутреннего трения определяются по линейной зависимости сопротивления сдвигу от нормального напряжения, получаемой по методу наименьших квадратов. Нормативное значение показателя характеризует грунт с определенной достоверностью, так как практически невозможно охарактеризовать его во всех точках геологического тела. В обобщенный показатель вводят понижающие поправки, называемые коэффициентом надежности по грунту, величина которого зависит от ответственности сооружения, надежности оценки индивидуального значения, объема выборки и коэффициента вариации. Такой обобщенный показатель с введенными поправками называется *расчетным*

$$A_р = A_н / K_{нг},$$

где $K_{нг}$ — коэффициент надежности по грунту.

Коэффициент надежности по грунту определяется в соответствии с нормативными документами с учетом вида расчетной характеристики, состояния грунтов и доверительной вероятности. Доверительная вероятность принимается в зависимости от ответственности сооружения и принципа проекти-

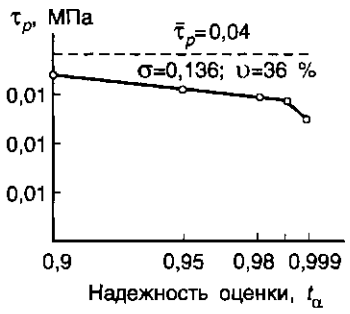


Рис.15.7. Расчетные значения сопротивления сдвигу (τ_p) при разных доверительных вероятностях (t_α)

рования. При определении расчетных значений физических и теплофизических характеристик мерзлых грунтов коэффициент надежности по грунту допускается принимать равным 1,0.

Коэффициент надежности по грунту при определении расчетных значений сцепления c, угла внутреннего трения φ, временного сопротивления одноосному сжатию R_C и плотности грунта ρ_d вычисляется по формуле:

$$K_{нг} = \frac{1}{1 \pm \rho},$$

где ρ — показатель точности оценки среднего значения характеристики грунта.

Показатель точности оценки среднего значения характеристики грунта ρ_α вычисляется по формуле:

$$\rho_\alpha = \frac{t_\alpha v}{\sqrt{n}},$$

где t_α — коэффициент, зависящий от заданной доверительной вероятности и числа степеней свободы (находятся по специальным статистическим таблицам), v — коэффициент вариации.

В формуле для расчета $K_{нг}$ знак перед ρ выбирается таким образом, чтобы обеспечить большую надежность расчета основания, что будет получено при выборе величины показателя наиболее благоприятного для жизни сооружения.

На рис. 15.7 приведены значения средней величины для сопротивления сдвигу ила для различных значений доверительной вероятности t_α. Отчетливо видно, что с повышением надежности оценки τ_p ее величина значительно уменьшается по сравнению со средним значением.

Количество определений значений показателя для вычисления его обобщенных и расчетных значений в общем случае зависит от степени неоднородности грунтового массива, требуемой точности вычисления значений показателя и вида сооружения и устанавливается программой исследований. В частности, минимальное количество одноименных частных определений для расчета параметров прочности должно быть не менее 6, а для вычисления нормативного значения модуля деформации по результатам нагрузки штампа — не менее 3.

15.3. Инженерно-геологический элемент как структурная единица массива, применительно к которому вычисляются нормативные и расчетные показатели

Основной структурной единицей массива грунтов является инженерно-геологический элемент (ИГЭ), под которым понимается однородная в генетико-возрастном (*а*) и литолого-петрографическом (*б*) отношени-

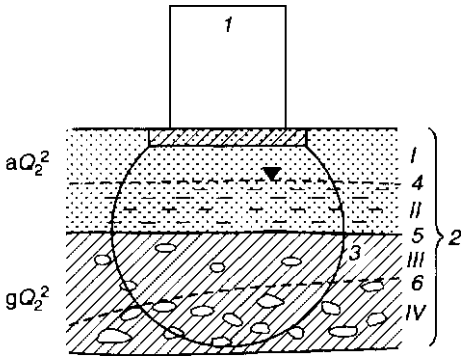


Рис. 15.8. Схема сооружения (*1*), его основания (*2*) и сферы влияния *(3)* на массив грунта:

4, 5 и *6* — границы между инженерно-геологическими элементами, которые выделяются на первом этапе работы; *5* — граница между разными геологическими слоями

ях часть разреза (линза, пласт, шток, зона разлома и пр.), в пределах которой изменения рассматриваемого показателя состава, строения и свойств носят случайный характер (*в*). Из этого следует, что одно и то же однородное по позициям (*а*) и (*б*) тело может, в принципе, представлять единый ИГЭ, а может быть разбито на разное количество элементов при рассмотрении разных показателей с учетом позиции (*в*).

Инженерно-геологические элементы выделяются в массиве грунтов на основе изучения закономерностей изменения индивидуальных показателей состава, строения и свойств грунтов как по простиранию, так и по глубине массива в пределах сферы влияния сооружения или в пределах, определяющих условия работы сооружения. Но в основе предварительного выделения ИГЭ лежат генетико-возрастной и литологический принципы, по которым в разрезе выделяются различные по составу и строению слои. Выделенные ИГЭ не обязательно должны полностью совпадать с геологическим слоем или пластом, часто они представляют определенную его часть.

На рис. 15.8 приведена схема сооружения, его основания и сферы влияния на массив грунтов. Последний состоит из двух генетически однородных геологических тел, нижнее из которых сложено среднечетвертичным моренным суглинком, а верхнее — среднечетвертичным флювиогляциальным песком. Но для рационального проектирования и строительства сооружения целесообразно уже на первом этапе работы выделение в этих двух однородных в генетико-возрастном и литологическом отношениях слоях четырех вероятных ИГЭ, потому что часть песков залегает ниже уровня грунтовых вод и обладает плывунными свойствами, а верхняя часть морены содержит меньшее количество валунов, чем нижняя. В ходе дальнейшей работы необходимо исследование изменчивости исследуемого показателя в каждом из выделенных элементов и в случае доказательства случайного ее характера — признание в качестве действительных инженерно-геологических элементов объемов разреза, выделенных на первом этапе работы. Если же будет установлено, что в пределах какого-то из предварительно выделенных элементов изменчивость показателя является квазифункциональной, то необходимо более дробное подразделение разреза и новое исследование ее характера и т.д.

Выделение ИГЭ определяется необходимостью учета таких инженерно-геологических особенностей массива грунта, которые определяют работу сооружения и при наличии несущественных различий в составе, структуре и свойствах слоев возможно их объединение в один инженерно-геологический элемент. Это естественно упрощает модель инженерно-геологических условий основания сооружения и последующие прогнозы их изменения.

Обобщенные показатели вычисляются для инженерно-геологических элементов стандартными методами математической статистики. Обработка частных значений всех характеристик (кроме φ и *c*) сводится к следующей последовательности операций. Прежде всего составляются графики рассеяния частных значений показателя и устанавливается закон распределения его случайной величины. Затем вычисляется среднее арифметическое значение A_m и ее среднее квадратичное отклонение σ_i и коэффициент вариации ν:

$$A_m = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} A_i,$$

$$\sigma_i = \pm\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum (A_m - A_i)^2},$$

$$\nu = \frac{\sigma_i}{A_m},$$

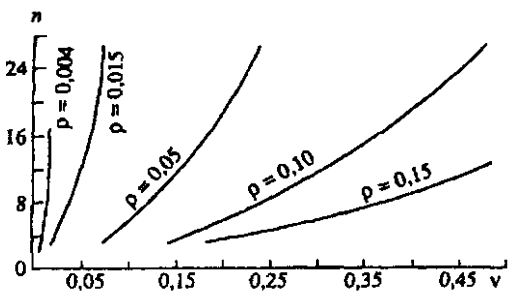
где n — количество индивидуальных определений показателя. Среднее квадратичное отклонение является мерой рассеяния частных значений около среднего арифметического. Коэффициент вариации используется для оценки изменчивости показателей в пределах ИГЭ. Массив или его часть может считаться однородным, если ν≤0,3 при n = 20—30, а при больших n — при ν≤0,1—0,15. Затем находится средняя квадратичная ошибка среднего арифметического σ и показатель точности его определения ρ:

$$\sigma = \pm\frac{\sigma_i}{\sqrt{n}},$$

$$\rho = \frac{\sigma}{A_m}\cdot 100\%.$$

Необходимое количество частных определений (n) нормативного и расчетного значения показателя находится в зависимости от коэффициента вариации (ν) и заданного показателя точности определения (ρ) (рис.15.9). После этого отбраковываются значения, не характерные для данной выборки — находящиеся за пределами доверительного интервала, вычисляются нормативные значения показателя после отбраковки нехарактерных значений, а затем рассчитывается коэффициент надежности по грунту и определяется величина расчетного показателя.

Нормативные значения $\mathrm{tg}\varphi_н$ и $c_н$ вычисляются по формулам:



$$\mathrm{tg}\varphi_н = \frac{1}{\Delta}\left(n\sum_{i=1}^{n}\tau_i p_i - \sum_{i=1}^{n}\tau_i\sum_{i=1}^{n} p_i\right),$$

$$c_н = \frac{1}{\Delta}\left(\sum_{i=1}^{n}\tau_i\sum_{i=1}^{n} p_i - \sum_{i=1}^{n} p_i\sum_{i=1}^{n}\tau_i p_i\right),$$

Рис. 15.9. Зависимость количества n частных определений характеристик от коэффициента вариации ν и показателя точности ρ

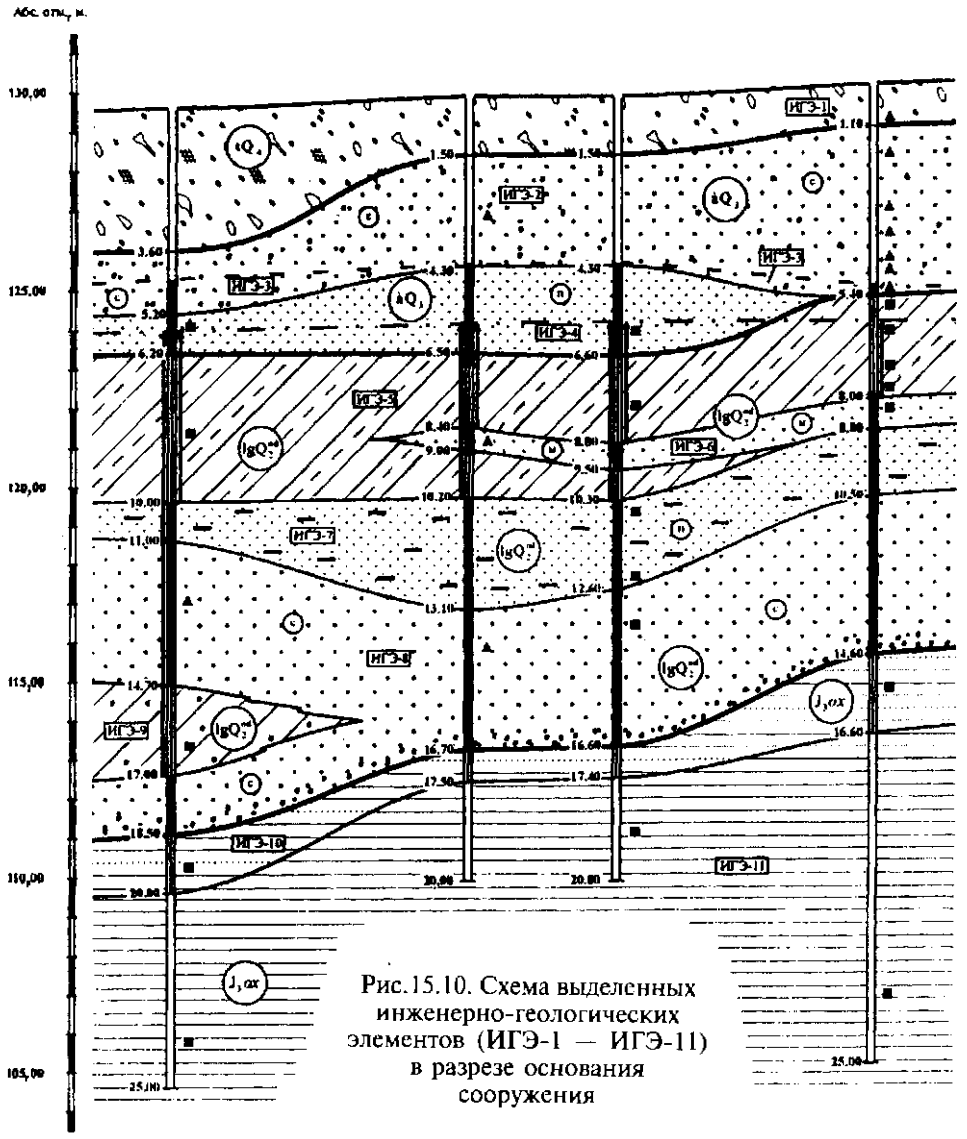


Рис.15.10. Схема выделенных инженерно-геологических элементов (ИГЭ-1 — ИГЭ-11) в разрезе основания сооружения

где $\Delta = n\sum_{i=1}^{n}(p_i)^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} p_i\right)^2$, τ_i и p_i — частные значения сопротивления соответственно сдвигу и нормального напряжения; n — количество определений τ.

Среднее квадратичное отклонение для c и φ рассчитывается из выражений:

$$\sigma_{tg\varphi} = \sigma_\tau \sqrt{\frac{n}{\Delta}},$$

$$\sigma_c = \sigma_\tau \sqrt{\frac{1}{\Delta}\sum_{i=1}^{n} p_i^2},$$

Таблица 15.1

Нормативные и расчетные показатели свойств грунтов для выделенных инженерно-геологических элементов

Геологический индекс	Сводный геолог. разрез и №№ ИГЭ	Мощность слоя, м	Описание грунтов	Плотность грунта, г/см³	Плотность твердых частиц г/см³	Влажность: природная, %	Влажность: на гран. текуч., %	Число пластичности	Коэф. пористости	Угол внутр. трения, град.	Удельное сцепление, кПа	Модуль деформации, МПа	Коэф. фильтрации, м/сут
tQ_4	1	1,1—3,7	Насыпной грунт из супеси серой, пластичной с частыми линзами и прослойками суглинка полутвердого и песка средней крупности и пылеватого средней плотности маловлажного, с большим количеством обломков битого кирпича и бетона с корнями растений. Насыпной грунт слежавшийся	1.90 / 1.87	R_0= 0.11 МПа					Степень слежалости 0.92			
aQ_3	2	0,7—3,9	Песок средней крупности, желтый, средней плотности, маловлажный, с включениями (до 10%) гравия, с линзами и прослойками песка крупного и гравелистого, средней плотности, маловлажного	1.81 / 1.79	2.65	5.5	-	-	0.550	33 / 32	0 / 0	28.8	9.8
	3	0,4—1,7	Песок средней крупности, желтый, средней плотности, водонасыщенный, с включениями (до 10%) гравия, с линзами и прослойками песка крупного и гравелистого, средней плотности, водонасыщенного	2.04 / 2.02	2.66	19.5	-	-	0.555	34 / 33	0 / 0	22.2	9.8
	4	0,3—2,3	Песок пылеватый, коричневато-желтый, плотный, водонасыщенный, с линзами и прослоями толщиной до 30 см супеси песчанистой пластичной	2.07 / 2.05	2.66	19.8	-	-	0.539	34 / 33	4 / 2	20.1	0.1
lgQ_2^{3k}	5	0,0—3,8	Суглинок тяжелый пылеватый, серый с сизоватым оттенком, тугопластичный, с прослоями и линзами (толщиной до 0,4 м) глины легкой тугопластичной с тонкими прослойками (до 2 см) песка пылеватого, ожелезненного, средней плотности, влажного	2.03 / 2.01	2.73	22.4	32.3	16.7	0.647	17 / 15	31 / 24	14.0	0.001
	6	0.0—0,8	Песок мелкий, желтовато-серый, средней плотности, водонасыщенный, с редкими, тонкими (до 0,5 см) прослойками суглинка мягкопластичного	2.03 / 2.01	2.65	20.6	-	-	0.574	32 / 31	2 / 1	20.0	0.2
	7	1,0—3,5	Песок пылеватый, серый, средней плотности, водонасыщенный, с отдельными включениями древесы, с тонкими (до 2 мм), частыми (2 прослоя на 0,1 м) прослойками суглинка легкого, мягкопластичного и супеси пластичной	2.05 / 2.03	2.66	21.5	-	-	0.578	32 / 30	6 / 3	22.0	0.2
	8	3,5—6,3	Песок средней крупности, серый с сизоватым оттенком, средней плотности, водонасыщенный, с редкими включениями гравия и щебня, с линзами и прослоями песка пылеватого, в нижней части слоя гравелистого, средней плотности, водонасыщенного, с линзами и прослоями (толщиной до 20 см) суглинка легкого тугопластичного	2.04 / 2.03	2.66	19.8	-	-	0.566	33 / 32	0 / 0	26.0	1.5
	9	0,0—2,3	Глина легкая песчанистая, темносерая с сизоватым оттенком, тугопластичная, с прослоями суглинка тяжелого, тугопластичного, с линзами и тонкими (до 2 мм) прослойками песка мелкого и средней крупности, средней плотности, влажного, с включениями (до 20%) гравия и щебня	2.06 / 2.04	2.71	22.9	30.2	17.4	0.617	16 / 14	41 / 34	14.0	0.001
J_3ox	10	0,0 2,0	Глина легкая песчанистая, черная, слюдистая, тугопластичная	2.00 / 1.98	2.71	25.0	42.7	24.6	0.694	16 / 14	48 / 40	13.5	0.001
	11	> 5,0	Глина легкая, песчанистая, черная, слюдистая, полутвердая, с включениями морской фауны	1.95 / 1.93	2.74	26.8	45.7	24.3	0.781	14 / 13	67 / 55	20.5	0.0001

В числителе дроби нормативные показатели, в знаменателе – расчетные; при отсутствии дроби приведены нормативные показатели.
(с), (м), (п) – пески средние, мелкие и пылеватые, соответственно.

где $\sigma_\tau = \sqrt{\frac{1}{n-2}\sum_{i=1}^{n}(p_i \operatorname{tg}\varphi_н + c_н - \tau_i)^2}$.

Пример выделения инженерно-геологических элементов в разрезе реального основания и его нормативные и расчетные характеристики приведены на рис. 15.10 и в табл.15.1, поясняющей этот разрез.

Литература

ГОСТ 20522-96. Грунты. Методы статистической обработки результатов испытаний.
Расулов Х.З. Сейсмостойкость грунтовых оснований. Ташкент: Узбекистан. 1984.192 с.
Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2002. 426 с.

Часть V

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУНТОВ РАЗЛИЧНЫХ КЛАССОВ

ГЛАВА 16

Общая классификация грунтов

16.1. Содержание, назначение и типы созданных общих классификаций грунтов

Общая классификация призвана рассматривать полное глобальное многообразие (полное множество) грунтов и систематизировать их в определенную, логически непротиворечивую иерархическую систему. Ее значение определяется не только тем, что совершенство этой классификации является, по Г.К.Бондарику (1981), мерилом теоретической зрелости грунтоведения как науки, но и тем, что она является инструментом для дальнейшего развития теории и основой построения частных классификаций, используемых в практической деятельности инженер-геолога.

При построении общей классификации родовое понятие «грунт» подразделяется на ряд таксономических единиц. При этом осуществляется действие, подобное логической операции «деление понятия». При ее осуществлении необходимо соблюдать правила, важнейшими из которых являются: 1) сумма выделенных в классификации таксономических единиц должна быть равна объему классифицируемого родового понятия; 2) классификационные признаки должны выбираться так, чтобы каждый грунт попадал бы только в один из выделяемых таксонов классификации; 3) в пределах одной таксономической единицы все таксоны более высокого уровня должны обособляться по признакам одного порядка — должно использоваться одно основание деления; 4) классификационный признак может изменяться от одного уровня классифицирования к другому. В итоге общей классификации полное множество грунтов подразделяется в пространстве признаков на подмножества, которые на каждом уровне расчленения являются однородными по принятому признаку классификации.

Создание общей классификации грунтов, первая из которых была опубликована Ф.П.Саваренским в 1937 г., представляется сложным как в силу очень большого генетического и морфологического многообразия природных и

антропогеных образований, которые могут служить грунтом (любые горные породы, почвы, осадки и антропогенные геологические образования), так и наличием у них множества важных характеристик состава, строения, состояния и свойств. В этой ситуации выбрать классификационные признаки, ранжировать их и обосновать этот выбор — сложная задача, в решении которой исследователь руководствуется не только научными знаниями о грунтах, но и принадлежностью к той или иной научной школе, традициям, своими взглядами на пути решения этой задачи и интуицией.

Наиболее известные общие классификации грунтов, нередко называемые «инженерно-геологическими классификациями горных пород и почв», можно разделить на четыре группы. В первую входят классификации, предложенные Ф.П.Саваренским (1937, 1939), В.А.Приклонским (1943), Н.Н.Масловым[1] (1944, 1961), во вторую — классификации Е.М.Сергеева (1952, 1971, 1983 и др.), Е.М.Сергеева с соавторами (1956), а также классификации, закрепленные в ГОСТах 25100-82 и 25100-95, в третью — классификации В.Д.Ломтадзе (1970, 1984), в четвертую — общая классификация грунтов Г.К.Бондарика (1981).

Первую группу открывает классификация Ф.П.Саваренского, названная им «Инженерно-геологическая классификация горных пород и грунтов» (что не корректно) и построенная в виде «древа». В ней обособлены группы (5), классы (17) и подклассы (38), выделенные по петрографическому признаку. В качестве групп им выделены пять категорий.

«I. Твердые компактные «скальные» породы. Водонепроницаемые сами по себе, но проницаемые по трещинам с турбулентным характером потока по крупным трещинам. Невлагоемкие. Практически не сжимаемы. Прочные. Крепкие.

II. Относительно твердые и компактные породы, «полускальные», имеющие пониженные показатели в инженерно-геологическом отношении по сравнению с предыдущей группой.

III. Мягкие связные породы. Слабопроницаемые или практически водоупорные. Влагоемкие, сжимаемые; изменяют объем в связи с изменением влажности. Прочность и крепость зависят от степени увлажнения.

IV. Рыхлые несвязные породы. Хорошо проницаемы. Невлагоемкие. Слабосжимаемые.

V. Мягкие и рыхлые породы особого свойства или состояния, отличающиеся какими-либо особыми свойствами или особенностями, снижающими их физико-технические свойства, например, соленосные грунты, торфянистые, плывучие и т.п.

Для каждой группы дается общая характеристика физических и строительный свойств: характер деформации (сжимаемость), прочность (временное сопротивление на сжатие для твердых пород), сопротивление при проходке (крепость по Протодьяконову), отношение к воде (влагоемкость, водопроницаемость и характер грунтового потока), скорость упругой сейсмической

[1] **Маслов Николай Николаевич** (*1898–1986*) — крупнейший инженер-геолог, теоретик в области механики грунтов, автор теорий прочности и ползучести грунтов, автор классификации грунтов, оригинальных расчетных схем устойчивости грунтов и др., профессор, заведующий кафедрой оснований и фундаментов в ЛИСИ, затем в МАДИ, заслуженный деятель науки и техники РСФСР.

волны, электрическое сопротивление, а также оценка пород в качестве оснований (допустимые нагрузки) и характер откоса...

Последняя группа является сборной: в нее вошли горные породы особого состава (почвы, торф, соленосные породы) или особого состояния (пересыщенные водой, мерзлотные) или искусственно разрушенные и созданные грунты» (Саваренский, 1937).

Достоинством этой классификации Ф.П.Саваренского, фрагмент которой приведен в табл. 16.1, по мнению В.А.Приклонского (1955), является то, что «она охватывает все породы и почвы и учитывает очень большое число признаков, важных в инженерно-геологическом отношении. Недостатками ее являются слабый учет генезиса и петрографического состава пород, а также некоторая неотчетливость признаков, принятых в качестве классификационных при выделении отдельных подразделений».

Эту же позицию развивали В.А.Приклонский (1943, 1945) и Н.Н.Маслов (1949, 1954). В частности, В.А.Приклонский стремился придать большую «отчетливость классификационных признаков и большого учета петрографического состава и генезиса». В итоге в качестве основных классификационных признаков принят характер внутренних связей между частицами в породах, обусловливающий характер их деформаций под воздействием внешних усилий. В соответствии с этим выделены три основные группы.

1. Породы с жесткими, преимущественно кристаллизационными связями между зернами, ведущие себя под действием внешних нагрузок как твердые упругие тела, скальные и полускальные грунты. К ним относятся не очень выветрелые изверженные и метаморфические породы, а из осадочных пород — сцементированные и отвердевшие разности.

2. Породы со сложными по своей природе связями между зернами, преимущественно коллоидного характера, сообщающими породе в известной обстановке и при определенных условиях свойства твердого, пластичного или жидкого тела. К ним относятся тонкодисперсные глинистые породы на разных стадиях диагенеза, а также образования растительного и органоминерального происхождения.

3. Породы с отсутствием связи между зернами, ведущие себя как рыхлые сыпучие тела.

Дальнейшее подразделение пород в классификации В.А.Приклонского проводится по признакам их состава, физического состояния и отношения к воде — растворимости, набухаемости, плывунности, просадочности, водопроницаемости и др. Группы делятся на подгруппы (10), классы (18) и типы (44)» (Приклонский, 1955). Этой классификации свойственны, по оценке самого автора, те же недостатки, что и классификации Ф.П.Саваренского.

В последнем варианте классификации Н.Н.Маслова (1954) в качестве основного классификационного признака, как и в классификации В.А.Приклонского, принята природа внутренних связей, обусловливающих те или иные свойства горных пород. В соответствии с этим выделены четыре основных класса пород.

1. Породы с превалирующей ролью жестких структурных связей — скальные (жесткие) породы; к ним относятся магматические, метаморфические и осадочные — сцементированные и отвердевшие.

2. Глинистые породы с внутренними связями водноколлоидного происхождения; к ним отнесены аргиллиты, алевролиты, мергелистые и опоковидные глины, различные глины, суглинки и супеси.

3. Породы без внутренних связей — рыхлые обломочные и песчаные породы.

4. Породы, отличающиеся по своим связям особыми свойствами, — особые породы.

Каждый класс, кроме последнего, делится на две категории — водостойкие и водонестойкие породы.

Классификации Н.Н.Маслова присущи общие недостатки, по оценке В.А.Приклонского (1955), отмеченные и для рассмотренных выше классификаций. Кроме того, принципиально не обосновано с точки зрения принятых классификационных критериев выделение четвертого класса особых пород, куда отнесены мел, лёсс, породы вечной мерзлоты, илы, солеиосные грунты, почвы и искусственно созданные грунты.

Вторую группу открывает классификация Е.М.Сергеева (1952) «Генетическая классификация грунтов», построенная по другим признакам, чем рассмотренные ранее. В ней породы и почвы подразделены на семь основных типов, которые далее делятся на классы (18), группы (48) и виды (94). Кроме того, виды рекомендуется делить на разновидности на основе физического состояния и механических свойств породы или почвы.

Принцип выделения основных типов смешанный. Выделены следующие основные типы: 1) прочные кристаллические грунты — изверженные и метаморфические породы; 2) рыхлые грунты — обломочные, песчаные и супесчаные породы; 3) пластичные грунты, подразделенные на лёссовые и глинистые; 4) почвы, включающие разнообразные их виды; 5) химически осажденные и органогенные грунты — кремнистые, карбонатные, сульфатные и галоидные; 6) сцементированные грунты — обломочные, песчаные и тонкозернистые; 7) искусственные грунты.

Признаки для дальнейшего деления типов на классы, группы и виды у разных типов грунтов приняты различные, наиболее важные для данного типа грунтов: генезис, размер зерен, сланцеватость, просадочные свойства, минеральный состав и др.

В классификации Е.М.Сергеева, по оценке В.А.Приклонского (1955), «в большей степени, чем в рассмотренных выше классификациях, отражены геолого-петрографические и генетические признаки. Однако это сделано за счет меньшего учета важных с инженерно-геологической точки зрения свойств, в частности сжимаемости (деформируемости) пород, сопротивления их механическим усилиям (сжатию, сдвигу) и т.д. При учете этих признаков число подразделений, и так очень большое, еще более возрастает, и классификация окажется слишком громоздкой для практического использования».

Классификация Е.М.Сергеева, В.А.Приклонского, П.Н.Панюкова и Л.Д.Белого (1956) развивала эти позиции и также была построена в виде однорядной классификации типа «древа». В ней также учитывались и генетический, и морфологический признаки, причем создавалось впечатление, что генетическому признаку отдана более важная роль.

Этот подход Е.М.Сергеев развил и усовершенствовал в классификациях (которые не включали мерзлые грунты), опубликованных в третьем (1971) и пятом (1983) изданиях учебника «Грунтоведение». Фрагмент ее приведен в табл. 16.2. На этих же позициях основана общая классификация грунтов в ГОСТе 25100-82.

Фрагмент (группы А и С) «Инженерно-геологической

Группы пород и их физико-технические свойства	Класс
Группа А Твердые компактные породы «скальные». Практически несжимаемые. Крепкие; f = 8—20; требуют применения взрывчатых веществ. Сами по себе водонепроницаемые, проницаемые по трещинам с турбулентным характером потока по крупным трещинам. Невлагоемкие. Скорость сейсмической волны от 2000 до 7000 м/с. Электросопротивление 10^6—10^{11} Ом·см. В качестве оснований пригодны для всех тяжелых сооружение. Допускаемые нагрузки 15—40 кг/см^2 (ОСТ) и больше. В выемках допускают откосы прямого очертания с крутизной в зависимости от степени трещиноватости и направления трещин, до вертикального и даже обратные	1. Массивно-кристаллические, изверженные неслоистые. Временное сопротивление 1000—3500 кг/см^2, f=10—20. По отношению к воде инертны
	2. Массивно-кристаллические метаморфические. Временное сопротивление 800—2000 кг/см^2, f=8—20
	3. Некристаллические (реже полукристаллические) осадочные, сцементированные. Временное сопротивление 200—1500 кг/см^2, f= 8—15
Группа С Мягкие, мелкочастичные, связные пластичные. Сильно сжимаемы при давлении и высыхании за счет уменьшения пористости и выжимания воды. Процесс сжатия происходит медленно. Прочность уменьшается с увеличение влажности; крепость тоже; f = 0,8—1,5. Разработка возможна механическая и вручную. Пористость в сухом состоянии 40—55%. Скорость упругой сейсмической волны 1300—1700 м/с. Электросопротивление зависит от пористости, влажности и наличия солей. В качестве оснований зависит от влажности и уплотнения. Допускаемая нагрузка от 0,5 до 6 кг/см^2 (ОСТ). Крутизна и высота откосов зависят от сил сцепления (влажности) и трения; форма откоса, отвечающая наибольшей устойчивости, вогнутая кривая. В сухом состоянии, особенно суглинки и лёссы, могут иметь вертикальные откосы	7. Глины, практически водонепроницаемые, очень влагоемкие, с высокой капиллярной способность и высокой пластичностью. По механическому составу характеризуются преобладанием глинистых фракций (менее 0,005 мм свыше 33%)
	8. Суглинки. Слабо водопроницаемы, очень влагоемки, со значительной капиллярной способностью. Средней пластичности. По механическому составу: преобладание песчаных частиц менее 0,005 мм — 10—33%
	9. Лёсс и лёссовидные суглинки средневодопроницаемые и влагоемкие. По механическому составу: преобладание пылеватых частиц (диам. 0,005—0,05 мм), частиц менее 0,005 мм — 10—32%

Третью группу составляет классификация В.Д.Ломтадзе, помещенная в двух изданиях учебника «Инженерная геология. Инженерная петрология» (1970, 1984). Она составлена в виде двухкоординатной таблицы, в которой по горизонтальной оси рассматриваются генетические типы, а по вертикальной — по существу классы грунтов (скальные, рыхлые и др.) и их свойства (табл. 16.3). Собственно классификационные таксоны грунтов — это клетки разного размера, в которых помещены названия конкретных грунтов.

Эта классификация включает и продолжение, выполненное уже в виде «древа», в которой приводится характеристика физических, водных и механических свойств. Но эта характеристика приводится не для конкретных грунтов, а для целых групп (табл. 16.4).

Принципиально иной, *четвертый подход* приведен Г.К.Бондариком в книге «Теоретические основы инженерной (физической) геологии» (1981). Им предложено создавать две общих классификации: «Общую классификацию горных

Таблица 16.1

классификации пород и грунтов» Ф.П.Саваренского (1939)

Подкласс и название горных пород	Особые признаки пород
1. Крупнокристаллические, зернистые (интрузивные) — гранит, сиенит, диорит, диабаз и др. 2. Мелко- и скрытокристаллические (эффузивные) порфиры, порфириты, трахиты, андезиты, базальты и др.	Пористость незначительная (менее 1%) Пористость от незначительной до значительно замкнутой (пористые лавы)
1. Слоистые (сланцевые) — гнейс, кристаллические сланцы, кварциты. 2. Неслоистые — мрамор, кварцит (неслоистый)	Механически анизотропны с уменьшением сопротивления на скалывание по плоскостям сланцеватости. В воде нерастворимы или слаборастворимы (мрамор)
1. Обломочные — кварцитовые песчаники, конгломераты и брекчии с прочным цементом. 2. Карбонатные — известняки, доломиты.	По отношению к воде инертны. В воде слаборастворимы.
Глины жирные, тощие, песчанистые, слюдистые, мергелистые и т.д. морского, ледникового, элювиального, делювиального, аллювиального происхождения. Тонкопористые, различной степени уплотненности в зависимости от генезиса, возраста, состава и залегания	Во влажном состоянии под нагрузкой дают пластическую осадку, величина которой зависит от давления и влажности (по компрессионной кривой)
Суглинки ледникового, аллювиального делювиального и элювиального происхождения. Тонкопористые с наличием иногда крупных пор. Обычно размокаемы.	При увлажнении под нагрузкой дают осадку за счет структурного уплотнения
Лёсс и лёссовидные суглинки эолового, пролювиального, делювиального и элювиального происхождения. Пористые с наличием крупной пористости. Обычно сильно размокаемы	При увлажнении иногда даже без нагрузки дают значительную осадку за счет структурного уплотнения (просадку)

пород для целей инженерной (физической) геологии» и «Общую классификацию грунтов». В первой из них, предпочтение на первых уровнях должно отдаваться генетическому, а затем вещественному факторам, свойственным твердой компоненте грунта в данный момент времени (в отсутствие взаимодействия компонент грунта в природной или техногенно измененной обстановке). Схема последовательного использования классификационных признаков при создании общей классификации горных пород приведена в табл. 16.5.

Общая же классификация грунтов, по Г.К.Бондарику, «должна представлять собой классификацию фазовых систем — грунтов (нетвердых (?) — *авт.*) горных пород) и быть логической системой для разделения полного множества грунтов в пространстве признаков». И далее: «классификация должна отвечать на вопрос о том, как будет вести себя грунт при изменении фазового состава (изменении влажности, степени водонасыщенности), фазового состояния (переход из мерзлого в талое) и при внешних взаимодействиях (при

Таблица 16.2

Общая классификация немерзлых грунтов (инженерно-геологическая классификация немерзлых пород и почв). Часть «Скальные грунты»

(по Е.М.Сергееву, 1983)

Классы		Группы		Подгруппы		Типы
Название	главные инженерно-геологические особенности	Название	главные инженерно-геологические особенности			
Скальные грунты (породы с жесткими связями	Преобладают кристаллизационные и цементационные структурные связи. Породы обладают высокой прочностью, которая, как правило, мало изменяется при их водонасыщении	Магматические	Кристаллизационные, преимущественно ионноковалентные структурные связи, возникшие при кристаллизации и затвердевании магмы; контакт минеральных зерен непосредственный. Прочность пород высокая, растворимость небольшая	Интрузивные (глубинные)		Граниты, диориты, габбро, долериты, диабазы и др.
				Эффузивные (излившиеся)		Базальты, андезиты, трахиты, липариты, туфы и др.
		Метаморфические	Кристаллизационные, преимущественно ионно-ковалентные структурные связи, возникшие в процессе метаморфизма; контакт минеральных зерен непосредственный. Прочность пород высокая, характерна анизотропия, растворимость небольшая	Региональо-метаморфические		Гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, глинистые сланцы и др.
				Контактово-метаморфические		Мраморы, кварциты, роговики и др.
				Динамометаморфические		Брекчии трения, катаклазиты, милониты и др.
		Осадочные сцементированные	Цементационные и кристаллизационные, преимущественно ионно-ковалентные структурные связи, возникшие в зонах диагенеза, катагенеза и гипергенеза; основные компоненты породы связаны цементирующим веществом или имеют непосредственные контакты. Прочность и водопрочность во многом определяется цементом. При преобладании ионных связей над ковалентными растворимость пород возрастает	Обломочные сцементированные	Крупнообломочные	Конгломераты, брекчии, гравелиты
					Мелкообломочные	Песчаники
					Пылеватые и глинистые	Алевролиты, аргиллиты
				Химические осажденные и биохимические (органогенные)	Кремнистые	Опоки, трепел, диатомиты
					Карбонатные	Известняки, доломиты, мел, мергели
					Сульфатные	Гипс, ангидрит
					Галоидные	Галит, сильвин, сильвинит, карналлит
		Искусственные скальные грунты	Кристаллизационные и цементационные структурные связи искусственно созданы человеком или укреплены у естественных пород. Прочность пород высокая, растворимость небольшая; их величины определяются характером воздействия на них и начальным естественным состоянием породы	Закрепленные скальные, трещиноватые грунты		Скальные грунты, упрочненные цементными растворами и укрепленные силикатизацией
						Скальные грунты, тампонированные расплавленными битумами, глинистыми и глинисто-силикатными растворами
				Искусственно упрочненные дисперсные		Крупнообломочные породы, укрепленные цементными растворами
						Песчаные породы, укрепленные портландцементом, известью, жидким силикатом, карбамидными смолами
						Лёссовидные и глинистые породы, укрепленные обжигом, портландцементом, известью, золоуносами, силикатизацией, ожелезнением, фурфуроланилиновой смолой и др.

Таблица 16.3

Фрагмент «Инженерно-геологической классификации горных пород»

(по В.Д.Ломтадзе, 1984)

Группа	Генетические типы					
	Осадочные				Техногенные	
	Пирокластические	Обломочные	Глинистые	Органогенные и хемогенные	Искусственно улучшенные	Искусственно преобразованные
I. Твердые — скальные	—	Песчанки и конгломераты с прочным цементом	—	Известняки и доломиты плотные и прочные	Породы I группы, уплотненные и укрепленные цементацией	Породы II группы, преобразованные в скальные путем уплотнения и укрепления пементацией
II. Относительно твердые — полускальные	Вулканические туфы, туффиты и туфогенные породы	Песчанки, конгломераты и алевролиты с глинистым цементом	Глинистые сланцы, аргиллиты	Известняки и доломиты глинистые, мергели, мел, кремнистые породы	Породы II группы, уплотненные или укрепленные цементацией, глинизацией, битумизацией или другими способами	Породы III и IV групп, преобразованные до состояния полускальных путем уплотнения и укрепления цементацией, силикатизацией, синтетическими смолами или битумами; Глинистые породы, закрепленные термической обработкой или силикатизацией (лёссовые породы)
III. Рыхлые несвязные		Пески, гравий, галечники, щебенистые породы	—	—	Породы III группы, уплотненные и закрепленные путем осушения, трамбования, укатки, виброуплотнения, битумизации или гранулометрическими добавками	
IV. Мягкие связные	—	—	Глины, суглинки, супеси, лёссовые породы		Породы IV группы, уплотненные и закрепленные трамбованием, укаткой, электроосмотическим осушением, электрохимическим закреплением и другими способами	
V. Породы особого состава, состояния и свойств		Пески-плывуны, песчаные илы	Глинистые породы засоленные, глинистые илы	Торфы, почвы, гипсы, ангидриты, каменная соль	Искусственно отсыпанные, состоящие из отходов промышленного и строительного производства, из смесей отходов производства и бытовых отбросов; породы планомерно возведенных насыпей, отвалов и намытых площадей, а также измененные вследствие подтопления, избыточного увлажнения и засоления	

Таблица 16.4

Продолжение «Инженерно-геологической классификации горных пород». Фрагмент «Физические и водные свойства»

(по В.Д.Ломтадзе, 1984)

Группа	Физико-механические свойства	
	Физические	Водные
I	Плотность высокая (2,65 3,10 г/см^3), пористость незначительная доли процента, редко больше	Невлагоемкие, практически нерастворимые, водопроницаемы только по трещинам. Коэффициент фильтрации не превышает 10 м/сут, удельное водопоглощение ω<5 л/мин
II	Плотность средняя (2,20 2,65 г/см^3), пористость до 10 15%, у отдельных разностей выше. Скважность изменяется в широких пределах	Слабовлагоемкие. Водопроницаемость изменяется в зависимости от трещиноватости и выветрелости, коэффициент фильтрации изменяется от 0,5 до 30 м/сут (ω до 15 л/мин) у слабо- и средневодопроницаемых и более 30 м/сут (ω>15 л/мин) у сильноводопроницаемых
III	Плотность (1,40 1,90 г/см^3) и пористость (25– 40%) изменяются в широких пределах	Невлагоемкие или слабовлагоемкие (тонко- и мелкозернистые разности), практически нерастворимые, водопроницаемые. Коэффициент фильтрации до 30 м/сут у слабо- и средневодопроницаемых и превышает 30 м/сут у сильноводопроницаемых
IV	Плотность (1,10– 1,20 до 1,90 –2,10 г/см^3), пористость (20—30 до 75—80%) и влажность (12—15 до 75—80%) изменяются в широких пределах	Влагоемкие, нерастворимые, слабоводопроницаемые или водоупорные. Коэффициент фильтрации обычно меньше 0,1 м/сут
V	Горные породы характеризуются специфическими свойствами, требуют специальных методов исследования и индивидуальной оценки	

нагружении и при разгрузке), насколько интенсивно и с какой скоростью будет уплотняться, по какому типу будет разрушаться и т.д.» Набор признаков-оснований общей классификации грунтов приведен в табл. 16.6. Сама же классификация составлена на их основе как таблица в цифровом виде (табл. 16.7), причем цифровой код каждого подмножества последнего из выделяемых в ней уровней составлен с использованием названных в табл. 16.6 оснований деления понятия «грунт».

Разделение множества генетических и морфологических признаков, которыми характеризуются грунты, создание двух классификаций — действие вполне понятное, облегчающее классификационные построения. Но при этом каждая из получаемых классификаций не является «общей классификацией грунтов», эти построения являются классификациями по определенному набору признаков. В частности, «общая классификация грунтов», предложенная Г.К.Бондариком, является классификацией грунтов по определенной совокупности морфологических признаков и отвечает названию «классификация грунтов по особенностям их строения, состояния и свойств», но их состав в ней не учитывается.

Таблица 16.5

Схема классификации горных пород для целей инженерной (физической) геологии

(по Г.К.Бондарику, 1981)

Уровни разделения горных пород					
Магматические	Эффузивные	Кислые	Риолит, риолитовый порфир, фельзит, обсидан	По степени трещиноватости и выветрелости в соответствии со следующей градацией: а) нетрещиноватые (скрытотрещиноватые) невыветрелые; б) трещиноватые невыветрелые; в) скрытотрещиноватые слабовыветрелые; г) трещиноватые сильно выветрелые	По типу структурных связей. Горные породы, выделенные в подмножество пятого порядка, указанное в пункте «а», обладают кристаллизационными связями, указанные в пунктах «б», «в» и «г» могут иметь различный тип структурных связей
		Средние	Андезит, трахит, андезитовый и трахитовый порфирит		
		Основные	Базальт, базальтовый порфирит, диабаз		
	Интрузивные	Кислые	Гранит, гранодиорит, кварцевый диорит		
		Средние	Диорит, сиенит		
		Основные	Габбро, норит, анортит, лабрадорит		
	Метаморфические		Мусковит-биотитовый, кристаллический сланец, гранулит, кварцево-полевошпатовый и пироксеновый гнейс, гранитогнейс. Амфиболит, амфиболитовый сланец		
Осадочные	Находящиеся в состоянии раннего диагенеза	Терригенные	Гравийно-галечные, валунные и щебенистые породы, пески, супеси, суглинки, глины	По гранулометрическому и минеральному составу	Механический (связи контактов и зацепления), коагуляционный
		Хемо- и биохемогенные	Современные илы и торфа различной степени разложения	По минеральному составу и степени разложения органического вещества	Коагуляционный
		Почвы	Хрящеватые, песчаные, супесчаные, глинистые	По минеральному составу, по содержанию органического вещества	Механический, коагуляционный
		Искусственного происхождения	Грубообломочные, песчано-глинистые, органо-минеральные, искусственно измененные	По способу образования (намытые отсыпанные, измененные на месте, культурный слой)	Механический, коагуляционный, конденсационный (для пород упрочненных искусственно)
	Находящиеся в состоянии позднего диагенеза	Терригенные	Гравийно-галечные, валунные и щебенистые породы	По гранулометрическому и минеральному составам	Конденсационный, механический
			Плотные пески, супеси, литифицированные суглинки, глины, лёссовые породы	То же	Механический, конденсационный, коагуляционно-конденсационный
		Хемо- и биохемогенные	Слабые известняки-ракушечники, мергелистые глины	По минеральному составу и степени литификации	Конденсационный, коагуляционно-конденсационный
	Находящиеся в стадии катагенеза	Терригенные	Конгломераты, гравелиты брекчии, песчаники с алевритовым или хемогенным цементом; алевриты, аргиллиты, глинистые сланцы	По трещиноватости и степеин выветрелости	Конденсационный, коагуляционно-конденсационный, механический
		Хемо- и биохемогенные	Карбонатные: известняки, пишущий мел, доломиты, мергели; кремнистые: трепелы, опоки; галогенные: гипсы, ангидриты, галит, сильвин, карналлит	То же	То же
	Метаморфизованные осадочные породы	Терригенные	Кремнистые кристаллические сланцы, кварциты роговообманково-слюдяные гнейсы, филлиты	-"-	Преимущественно кристаллизационный
		Хемогенные	Мраморы, скарны	-"-	То же

Таблица 16.6

Наборы признаков-оснований общей классификации грунтов

(по Г.К.Бондарику, 1981)

Уровень разделения	Признак	Набор свойств, используемых для разделения грунтов на однородные подмножества
0	Обобщенная механическая схема	1 — сплошное твердое тело; 2 — пористое тело
1	Механическая схема, установленная по преобладающему типу структурных связей минерального уровня и по размеру активных элементов	1 — сплошное твердое тело с кристаллизационными структурными связями (скальные грунты); 2 — сплошное твердое тело с цементационными структурными связями (полускальные грунты); 3 — пористое тело с размером элементов, соизмеримых с грубообломочным материалом, с цементационными и кристаллизационными структурными связями уровня минералов (грубообломочные грунты); 4 — пористое тело с элементами, соизмеримыми с размером песчаных частиц, с механическими структурными связями (песчаные грунты); 5 — пористое тело с элементами, соизмеримыми с размером глинистых частиц, с коагуляционными структурными связями (глинистые грунты); 6 — пористое тело с коагуляционными структурными связями, рассматриваемое как вязкая жидкость (органоминеральные грунты)
2	Характер дискретности	1 — монолитные; 2 — трещиноватые, 3 — сыпучие; 4 — связные
3	Эффективные структурные связи	1 — кристаллизационные; 2 — цементационные, 3 — коагуляционные; 4 — механические
4	Отношение эффективных структурных связей к воде	1 — инертные (неразмягчаемые); 2 — размягчаемые; 3 — растворимые; 4 — гидрофильные
5	Отношение к воде основного минерального вещества	1 — водостойкое, 2 — растворимое, 3 — гидрофильное
6	Чувствительность грунта к изменению фазового состава	1 — нечувствительные; 2 — чувствительные, 3 — весьма чувствительные
7	Чувствительность грунта к изменению фазового состояния	1 — нечувствительные; 2 — слабочувствительные, 3 — чувствительные
8	Свойства, выявляющиеся при внутренних взаимодействиях грунтов	Грунты: 1 — практически не изменяющие свойства при фазовых взаимодействиях, 2 — размягчаемые, 3 — растворяемые, 4 — размокающие, 5 — набухающие грунты, 6 — переходящие в пластичное состояние без изменения их объема, 7 — обладающие просадочными свойствами; 8 — обладающие тиксотропными свойствами; 9 — плывунные, 10 — склонные к суффозии, 11 — могущие резко изменять деформационные и прочностные свойства при изменении фазового состава, 12 — проявляющие свойства скрытотекучести

Таблица 16.7

Общая классификация грунтов

(по Г.К.Бондарику, 1981)

Номер подмножества грунтов									Код подмножества последнего уровня (класса) грунта в цифровом виде (ключом является табл. 16.6).
уровни расчленения									
0	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	
1	1	1	1	1	1	1	1	1	111111111
					2	2	1	3	111112213
				2	1	2	1	2	111121212
					2	2	1	3	111122213
				3	1	2	1	2	111131212
					2	2	1	3	111132213
			2	1	1	1	1	1	111211111
					2	2	1	3	111212213
				2	1	2	1	2	111221212
					2	2	1	3	111222213
				3	1	2	1	2	111231212
					2	2	1	3	111232213
		2	3	4	1	2	2	11	11234122(11)
					2	2	2	3	112342223
			4	1	1	1	2	1	112411121
					2	2	2	3	112412223
	2	1	2	1	1	1	2	1	121211121
					2	2	2	3	121212223
				2	1	2	2	2	121221222
					2	2	2	3	121222223
				3	1	2	2	2	121231222
					2	2	2	3	121232223
		2	3	4	1	2	2	11	12234122(11)
					2	2	2	3	122342223
			4	1	1	1	2	1	122411121
					2	2	2	3	122412223
2	3	4	3	4	1	2	2	11	23434122(11)
					2	2	2	3	234342223
		3	4	1	1	1	2	1	233411121
					2	2	2	3	233412223
	4	3	4	1	1	1	3	1	243411131
						2	3	8	243411238
							3	9	243411239
							3	10	24341123(10)
					2	2	3	3	243412233
	5	4	3	4	3	3	3	4	254343334
								5	254343335
								6	254343336
								7	254343337
								8	254343338
	6	4	3	4	3	3	3	8	264343338
								12	26434333 (12)

16.2. Принятый подход к составлению общей классификации грунтов

Приведенный обзор опыта создания общей классификации грунтов показывает, что, несмотря на разный способ ее построения, определенные различия в содержании и последовательности использования классификационных признаков в основном достаточно близки. В них учитываются и генетические, и морфологические признаки, хотя последовательность их расположения у Ф.П.Саваренского, Е.М.Сергеева, В.Д.Ломтадзе и ГОСТе 25100-82 разная. В этих классификациях одновременно рассматриваются и природные образования (горные породы, осадки, почва), и искусственные (антропогенные).

При создании общей классификации грунтов в признаковом пространстве в первую очередь необходимо выделить те особенности, которые контролируют закономерности состава и строения, а они, в свою очередь, совместно с состоянием в общем виде определяют их свойства и поведение при внешних воздействиях. Эти признаки должны, как принято в грунтоведении, ставить конкретному грунту соответствующую механическую модель — упругое, упругопластичное или пластичное тело. В свою очередь поведение тела под нагрузкой, при изменении температуры, в различных физико-химических условиях зависит от характера и силы связей между структурными элементами, плотности их упаковки и др. Вещественный состав отдельных структурных элементов и материала, формирующего структурные мостики (связи), также контролирует их свойства (через структуру) и, что очень важно, изменение свойств грунтов при различных внешних воздействиях во времени.

Необходимость реализации этого положения и реальный опыт разработок в обсуждаемой области приводят к выводу, что при существующем принятым большинством подходе к созданию общей классификации грунтов рационально использовать при ее построении схему разделения многообразия грунтов (рис. 16.1). Этот подход в значительной части был реализован при разработке общей классификации грунтов ГОСТ 25100-95 (Зиангиров, Трофимов, 1995).

Выделение природных и техногенных искусственных грунтов на первом этапе деления понятия «грунт» имеет очень важное значение. Это позволяет обособить две совокупности грунтов принципиально разного строения, проявляющегося не только в массиве, но и в образце.

Как в большинстве ранее составленных общих классификаций, необходимо выделение грунтов скальных, мерзлых и дисперсных. Первые объединяют грунты с жесткими структурными связями (кристаллизационными или цементационными по природа). Грунты мерзлые охватывают совокупность грунтов с криогенным типом структурных связей (кристаллизационных по природе), которые проявляются в области отрицательных температур при наличии льда и прочность которых зависит от температуры. Дисперсные грунты включают большое разнообразие грунтов без жестких структурных связей (коагуляционных, переходных, а также механических по природе). Если в скальных и дисперсных грунтах связь между структурными элементами реализуется либо при непосредственном контакте структурных элементов, либо через цементирующие или «склеивающие» вещества, то у мерзлых грунтов, которые существуют только при отрицательных температурах (точнее, при температурах ниже замерзания поровой воды — жидкой компоненты грунтов), связи представлены льдом (замерзшей водой).

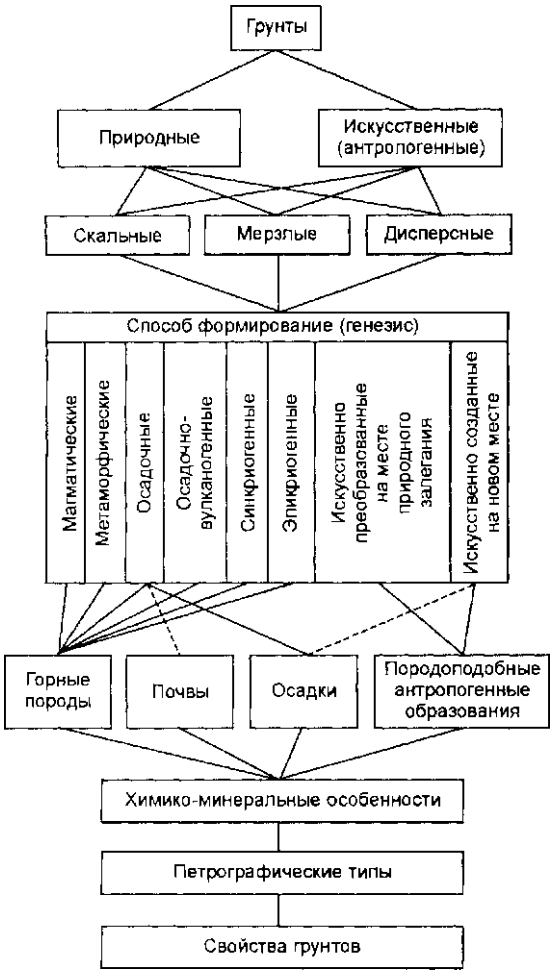


Рис. 16.1. Рациональная последовательность разделения грунтов при создании общей классификации грунтов *(составил В.Т.Трофимов)*

При дальнейшем подразделении в качестве классификационного признака рационально использовать генезис, точнее генетические группы — магматические, метаморфические и осадочные и т.п. (рис. 16.1). Последующая детализация требует включения как признаков—оснований деления химико-минеральный состав, петрографические (и гранулометрические) особенности и свойства грунтов.

16.3. Общая классификация грунтов

Общая классификация грунтов приведена в табл. 16.8 и 16.9. Она представляет собой несколько уточненную классификацию ГОСТа 25100-95 и учитывает предшествующий опыт создания общих классификаций грунтов, в частности разработок Е.М.Сергеева и ГОСТ 25100-82.

В этой классификации выделены следующие таксонометрические единицы: царства — по принадлежности к природным или искусственным грунтам; классы — по общему характеру структурных связей; группы — по характеру структурных связей с учетом их прочности; подгруппы — по происхождению и условиям образования; типы — по вещественном составу; виды — по наименованию грунтов (с учетом размеров частиц и показателей свойств); разновидности — по количественным показателям вещественного состава, свойств и структуры грунтов.

Царство природных грунтов включает все без исключения природные образования, которые могут использоваться как грунты — и горные породы, и осадки, и почвы. Царство техногенных (искусственных) грунтов также включает большое количество геологических антропогенных образований: техногенно измененные грунты, техногенно переотложенные грунты и техногенно образованные грунты. Первые представляют собой бывшие природные образования, измененные в условиях естественного залегания (природные грунты, для которых средние значения показателей химического состава изменены не менее чем на 15%). Техногенно переотложенные грунты — это природ-

Таблица 16.8

Общая классификация грунтов. Царство природных грунтов

Класс	Группа	Подгруппа	Тип		Вид	Разновидности
Скальные (с жесткими структурными связями — кристаллизационными и цементационными)	Скальные	Магматические интрузивные	Силикатные	ультраосновные	Перидотиты, дуниты, пироксениты	Выделяются по коэффициенту выветрелости, степени размягчаемости в воде, температуре грунта, степени водопроницаемости, степени засоленности, структуре и текстуре
				основные	Габбро, нориты, анортозиты, диабазы, диабазовые порфириты, долериты	
				средние	Диориты, спениты, порфириты, ортоклазовые порфиты	
				кислые	Граниты, гранодиориты, кварцевые, спениты, диориты, кварцевые порфиры, кварцевые порфириты	
		Магматические эффузивные	Силикатные	ультраосновные	Пикриты, коматииты	
				основные	Базальты, долериты	
				средние	Андезиты	
				кислые	Липариты, дациты, риолиты, обсидианы	
		Метаморфические	Силикатные		Гнейсы, сланцы, кварциты, роговики	
			Карбонатные		Мраморы	
			Железистые		Железные руды, джеспилиты	
		Осадочные	Силикатные		Песчаники, конгломераты, брекчии, туффиты	
			Карбонатные		Известняки, доломиты	
		Вулканогенно-осадочные	Силикатные		Вулканогенно-обломочные грунты	
	Полускальные	Осадочные	Силикатные		Аргиллиты, алевролиты, песчаники	
			Кремнистые		Опоки, трепела, диатомиты	
			Карбонатные		Мела, мергели, известняки	
			Сульфатные		Гипсы, ангидриты	
			Галоидные		Галиты, карналиты	
		Вулканогенно-осадочные	Силикатные		Туфы, туффиты, пемзы	

Продолжение табл. 16.8

Класс	Группа	Подгруппа	Тип	Вид	Разновидности	
Дисперсные (с механическими и водно-коллоидными структурными связями	Связные	Осадочные Вулканогенно-осадочные Почвы	Минеральные	Глинистые и пылеватые: супеси суглинки глины	Выделяются по: гранулометрическому составу (крупнообломочные и песчаные грунты), числу пластичности и гранулометрическому составу (глинистые грунты), степени неоднородности гранулометрического состава (песчаные грунты), показателю текучести, величине относительной деформации набухания без нагрузки величине относительной деформации просадочности, степени влажности, степени плотности (песчаные грунты)	
			Органоминеральные	илы сапропели заторфованные грунты		
			Органические	торфы и др.		
	Несвязные	Осадочные Вулканогенно-осадочные Почвы	Минеральные (силикатные, силикатно-карбонатные и др.)	Крупнообломочные: валунные грунты галечниковые (щебнистые) грунты гравийные (дресвяные) грунты	коэффициенту выветрелости коэффициенту истираемости	крупнообломочные грунты
					относительному содержанию органического вещества (глинистые и песчаные грунты) относительному содержанию органического вещества (сапропели)	
				Песчаные: пески гравелистые пески крупные пески средней крупности пески мелкие пески пылеватые	степени разложения, степени зольности	торфы
					степени засоленности, форме частиц (крупнообломочные и песчаные грунты) вещественному составу (карбонатные грунты)	

Окончание табл. 16.8

Класс	Группа	Подгруппа	Тип	Вид	Разновидности
Мерзлые (грунты с криогенными структурными связями)	Скальные промерзшие	Промерзшие эпигенетически: интрузивные эффузивные метаморфические осадочные	Ледоминеральные	Все виды скальных промерзших грунтов	Выделяются по: степени морозной пучинистости, льдистости за счет видимых ледяных включений, температурно-прочностным свойствам, степени засоленности, текстуре
	Дисперсные промерзшие	Промерзшие син- и эпигенетически: осадочные вулканогенно-осадочные	Ледоминеральные Минерально-ледяные Органоминерально-ледяные Органоледяные	Все виды промерзших дисперсных грунтов	
	Ледяные	Конституционные (внутригрунтовые) Погребенные Пещерно-жильные	Лед	Лед сегрегационный Лед инъекционный Лед ледниковый Лед наледный Лед речной, озерный, морской, донный Лед инфильтрационный (снежный) Лед жильный Лед повторно-жильный Лед пещерный	

Таблица 16.9

Общая классификация грунтов. Царство техногенных грунтов

Класс	Группа	Подгруппа	Тип	Вид
Скальные	Скальные	Природные образования, измененные в условиях естественного залегания физическим или физико-химическим воздействием Антропогенные образования	Все типы измененных природных скальных и реже дисперсных грунтов	Все виды измененных природных скальных и реже дисперсных грунтов
	Полускальные			
Дисперсные	Связные	Природные образования, измененные в условиях естественного залегания физическим или физико-химическим воздействием	Все типы измененных природных дисперсных и скальных грунтов	Все виды измененных природных дисперсных грунтов
	Несвязные	Природные перемещенные образования насыпные, намывные или образованные взрывом Антропогенные образования насыпные и намывные	Отходы производственной и хозяйственной деятельности	Отходы бытовые, промышленные, строительные, шлаки, шламы, золошлаки и др.
Мерзлые	Скальные промороженные	Природные образования, измененные в условиях естественного залегания тепловым воздействием	Все типы промороженных природных скальных грунтов	Все виды промороженных природных скальных грунтов
	Полускальные промороженные			
	Связные промороженные	Природные образования, измененные в условиях естественного залегания тепловым воздействием Природные перемещенные промерзшие образования насыпные и намывные Антропогенные промерзшие образования насыпные, намывные и намороженные	Все типы промороженных природных дисперсных грунтов	Все виды промороженных природных дисперсных грунтов
	Несвязные промороженные		Все типы промороженных антропогенных образований	Отходы бытовые, промышленные, строительные, шлаки, шламы, золошлаки, искусственные льды и др.

ные перемещенные образования (природные грунты перемещенные с мест их естественного залегания, подвергнутые частично производственной переработке в процессе их перемещения). Техногенно образованные грунты представляют собой сугубо антропогенные образования: твердые отходы производственной и хозяйственной деятельности человека, в результате которой

произошло коренное изменение состава, структуры и текстуры природного минерального или органического сырья.

В этой классификации, как и в ГОСТе 25100-95, предусматривается выделение в каждом царстве следующих классов грунтов: скальных, дисперсных и мерзлых. Скальные грунты объединяют все горные породы и искусственные геологические образования с жесткими структурными связями химической природы. У большинства грунтов этого класса связи являются кристаллизационными и аналогичны внутрикристаллическим связям отдельных минералов, что обеспечивает им высокую прочность и малую деформируемость, которая слабо уменьшается при взаимодействии с водой. У сульфатных, карбонатных и галоидных пород структурные связи ионные, и эти породы, прочные в сухом состоянии, растворяются при взаимодействии с водными растворами.

Класс мерзлых грунтов включает грунты, главными особенностями которых являются отрицательная температура и наличие льда. Именно он формирует криогенные структурные связи, по своей природе кристаллизационные, прочность которых зависит от температуры и существенно ниже по сравнению со скальными грунтами. Грунты, в которых лед отсутствует, но которые имеют отрицательную температуру (так называемые «морозные грунты») в этот класс не включаются. Оттаивающие же грунты, в которых еще сохранился лед, и промерзающие грунты, содержащие его, включаются в класс мерзлых.

В класс дисперсных объединяются грунты без жестких структурных связей (от илов до глин и галечников). Они обеспечиваются молекулярными, ионно-электростатическими, капиллярными и магнитными взаимодействиями, проявляющимися в многокомпонентной системе между твердыми частицами Эти связи, как было показано ранее, обусловливают невысокую прочность дисперсных грунтов по сравнению со скальными и мерзлыми и, главное, очень сильную зависимость свойств от степени водонасыщения.

Дальнейшее подразделение этих классов грунтов на подгруппы, виды и разновидности пояснений не требует. Отметим лишь, что при этом используются частные классификации, которые на уровне «тип» и «вид» являются химико-петрологическими, а на уровне «разновидность» — инженерно-геологическими.

Выделение разновидностей грунтов целесообразно проводить в пределах частных классификаций, различных для разных классов грунтов (используется вариант деления понятия с бифуркацией признаков). Так, для класса скальных и полускальных грунтов целесообразно осуществлять классифицирование по величине прочности на одноосное сжатие и разрыв (растяжение), для дисперсных грунтов — по гранулометрическому составу и пористости, а для грунтов — по льдистости и т.д. Выделение разновидностей грунтов по этим классификациям не исключает применения и других, более специализированных классификаций по тому или иному показателю.

Таким образом, общая классификация грунтов состоит как бы из двух блоков. В первом блоке выделяются царства, классы, группы, типы и виды грунтов по генезису, вещественному, петрографическому (или литологическому) составу и структурно-текстурным особенностям, а во втором блоке выделяются разновидности грунтов по количественным параметрам, характеризующим их свойства и некоторые компоненты состава, важные для того или иного вида строительства зданий и сооружений.

Общая классификация грунтов для удобства печати и обзора разделена на две таблицы. В табл. 16.8 классифицировано царство природных грунтов, в табл. 16.9 — царство техногенных (искусственных) грунтов.

В заключение укажем, что данная классификация составлена в виде «древа». Этот способ столь же логически правомерен, как и составление классификаций в двухрядной системе. Но в последнем случае генстические признаки грунтов можно анализировать по одной оси таблицы-матрицы, а морфологические — по другой, и не ставить вопрос — признак какой из этих групп важнее выбрать на данном этапе классифицирования? Классификационные таксономические единицы грунтов разных уровней обособятся в виде клеток разного размера автоматически. Поэтому построение общей классификации грунтов в виде двухрядной, возможно с буквенно-цифровыми обозначениями таксонов, представляется в будущем наиболее перспективным.

Литература

Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. М.: Недра, 1981. 256 с.

Грунтоведение/Под ред. Е.М.Сергеева. 3-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1971. 595 с.

Зиангиров Р.С., Трофимов В.Т. Принципиальные вопросы построения общей классификации грунтов (к пересмотру ГОСТа 25100-82. Грунты. Классификация)//Геоэкология. 1995. № 3. С. 103—109.

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1970. 528 с.

Маслов Н.Н. Основы механики грунтов и инженерной геологии. М.: Изд. Мин-ва автомат., трансп. и шоссейных дорог РСФСР, 1961. 707 с.

Приклонский В.А. Общее грунтоведение. Ч. 1. М.; Л.: Гос. изд-во геол. лит-ры Комитета по делам печати при СНК СССР. 1949. 291 с.

Саваренский Ф.П. Инженерная геология. 2-е изд. М.: ГОНТИ, 1939. 489 с.

Сергеев Е.М., Приклонский В.А., Пантюков П.Н., Белый Л.Д. Общая инженерно-геологическая классификация горных пород и ночв//Тр. совещ. по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения. М., 1957. Т. 2. С. 18—44.

Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы/Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1985. 332 с.

ГЛАВА 17

Класс природных скальных грунтов

17.1. Скальные грунты нерастворимые

Группа скальных нерастворимых грунтов включает горные породы магматического, метаморфического и осадочного генезиса (см. гл. 16). Все они характеризуются высокой плотностью, прочностью и деформируемостью, значительно превышающими нагрузки, существующие в строительной практике. Породы морозостойкие, невлагоемкие, водопроницаемы только по трещинам. Вместе с тем в зависимости от минерального состава, структуры и температуры их прочностные и деформационные свойства могут изменяться в широких пределах (рис. 17.1).

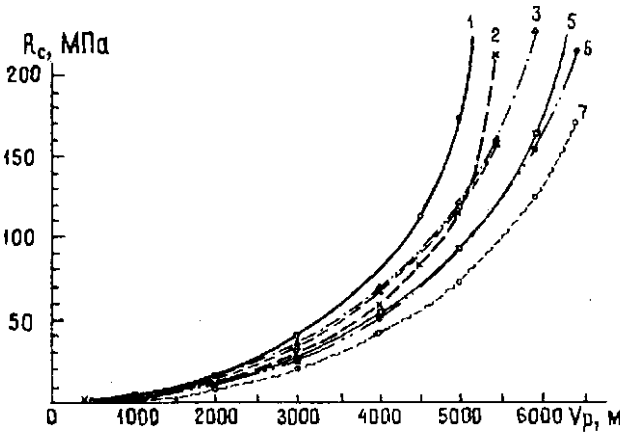


Рис. 17.1. График зависимости прочности на сжатие и скорости распространения упругих волн для различных типов пород *(по Л.В.Шаумян, 1987)*:

1 — песчаники; *2* — пирротин-халькопиритовые руды; *3* — базальты; *4* — гранитогнейсы; *5* — роговики; *6* — габбро-долериты; *7* — известняки

По величине временного сопротивления сжатию в *водонасыщенном* состоянии (R_c) среди скальных грунтов обычно выделяют очень прочные (R_c > 120 МПа), прочные (120≥R_c>50 МПа), средней прочности (50≥R_c>15 МПа) и малопрочные (15≥R_c>5 МПа) разности. Среди них обособляются *размягчаемые* в водных растворах и *неразмягчаемые* грунты. У первых коэффициент размягчаемости (см. гл. 12) равен или превышает 0,75, у вторых он ниже.

Свойства скальных грунтов сильно зависят от *степени их выветрелости*: она обычно рассчитывается как отношение плотности образца выветрелого грунта к плотности невыветрелого образца того же скального грунта. У невыветрелых разностей значение этого показателя равно единице и они залегают в виде сплошного монолитного массива. Слабовыветрелые скальные грунты трещиноватые, степень их выветрелости равна или превышает 0,9. У выветрелых разностей значение этого показателя изменяется в интервале 0,8—0,9, а у сильновыветрелых — менее 0,8. Последние часто называют «рухляком», в виде отдельных блоков и кусков.

Среди скальных грунтов наибольшим петрографическим разнообразием отличаются магматические интрузивные породы, основные инженерно-геологические типы и виды которых приведены в классификации грунтов (см. табл. 16.8). Их физические и физико-механические свойства зависят от состава, структуры и текстуры. Минеральный состав обусловливает такие свойства, как плотность, скорость распространения упругих волн — модули упругих деформаций. Особенно четко эти зависимости проявляются у интрузивных пород.

Плотность скальных интрузивных грунтов увеличивается от кислых к основным и ультраосновным от 2,57 г/см^3 у гранитов до 2,95 у габбро и до 3,20—3,27 г/см^3 у пироксенитов и перидотитов (табл. 17.1).

Интрузивные породы-грунты имеют очень низкую пористость (первые проценты), наиболее высокие ее показатели характерны для гранитов (до 4—5%); пористость же основных пород (габбро) редко достигает 2%. Пористость таких грунтов зависит от структурно-текстурных особенностей: меньшие значения пористости характерны для мелкозернистых разностей, равномерно зернистые породы имеют более высокую пористость, чем неравномерно зернистые.

Той же закономерности подчиняются и показатели упругих свойств скальных грунтов интрузивного генезиса. Так, скорость, распространения продоль-

Таблица 17.1

Пределы изменения плотности интрузивных скальных грунтов

(по И.Б.Дортману, 1964)

Грунт	Плотность, г/см³			Число образцов
	средняя	минимальная	максимальная	
Гранит	2,57	2,53	2,70	11217
Гранит докембрийский	2,59	2,54	2,68	13306
Гранодиорит	2,69	2,62	2,78	3359
Кварцевый диорит	2,75	2,65	2,81	524
Диорит	2,81	2,67	2,92	3683
Габбро	2,95	2,85	3,05	1990
Пироксенит	3,20	2,90	3,40	2895
Перидотит	3,19	2,88	3,29	250
Гарцбургит	3,27	3,24	3,29	10
Перидотит серпентинизированные	2,90	2,80	2,99	417
Сиенит	2,62	2,47	2,65	1049
Нефелиновый сиенит	2,66	2,45	2,70	34

ных (ультразвуковых) волн в образцах невыветрелых, нетрещиноватых гранитов 5000—5500 м/с, гранодиоритов 5800—5900, габбро 6000—6800, перидотитов 6800—7500 м/с.

В той же последовательности растут и значения модуля упругой деформации. По данным Б.П.Беликова (1970), граниты при величине плотности, равной в среднем 2,65 г/см³, и пористоти менее 1% имеют значения модуля деформации около $6{,}0 \cdot 10^4$ МПа, у габбро при плотности 3 г/см³ и пористости 0,5% они увеличиваются до $9 \cdot 10^4$ МПа, а у пород ультраосновного состава (перидотитов и пироксенитов Балтийского щита) при пористости менее 1% и плотности 3,2—3,3 г/см³ может достигать $(12—13) \cdot 10^4$ МПа.

Наиболее распространенными интрузивными грунтами *кислого* состава являются **граниты.** Значения основных показателей их физических и физико-механических свойств приведены в табл. 17.2.

Таблица 17.2

Физические и физико-механические свойства протерозойских гранитов

(по Е.И.Бармину, И.С.Красиловой)

Грунт	Свойства			
	ρ, т/см³	n, %	v_p, км/с	R_c, МПа
Гранит-аплиты, тонкозернистые	2,60	2,6	4,4	250
Плагиограниты биотитовые, среднезернистые	2,70	1,0	4,5	180
Граниты лейкократовые, крупнозернистые	2,62	2,0	4,5	130
Граниты рапакиви, неравномерно зернистые	2,63	1,0	5,0	120

Примечание: ρ — плотность; n - пористость; v_p скорость распространения продольных волн; R_c — временное сопротивление сжатию.

Заметное влияние на свойства гранитов оказывает минеральный состав. Уменьшение содержания кварца и калиево-натриевых полевых шпатов и соответственно повышенное содержание плагиоклазов приводит к увеличению их плотности. В той же последовательности нарастают величины прочностных и деформационных свойств. Значительно изменяются физико-механические свойства гранитов в зависимости от содержания в них биотита. Увеличение содержания последнего до 8—10%, по некоторым данным, приводит к снижению прочности породы почти в 1,5—2 раза, значительной потере прочности при водонасыщении и снижению морозостойкости. Резко ухудшают физико-механические свойства гранитов изменения в минеральном составе, связанные с процессами диафтореза, хлоритизации биотита, серицитизации полевых шпатов и др. Происходит повышение пористости породы до 4—5%, прочность на одноосное сжатие, как правило, оказывается меньшей 100 МПа.

Существует также четкая зависимость между структурой гранитоидов и их физико-механическими свойствами. Наиболее прочными породами являются мелкозернистые разности: их прочность часто превышает 200 МПа. У крупнозернистых разновидностей прочность на сжатие значительно ниже и даже у свежих пород немногим более 100 МПа.

Интересные данные о связи прочности гранитов с особенностями их состава и структуры получены для палеозойских гранитов Кузнецкого Алатау. Наиболее прочными здесь оказались микроклиновые граниты, особенно пегматоидные. Величина их временного сопротивления сжатию в водонасыщенном состоянии превышает 100 МПа. Возможно, она обусловлена прорастанием кристаллов кварца в полевые шпаты. К пегматоидным по величине прочности в воздушно-сухом состоянии близки порфировидные микроклиновые граниты, но в отличие от первых при водонасыщении их прочность снижается почти вдвое. Биотитовые граниты имеют еще более низкие показатели прочности R_c (80 МПа), особенно в образцах, где биотит замещен хлоритом (70 МПа). Самой низкой прочностью обладают фельдшпатизированные породы гранитного состава (40—45 МПа), для которых характерна порфировидная структура. Прочность же на сжатие невыветрелых гранитов практически одинакова как у воздушно-сухих образцов, так и у водонасыщенных.

Среди интрузивных пород *среднего* состава наиболее распространены диориты и кварцевые диориты. Благодаря высокому содержанию плагиоклазов и роговой обманки **диориты** отличаются от гранитов более высокой плотностью и прочностью. Этому способствуют и особенности сложения пород: у большинства диоритов равномерно зернистая, средне- и мелкозернистая структура и массивная текстура. Некоторые показатели их свойств приведены в табл. 17.3.

Прочность на одноосное сжатие у диоритов обычно 180—240 МПа, повышаясь у пород с мелкозернистой структурой и повышенным содержанием роговой обманки и снижаясь у разностей, включающих биотит.

Интрузивные породы *основного* и *ультраосновного* состава по распространению во многом уступают гранитоидам. Они известны на Урале, слагают значительные площади на Украине, Кольском полуострове, распространены на Алтае и в других горно-складчатых областях.

Состав и структура **габброидов** многообразны. В зависимости от вида темноцветных минералов и соотношения их с плагиоклазами различаются пироксеновые, оливиновые, амфиболовые и другие разновидности габбро. По размеру минеральных агрегатов встречаются мелко-, микро-, средне- и крупно-

Таблица 17.3

Некоторые инженерно-геологические свойства гранодиоритов и диоритов

(по Л.И.Нейштадту, 1963)

Плутония	Грунт	Плотность твердых частиц, г/м³	Плотность грунта, г/см³	Прочность на одноосное сжатие, МПа			Водонасыщение, %
				сухой породы	водонасыщенной	после 10—25 циклов замораживания	
Верхнеуюмская	Гранодиорит	2,81	2,73	178	150	143	0,10
		2,79 — 2,85	2,59 — 2,82	125 — 258	104 — 217	130 — 177	
То же	Диорит	2,74	2,65	154	139	153	0,12
		2,68 — 2,80	2,60 — 2,78	125 — 176	96 — 188	136 — 178	
Зейская	Диорит	2,88	2,80	—	—	—	—
		2,71 — 2,92	2,65 — 2,92	73 — 262	52 — 221	162 — 239	0,0 — 0,55

зернистые породы как с полнокристаллической структурой, так и с порфировыми выделениями минералов.

Наиболее прочными породами являются меланократовые габбро, особенно те их разновидности, в которых преобладает оливин (R_c до 450 МПа), с повышением содержания пироксенов прочностные свойства пород снижаются. Вторичные изменения минерального состава, например замещение плагиоклазов соссюритом, а темноцветных минералов биотитом и хлоритом, также приводят к снижению прочностных свойств.

Пористость сохранных габбро ничтожно мала и составляет десятые доли процента. Возникновение в подобных породах микротрещин тектонического происхождения приводит к резкому падению прочности (рис. 17.2). Прочность на сжатие у сохранных габбро превышает 200 МПа, у микротрещиноватых разностей она уменьшается до 100 МПа. Водонасыщение и испытания на морозостойкость практически не влияют на прочность габбровых пород (табл. 17.4). Показатели деформационных свойств габбро также очень высоки: модуль упругой деформации часто превышает $100 \cdot 10^3$ МПа. Водопроницаемость габбро определяется закономерностями распределения в их массиве трещин и зон тектонических нарушений. По некоторым сведениям разрушенные трещиноватые габбровые породы имеют коэффициент фильтрации до 40 м/сут, тогда как слаботрещиноватые разности их практически водонепроницаемы.

Габбровые породы часто рассланцованы, что способствует интенсивному протеканию в них процессов выветривания. Коры выветривания обычно отчетливо подразделяются на две части. Верхняя зона представлена обломками и щебнем выветрелой породы с гнездами рыхлой песчано-

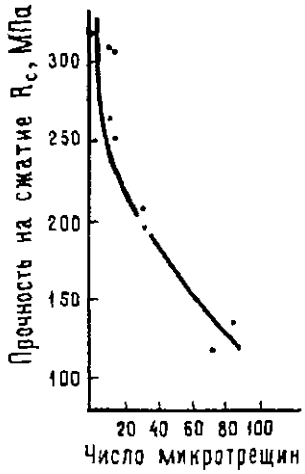


Рис. 17.2. Зависимость прочности на одноосное сжатие от наличия микротрещин в габбро *(по Г.В.Алексееву)*

Рис. 17.3. Влияние содержания главных породообразующих минералов на динамический модуль упругости габбро и пироксенитов *(по Г.В.Алексееву)*

суглинистой массы. Нижняя зона мощностью до 5—10 м (а вдоль крупных тектонических трещин более 20 м) сложена сильнотрещиноватыми водопроницаемыми породами типа «разборной скалы».

Инженерно-геологические особенности *ультраосновного* состава наиболее полно изучены на Кольском полуострове в связи с разработкой месторождений полезных ископаемых и попутной добычей облицовочного камня. Пористость перидотитов и пироксенитов значительно меньше 1%, строение мелкозернистое, равномерно зернистое. Это позволяет сделать вывод, что определяющее влияние на свойства гипербазитов оказывает их минеральный состав и, в частности, количество и соотношение главных породообразующих минералов. Так, общепринятая величина плотности перидотитов 3,30 г/см^3, значительное содержание вторичных серпентинов в породе снижается до 2,86 г/см^3. Значения прочностных и деформационных показателей ультраосновных пород изменяются в зависимости от количественного содержания пироксена (рис. 17.3) и оливина. Зависимость между процентным содержанием пироксена и прочностью на сжатие пироксенитов описывается (по данным Г.В.Алексеева) уравнением регрессии:

$$R_c = 1{,}2c + 180,$$

где R_c — прочность на сжатие, МПа; c — содержание пироксена, %.

Ультраосновные породы относятся к категории неразмягчающихся. Коэффициент размягчаемости у них очень высокий — 0,92—0,95, модуль деформации обычно $100 \cdot 10^3$ МПа, хотя и изменяется в значительных пределах. Эти изменения, как и в предыдущем случае, объясняются различиями в минеральном составе гипербазитов.

Приведенные зависимости справедливы лишь для пород с пористостью меньше 1%. С увеличением пористости и микротрещиноватости последние приобретают решающее влияние на прочностные и деформационные характеристики; вторичные изменения в минеральном составе гипербазитов (по-

Таблица 17.4

Физико-механические свойства габбро

(по данным института «Гидропроект»)

Плотина	Грунт	Плотность твердых частиц, г/м^3	Плотность грунта, г/см^3	Временно сопротивление грунта сжатию, МПа		Коэффициент сдвига (расчетное значение)
				сухого	водонасыщенного	
Бухтарминская	Габбро	2,95	2,91	110 40 — 200	—	0,70
	Габброрассланцованные	2,95	2,90	— 24 - 90	- -	0,60
Усть-Каменогорская	Габбро	—	—	191 73 - - 305	125 63 — 289	0,75
Ульза (Албания)	Габбро	-	-	. 51 — 120	- 66 - 116	0,70

Примечание. В числителе дано среднее, в знаменателе — минимальное и максимальное значения.

явление хлорита, серпентина и др.) также значительно ухудшают их инженерно-геологические свойства (табл. 17.5).

Следует подчеркнуть особенно большое влияние микротрещиноватости на прочностные свойства гипербазитов. Так, при изучении В.В.Бутюгиным (1988) ультраосновных пород Кемпирсайского месторождения хромовых руд на Южном Урале было установлено, что прочность пород на одноосное сжатие резко падает с уменьшением размеров блоков, из которых отобраны образцы. В сохранных массивах ее величина у дунитов превышала 200 МПа, в образцах из сильнотрещиноватых зон она снижалась до 40—50 МПа. При этом оказалось, что прочностные характеристики и других изученных пород (перидотитов, серпентенитов и амфиболитов) практически равны тем же величинам.

Прочность пород на сдвиг ультрабазитов, как и других скальных грунтов, зависит от состава заполнителя трещин. Так, для Кемпирсайского массива,

Таблица 17.5

Физико-механические свойства основных и ультраосновных пород в сохранных и нарушенных зонах

(по Г.В.Алексееву, 1978)

Грунты	Сохранные зоны		Нарушенные зоны			
	P_c, МПа	$E_{дин} \cdot 10^{-4}$, МПа	P_c, МПа	$E_{дин} \cdot 10^{-4}$, МПа	Степень уменьшения показателя, %	
					P_c	$E_{дин}$
Серпентинизированные перидотиты	250	9,0	180	8,5	28	5
Пироксениты	225	10,5	200	9,1	12	18
Габбро	228	10,0	214	9,2	7	7

где основными заполнителями являются кальцит, кварц, клинохризотил, а структуры меняются от аморфных до грубоволокнистых ориентированных, удельное сцепление изменяется от 8 до 1,5 МПа, и угол внутреннего трения — от 30 до 40°.

Об инженерно-геологических свойствах *щелочных* пород известно очень мало. В основном сведения о них получены при изучении пород Хибинского массива — разнообразные нефелиновые сиениты и уртиты. Последние изучены при проведении геолого-разведочных работ и разработке месторождения нефелинов на плато.

Уртиты — яснокристаллические породы, состоящие главным образом из нефелина (около 80%), с подчиненным количеством эгирина (10%) и незначительным содержанием альбита и акцессорных минералов. Лабораторные испытания показали, что уртиты плотные (2,8—2,9 г/см^3) и очень прочные породы (R_c = 170—190 МПа); высокими значениями характеризуются и показатели сопротивления сдвигу (сцепление составляет 35—40 МПа, угол внутреннего трения — 40—45°). В результате гидротермальных процессов в составе породы происходят изменения нефелина, образуются агрегаты серицита и натрицита и прочностные свойства заметно снижаются (R_c — до 120 МПа, c — до 10 МПа, φ — до 30°), но остаются достаточно высокими.

Среди эффузивных грунтов наиболее распространены базальты. Содержание их в земной коре, по А.И.Заварицкому, в пять раз превышает объем всех остальных эффузивных пород. Базальтам обычно сопутствуют андезито-базальты и андезиты. Их свойства колеблются в широких пределах в зависимости от минерального состава, структуры и текстуры. Пористость меняется от 0,5—10 до 50—70%, а прочность на одноосное сжатие — от нескольких десятков до 200—250 МПа и более (рис. 17.4).

В петрографии различают кайнотипные и палеотипные разности эффузивов. Для первых характерны открытые пористые структуры и отсутствие вторичных изменений. Главным фактором, определяющим их физико-механические свойства, является плотность и пористость. На рис. 17.4 отчетливо видно, что наиболее быстро прочность падает при увеличении пористости от 2 до 6%, затем прочность несколько уменьшается с ростом пористости до 28—30%. Дальнейшее увеличение пористости практически не сказывается на прочности породы.

Описанная закономерность может быть объяснена различным распределением напряжений при испытании образцов пород на одноосное сжатие. Можно предположить, что при количестве пустот, превышающем 30%, всю нагрузку воспринимают «жесткие» мостики участков с массивной текстурой, а пустоты при этом «не работают».

Древние, палеотипные, эффузивные породы основного состава характеризуются меньшим разбросом показателей прочностных и деформационных свойств и в общем имеют более высокие значения этих показателей.

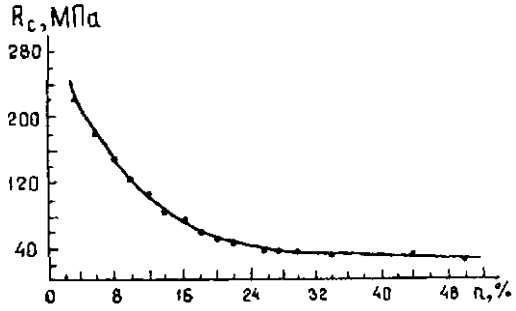


Рис. 17.4. График зависимости прочности четвертичных базальтов Камчатки от их пористости *(по В.М.Ладыгину)*

Таблица 17.6

Свойства мезозойских базальтов Сибирской платформы

Текстура	Структура	Плотность грунта, г/см³	Прочность на одноосное сжатие, МПа	Скорость продольных волн, м/с	Модуль Юнга, МПа
Миндалекаменная	Гиалопилитово-интерсертальная	2,66	120	470	48 000
	Пойкилоофитово-интерсертальная	2,65	100	440	37 000
	Микродолеритово-диабазовая	2,68	120	450	47 000
Массивная	Пойкилоофитово-интерсертальная	2,66	140	420	35 000
	Микродолеритово-диабазовая	2,78	200	550	69 000

Это объясняется раскристаллизацией вулканического стекла, заполнением открытых пор вторичными минералами и другими постмагматическими преобразованиями излившихся пород.

Инженерно-геологические особенности **базальтов** находятся в сложной зависимости от их химико-минерального состава, структуры и текстуры. В табл. 17.6 приведены данные о свойствах мезозойских базальтов Сибирской платформы. Из таблицы следует, что наиболее прочными являются массивные неизмененные порфировые базальты с микродиабазовой и микродолеритовой структурой. Прочность их в среднем составляет 200 МПа, в отдельных случаях достигая 280 МПа при величине плотности грунта 2,8 г/см³. Динамический модель упругости пород в массиве в среднем равен $690 \cdot 10^2$ МПа.

В миндалекаменных базальтах влияние структурных и минеральных особенностей породы нивелируется наличием миндалин, содержание которых достигает 15—30%. Для них характерны более низкие значения плотности (2,66 г/см³), прочности (до 120 МПа) и модуля упругости (48 000 МПа).

Таблица 17.7

Изменение прочности базальтов в зависимости от их выветрелости

(по Н.В.Овсянникову)

Общее состояние грунта	Прочность породы, МПа	Морозостойкость (количество циклов замораживания, которое выдерживает грунт)
Свежий (все плагиоклазы свежие)	87—132	до 100
Слабовыветрелый (до 50% полевых шпатов начали разрушаться по центру или вдоль трещин)	64—82	25, реже 35
Средневыветрелый (до 50% полевых шпатов почти полностью изменены по всей массе кристалла, остальные — вдоль трещин)	41—59	8—14
Значительно выветрелый (все полевые шпаты почти полностью изменены по всей массе кристаллов и до половины их превращены в агрегат вторичных минералов)	18—28	4—12

Таблица 17.8

Прочность различных андезито-базальтов

(по Н.В.Овсянникову)

Минеральные андезито-базальтовые	Структура	Число определений	Прочность на одноосное сжатие (МПа) при пористости (%)		
			0—5	5—20	20—40
Авгитовый	Интерсертальная	41	147	112	62
Гиперстеновый	-"-	36	167	128	58
Оливиновый	-"-	43	224	140	75
Авгитовый	Витрофировая	21	87	87	21
Гипростеновый	-"-	32	109	92	–
Оливиновый	-"-	4	146		–

Увеличение содержания девитрифицированного стекла до 10—15% снижает прочность базальтов на 10—20%, такое же влияние оказывает и присутствие 10—20% миндалин.

У выветрелых разностей пород прочность резко снижается. В табл. 17.7 приведены характеристики дальневосточных базальтов, подтверждающие это положение.

Интересные данные о связи прочности **андезито-базальтов** с их составом, структурой и пористостью приводит Н.В.Овсянников (табл. 17.8), откуда видно, что их прочность существенно зависит от минерального состава. Наибольшей прочностью обладают оливиновые разности, а наименьшей — авгитовые. Не менее важна и структура породы. Андезито-базальты одинакового состава с витрофировой структурой основной массы имеют значительно меньшую прочность, чем породы с интерсертальной структурой.

Достаточно широко распространенными грунтами основного состава являются **долериты** и **диабазы**. У них высокие показатели прочности, близкие для всех петрографических разновидностей. Пористость не превышает 2%, средняя величина прочности на одноосное сжатие колеблется от 150 до 180 МПа, модули упругой деформации — более $50 \cdot 10^3$ МПа.

Диабазы, измененные процессами выветривания, характеризуются повышенной пористостью и трещиноватостью, меньшей прочностью. Плотность их снижается до 2,80—2,75 г/см^3; пористость возрастает до 5—7%, а прочность падает до 50 МПа и менее. Резко снижаются показатели деформационных свойств (модуль упругой деформации, по некоторым данным, у выветрелых диабазов в 30—40 раз меньше, чем у невыветрелых).

Водопроницаемость диабазов в траппах слабая; она характеризуется удельными водопоглощениями менее 0,01 л/мин, а во многих случаях составляет десятичные доли литров в минуту. Только в зонах выветривания водопроницаемость резко возрастает, достигая 10 м/сут. Она увеличивается и в зонах повышенной трещиноватости.

Среди древних вулканогенных пород наиболее широко распространены различные **порфириты**: базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые. Характерной особенностью порфиритов является неоднородность их строения, обусловленная неравномерным распределением в породах вкрапленников плагиоклаза и пироксена, миндалин цеолитов. Показатели прочностных свойств порфиритов изменяются в широких пределах (коэффициент вариации дости-

Рис. 17.5. Зависимость прочности порфиритов от содержания хлорита и гидрослюд *(по С.Г.Дубейковскому и др.)*

гает 40%). В общем случае порфириты характеризуются относительно низкой прочностью на сжатие (60—90 МПа). Особенно резко прочность снижается при увеличении содержания в породе хлорита и гидрослюд, которые часто замещают вулканическое стекло (рис. 17.5).

Другие петрографические типы излившихся пород встречаются реже. Так, андезиты характеризуются высокой прочностью и устойчивостью против выветривания. Величина временного сопротивления сжатию их колеблется в интервале 120—240 МПа, скорости распространения упругих волн 3,5—4,0 км/с. У **трахитов** обычно повышенная пористость, в связи с чем их прочность значительно ниже, в среднем 60—70 МПа. **Липариты** отличаются прочностью и стойкостью к выветриванию. Наиболее прочные из них фельзитовые разности, временное сопротивление сжатию которых может достигать 280 МПа.

Физико-механические свойства пирокластических пород (туфов, туфопесчаников, туфобрекчий) характеризуются различными значениями показателей свойств, что связано с неоднородностью их состава и структуры. Прочность на сжатие массивных плотных разностей достигает 280—300 МПа. С увеличением пористости прочность снижается: например пористость палеозойских туфов на Урале (район СУБРа) около 8%, а прочность около 80 МПа. Среди вулканических туфов встречаются очень слабые разности с прочностью на сжатие менее 50 МПа. Они легко выветриваются, превращаясь в глинистые породы различного минерального состава, и относятся к классу полускальных грунтов.

Большую группу скальных нерастворимых грунтов составляют м е т а м о р ф и ч е с к и е г о р н ы е п о р о д ы — сланцы, гнейсы, кварциты, роговики. Их физико-механические свойства во многом близки к магматическим, что обусловлено наличием у них жестких, преимущественно кристаллизационных связей. Все метаморфические породы, не будучи измененными, имеют прочность, значительно превышающую нагрузки, существующие в строительной практике. При реальных строительных нагрузках они деформируются как квазиупругие тела. Метаморфические породы практически водонепроницаемы и за исключением карбонатных разностей не растворяются в воде. Деформации и фильтрация в массивах этих пород происходят по трещинам и могут быть значительными в выветрелых зонах.

Вместе с тем метаморфические породы несколько отличаются от магматических. Это определяется особенностями их структуры и текстуры. Для всех метаморфических грунтов характерна *анизотропия свойств,* обусловленная сланцеватой текстурой. Прочностные характеристики пород значительно ниже вдоль сланцеватости, чем перпендикулярно ей. Сланцеватостью определяется и значительная выветриваемость этих пород, а также пониженная устойчивость на природных склонах и в бортах искусственных выработок.

По прочностным и деформационным свойствам, устойчивости на склонах и в искусственных выработках они могут быть объединены в несколько групп. Первую составляют **глинистые сланцы** и **филлиты** с тонкосланцеватой

текстурой, которая обеспечивает резкую анизотропию их свойств. В воздушно-сухом состоянии прочность на одноосное сжатие у них перпендикулярно сланцеватости, достигает 40 МПа, а параллельно ей уменьшается в 2—4 раза; при водонасыщении прочность падает еще больше. Глинистые сланцы и филлиты неморозостойки. При выветривании они распадаются на тонкую листоватую щебенку, формируя на склонах подвижную осыпь, насыщение которой водой в горных районах приводит к образованию селевых потоков.

Следующую группу образуют **зеленые сланцы** — рассланцованные породы, полностью утратившие первоначальные структуру и текстуру. Различают кальцит-хлоритовые, эпидот-актинолитовые сланцы и др. Прочность их значительно выше, чем у глинистых сланцев (до 60 МПа у сухих образцов и до 40 МПа у водонасыщенных), но они легко разрушаются при испытаниях на морозостойкость, интенсивно выветриваются, формируя в складчатых областях (например на Урале) линейные зоны выветривания пород мощностью в десятки метров.

Слюдяные (кристаллические) сланцы отличаются от филлитов лучшей раскристаллизованностью, для них характерна зернистая структура (размеры кристаллов достигают нескольких миллиметров), ярко выражена сланцеватая текстура. Судя по результатам массовых определений у них низкая пористость и водопоглощение, очень высокие значения прочности (P_c < 140 МПа), которые практически не снижаются у водонасыщенных образцов.

Прочностные характеристики слюдяных сланцев параллельно сланцеватости значительно ниже. Так, у биотитовых сланцев Енисейского кряжа (нижний протерозой) в водонасыщенном состоянии перпендикулярно сланцеватости P_c = 125—130 МПа, а параллельно ей 75—80 (табл. 17.9). Наиболее прочными в этом ряду являются биотитовые массивные сланцы, очень незначительно снижающие прочность при водонасыщении и испытании на морозостойкость. Наименьшей же прочностью отличаются слюдяные сланцы.

Гнейсы, составляющие третью группу рассматриваемых грунтов, характеризуются высокой плотностью (до 3,10 г/см^3), очень низкой пористостью (от долей до первых процентов), малыми значениями водопоглощения (доли процента), высокой морозостойкостью. В зависимости от минерального состава, особенностей структуры и текстуры, физико-механические свойства изменяются в широких пределах (табл. 17.10). При средних значениях модуля упругости (60—70)·10^3 МПа величины этого показателя изменяются от 120·10^3 МПа у некоторых среднезернистых кварцитовых гнейсов до 10·10^3 МПа у круп-

Таблица 17.9

Физические и физико-механические свойства кристаллических сланцев

Грунты	Плотность грунта, г/см^3	Водопоглощение, %	Временное сопротивление сжатию (МПа) в состоянии		
			сухом	водонасыщенном	после 20-кратного замораживания
Сланец биотитовый массивный (перпендикулярно сланцеватости)	3,05	0,27	134 155	125 130	125 125
То же параллельно сланцеватости	3,05	6,27	126	76	—

Таблица 17.10

Физико-механические свойства архей-раннепротерозойских гнейсов Енисейского кряжа

Гнейс	Плотность грунта, г/см^3	Водопоглощение, %	Временное сопротивление сжатию (МПа) в состоянии		
			сухом	водонасыщением	после 25 циклов замораживания
Биотитовый среднезернистый, очковый	2,70	0,12	97	80	80
Биотитовый, крупноочковый	2,70	0,29	87	87	76
Гранитовый среднезернистый	2,83	0,29	84	79	64
Гранитовый, крупнозернистый	3,10	0,19	74	71	71
Кварц-биотитовый	2,91	0,10	91	72	72

нозернистых биотитовых. Наибольшей стойкостью против выветривания обладают кварцевые гнейсы; полевошпатовые и биотитовые гнейсы выветриваются легче.

Текстурные особенности гнейсов определяют анизотропию прочностных и упругих свойств (рис. 17.6). В зависимости от ориентировки текстуры по отношению к прилагаемой нагрузке прочность породы на одноосное сжатие может изменяться на 25—30%.

Кварциты являются наиболее прочными и устойчивыми метаморфическими грунтами. Обычно они сложены кварцем, содержание которого в мономинеральных разностях достигает почти 100%.

Они образуют либо отдельные массивы мощностью в сотни метров, либо залегают в виде прослоев различной мощности в толще гнейсов и кристаллических сланцев. В зависимости от минерального состава исходных пород могут формироваться не только мономинеральные кварцевые кварциты, но и их полевошпатовые, слюдистые, железистые и другие разновидности.

По величине зерен они могут разделяться на микрокварциты, мелкозернистые и крупнозернистые. Практически не встречаются грубозернистые разности.

Кварциты — плотные, грунты с массивной текстурой, устойчивые к выветриванию и очень прочные. Наиболее часто встречаемые в литературе значения величины сопротивления сжатию

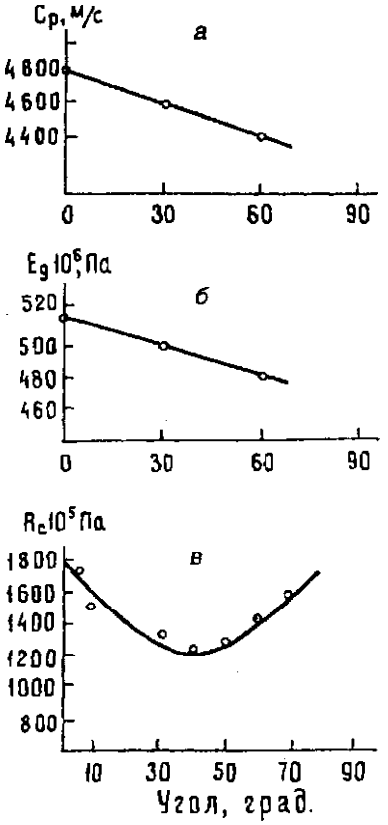


Рис. 17.6. Влияние ориентировки гнейсовидности на величину показателей физико-механических свойств биотитовых гнейсов *(по Е.Н.Бармину, Л.В.Шаумян)*:

а — скорость распространения упругих волн; *б* — модуль упругости; *в* — прочность на сжатие

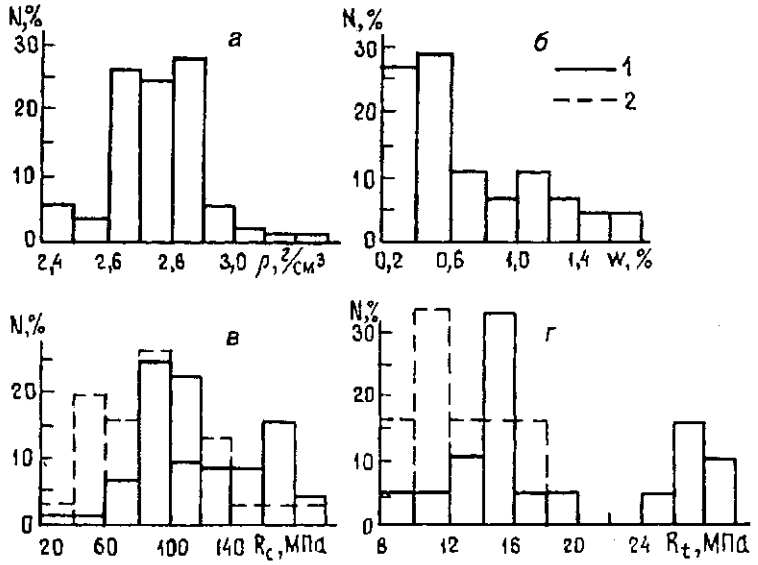


Рис. 17.7. Гистограммы значений физико-механических свойств роговиков:

а — плотности; *б* — водопоглощения; *в* — прочности на сжатие; *г* — прочности на разрыв; *1* — сухого образца; *2* — водонасыщенного образца

превышают 150—200 МПа. Пористость кварцитов ничтожна; величины водонасыщения и водопоглощения составляют десятые доли процентов.

Роговики — породы, для которых характерна полная перекристаллизация исходного материала, образование кристаллобластических структур. Внешний вид роговиков разнообразен. Обычно это темные плотные породы с однородной текстурой и мелкозернистой структурой. Различен и минеральный состав роговиков. Чаще других встречаются кварц-биотит-полевошпатовые породы, образовавшиеся по пелитовому материалу.

В инженерно-геологической практике роговики рассматриваются как весьма благоприятные основания для ответственных сооружений. Их прочность обычно превышает соответствующие параметры вмещающих пород, а от пород интрузий их выгодно отличает меньшая трещиноватость и большая однородность. Хотя все роговики являются прочными породами, различия в физико-механических свойствах отдельных их разновидностей могут быть существенными, что определяется прежде всего их структурно-текстурными различиями. На рис. 17.7 приведены гистограммы значений показателей физико-механических свойств роговиков одного из месторождений Норильского района. На них отчетливо видно, что по величине прочности породы разделяются на две группы. Большая часть образцов характеризуется значениями сопротивления одноосному сжатию 60—100 МПа. Одновременно выделяется группа пород с очень высокой прочностью (более 150 МПа). Как показали петрографические исследования, наиболее высокими показателями обладают тонко- и мелкозернистые разности; более низкие значения прочности характерны для неравномерно зернистых пород с пористостью до 3,5%. Все роговики устойчивы по отношению к выветриванию, на сложенных ими природных склонах формируются обвалы, курумы, крупнощебнистые осыпи.

К классу скальных грунтов относятся и прочно сцементированные осадочные породы — конгломераты, брекчии, песчаники. Прочностные и деформационные их свойства определяются в первую очередь составом и типом цемента. Наиболее часто это железистый, кремнистый и карбонатный цемент, как базальный, поровый, пленочный, так и регенерационный. В последнем случае породы обладают наибольшей прочностью.

Среди крупнообломочных скальных грунтов наиболее известны **конгломераты**. Примером могут служить мезозойские конгломераты бассейна верхнего Амура (Красилова, 1962). Это крепкосцементированные массивные породы, валуны и галька которых представлены свежими невыветрелыми гранитами, кварцитами, кристаллическими сланцами. Цементом служит полимиктовый среднезернистый песчаник, обладающий высокой прочностью (сопротивление одноосному сжатию до 100 МПа в воздушно-сухом состоянии).

Физические и физико-механические свойства **песчаников** также зависят от состава и типа цемента, размера зерен, минерального состава. Наибольшей прочностью обладают кварцевые песчаники с кремнистым и железистым цементом регенерационного типа. Величина сопротивления сжатию, как правило, превышает 150—200 МПа, а у кварцитовидных песчаников достигает 300 МПа при пористости менее 2%. Физические и физико-механические свойства других песчаников изменяются в широких пределах (рис. 17.8). Анализ графиков, выполненный Л.В.Шаумян, показал, что наличие базального цемента (до 40%) глинистого и глинисто-серицитового состава снижает показатели свойств пород по сравнению с песчаниками, имеющими цемент вдавливания и регенерации того же состава. У первых плотность грунта 2,50 г/см^3, прочность на сжатие 85 МПа, скорость распространения упругих волн 4200 м/с, динамического модуля упругости $420 \cdot 10^2$ МПа, а для вторых те же показатели соответственно 2,65 г/см^3, 110 МПа, 4500 м/с и $480 \cdot 10^2$ МПа.

Существенное влияние на величину рассматриваемых параметров оказывает и состав обломочной фракции. Так, наиболее высокие значения плотности грунта (2,62 г/см^3), прочности (более 130 МПа) и скорости распространения упругих волн (4500 м/с) характерны для пород, в обломочной фракции которых преобладают кварц, полевые шпаты, базальты. Самыми слабыми

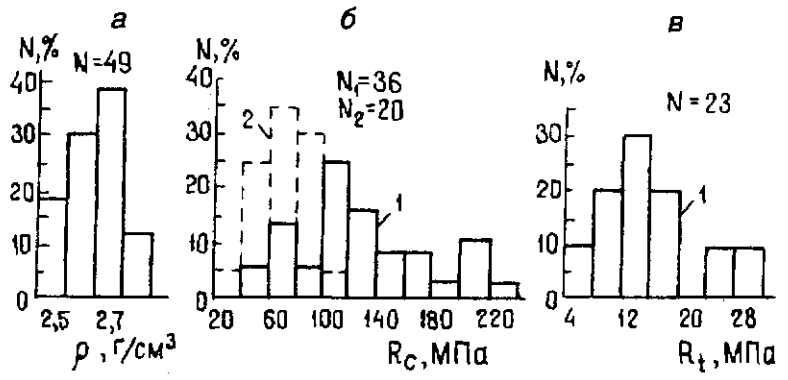


Рис. 17.8. Гистограммы значений показателей физико-механических свойств песчаников *(по Л.В.Шаумян, 1969)*:

а — плотности; *б* — прочности на сжатие; *в* — прочности на разрыв; *1* — сухого образца; *2* — водонасыщенного образца

породами (ρ = 2,55 г/см^3; R_c = 45 МПа и v_p = 2200 м/с) являются песчаники, в составе обломочной фракции которых появляется большое количество аргиллитов.

Размер зерен также сказался на величине показателей физико-механических свойств. Мелкозернистые разности при близком минеральном составе и типе цемента обладают более высокими показателями, чем среднезернистые. Плотность мелкозернистых песчаников 2,65 г/см^3, прочность на сжатие 120 МПа, скорость распространения упругих волн 3800 м/с. Для среднезернистых песчаников характерны значения плотности 2,54 г/см^3, прочности 91 МПа, скорости упругих волн 3400 м/с.

17.2. Полускальные грунты нерастворимые

Группа полускальных нерастворимых грунтов объединяет осадочные и некоторые виды вулканогенно-осадочных образований с жесткими структурными связями (см. табл. 16.8). С формальных позиций в нее включаются грунты с временным сопротивлением одноосному сжатию в водонасыщенном состоянии, равным 5 МПа. Подавляющая часть относится к грунтам размягчаемым.

Инженерно-геологические показатели полускальных грунтов зависят от их состава, прежде всего состава и количества цементирующих веществ, а также структурно-текстурных особенностей. Наиболее характерным цементом полускальных грунтов является глинистый. Может встречаться и глинисто-кварцевый, глинисто-железистый и глинисто-карбонатный цемент. В этих случаях грунты по величинам прочности могут приближаться к скальным.

Полускальные терригенные грунты обычно имеют плотность около 2 г/см^3 и пористость до 25—40%. Это слабовлагоемкие, водопроницаемые породы, фильтрующие как по порам, так и по трещинам; коэффициент водопроницаемости может составлять десятки метров в сутки.

Показатели прочности могут колебаться в широких пределах: у прочных разностей в сухом состоянии она обычно выше 15 МПа, у малопрочных может снижаться до 3—2,5 МПа. Сопротивление скалыванию также меняется от 1—2 до 5 МПа и более. Модуль общей деформации обычно составляет 200—1000 МПа, у слабых разностей может быть значительно меньше.

Характерной особенностью описываемых грунтов является слоистая текстура и анизотропия свойств: показатели прочности вдоль слоистости обычно вдвое ниже, чем вкрест нее; по ослабленным поверхностям слоистости породы легко выветриваются.

Физико-механические свойства обломочных и глинистых сцементированных пород существенно различны. Особенно четко эти различия проявляются у слабосцементированных разностей; но и при прочном цементе они остаются достаточно большими.

Среди обломочных полускальных грунтов достаточно широко распространены **песчаники** различного состава, структуры и текстуры. Среди морских платформенных отложений по минеральному составу преобладают кварцевые песчаники. Для орогенных образований характерны песчаники полиминерального состава, плохо отсортированные, преимущественно со слабоокатанными зернами. По величине зерен и соотношению фракций среди песчаников различают однородные (крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые) и разнородные, т.е. разнозернистые разновидности. Цемент песчаников также мо-

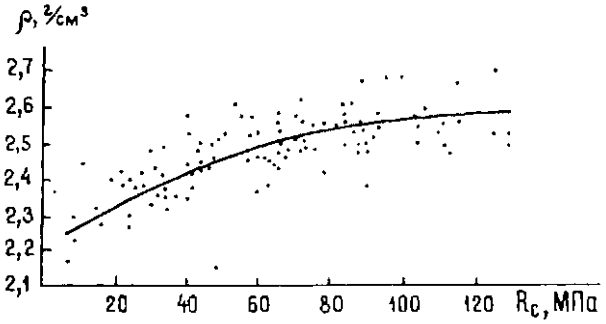


Рис. 17.9. Взаимосвязь прочности и плотности песчаников и алевролитов *(по Г.Г.Щербаку, В.Е.Ольховатенко, П.П.Ипатову)*

жет быть разнообразным как по составу, так и по типу. Все эти факторы влияют на физико-механические свойства песчаников и обусловливают большое различие в их величинах.

Наименее прочны песчаники, сцементированные глинистым цементом (см. табл. 1.2). Пористость их может достигать 40%, а прочность на сжатие часто падает до первых мегапаскалей. Наличие базального типа цемента глинистого и глинисто-серцитового состава снижает значения показателей прочностных и деформационных свойств пород по сравнению с песчаниками, имеющими цемент вдавливания или регенерации того же состава. Существенное влияние на свойства оказывает и состав обломочной фракции. Наиболее высокие значения показателей свойств характерны для пород, в обломочной фракции которых преобладают кварц, полевые шпаты, обломки базальтов. Более слабыми породами являются песчаники полимиктового состава. Мелкозернистые разности при близком минеральном составе и типе цемента обладают более высокими показателями прочности, чем средне- и крупнозернистые.

Очень велико влияние на прочность песчаников плотности сложения (рис. 17.9) и пористости. Для пород разной степени литификации она изменяется от первых процентов до 15—30%. Прочность песчаников в сухом состоянии в зависимости от плотности колеблется в интервале от 5—10 до 120 МПа.

Разнообразие свойств песчаников заставляет говорить об их различной инженерно-геологической оценке. Крепкие песчаники являются высокопрочными породами — скальными грунтами, устойчивыми по отношению к выветриванию, фильтрующими только по трещинам. Слабопрочные разности песчаников — полускальные грунты — легко выветриваются, часто разрушаясь до песков, характеризуются поровым типом водопроницаемости, часто имеют водонестойкий цемент. Типичным их представителем являются глинистые песчаники.

К полускальным грунтам пылеватого и глинистого состава относятся **алевролиты** и **аргиллиты**. Они образуются при окаменении песчано-пылеватых и глинистых дисперсных пород в результате их уплотнения, дегидратации, кристаллизации коллоидов. Они встречаются как в платформенных, так и в складчатых областях.

Алевролиты и аргиллиты редко образуют однородные тела значительных размеров. Чаще они залегают прослоями в толще песчаных или песчано-карбонатных пород. По гранулометрическому составу они могут быть песчаными, пылеватыми или глинистыми. Обломочная часть пород обычно состоит из кварца и полевых шпатов, в тонкодисперсной части преобладают глинистые минералы и гидрослюды. Структура алевритовая и алевропелитовая, текстура слоистая, до тонко- и микрослоистой. Цемент чаще всего базального типа, глинисто-слюдистого и карбонатно-глинистого состава; реже встречается карбонатный и кремнистый цемент. В зависимости от цемента алевроли-

ты и аргиллиты образуют обширный ряд последовательных переходов от слабопрочных разностей, близких по свойствам к плотным глинам, до прочных окварцованных пород. Пористость изменяется в широком интервале: от 1—5 до 40%. Прочность на одноосное сжатие также очень изменчива: слабопористые, слабовлажные породы с R_c = 50—80 МПа, а высокопористые, водонасыщенные разности с R_c < 3—5 МПа. Слабые аргиллиты и алевролиты обладают значительной влагоемкостью, размягчаются в воде. Породы легко выветриваются, затронутые выветриванием разности характеризуются повышенной пористостью, значительно низкими значениями показателей физико-механических свойств. Наиболее быстро выветриваются породы с ярко выраженной слоистой текстурой и глинистым составом цемента. Свежие образцы таких пород (например, из кернов глубоких скважин) имеют высокую прочность, но в течение первых же суток распадаются на тонкие плитки.

В большинстве алевролиты и аргиллиты в инженерно-геологической практике оцениваются как породы, обладающие худшими показателями, чем песчаники. Объясняется это четко выраженной слоистостью пылеватых и глинистых пород и благодаря этому большой анизотропностью их свойств. По базальным поверхностям алевролиты и аргиллиты легко выветриваются, часто образуют подвижные осыпи на склонах. Вместе с тем массивные алевролиты могут приближаться по прочности к песчаникам.

Рассмотрим палеозойские и мезозойские алевролиты и аргиллиты района Братского водохранилища (Пальшин, 1963). Ордовикские алевролиты и аргиллиты по гранулометрическому составу относятся к глинистым или песчанистым разностям. Текстура их часто микрослоистая, структура алевритовая и алеврито-пелитовая. Терригенный материал состоит из кварца, полевых шпатов и чешуек слюды. В некоторых аргиллитах количество глинисто-слюдистого материала достигает 70—80%. Цемент базального типа, преимущественно глинисто-слюдистого и карбонатно-глинистого состава. Реже встречается карбонатный цемент.

Средние значения плотности грунта колеблются от 2,10 до 1,34 г/см^3, а пористости от 14 до 22%. Образцы алевролитов в сухом состоянии характеризуются временным сопротивлением сжатию 13—40 МПа. Породы неморозостойки, не выдерживают резких температурных напряжений.

Юрские алевролиты и аргиллиты наиболее полно изучены в районе Иркутска (Емельянов, Савинская, 1962). В их составе преобладают слюды (свыше 30%), глинистые минералы (до 35%) и кварц (около 20%). Физико-механические свойства алевролитов и аргиллитов резко снижаются с увеличением степени выветрелости этих пород (табл. 17.11). Так, невыветрелые аргиллиты характеризуются пределом прочности сжатию в среднем около 55 МПа, а выветрелые разности — менее 10 МПа в воздушно-сухом состоянии и менее 2 МПа после водонасыщения. Та же зависимость прослежена для алевролитов. Слабые алевролиты и аргиллиты благодаря их высокой пористости и значительной влагоемкости легко разрушаются при воздействии природных и техногенных факторов.

К полускальным кремнистым грунтам отнесены опоки, трепелы и диатомиты. Наиболее прочными среди них являются **опоки**. Это легкие тонкопористые породы, содержание опала в которых достигает 85—90%. Преобладают частицы размером менее 0,1 мм (до 70—80%). Среди опок различают глинистые и песчанистые, слабоокремнелые и сильноокремнелые разности. Типич-

Таблица 17.11

Физические и механические свойства юрских аргиллитов и алевролитов

Порода	Значение показателей	Естественная влажность, %	Плотность, г/см³			Пористость, %	Коэффициент		Предел прочности на сжатие, МПа		Водонасыщение, %
			твердых частиц	грунта	скелета		пористости	насыщения	в сухом состоянии	после водонасыщения	
Аргиллиты невыветрелые или частично затронутые выветриванием	среднее	5,39	2,60—2,68	2,24	2,12	15—17	0,18—0,20	0,88	55	30	2,5
	максимальное	7,80	2,72	2,38	2,35	30	0,54	1,06	75	46	6,8
	минимальное	2,50	2,32	1,85	1,76	11	0,11	0,70	30	15	1,8
Аргиллиты слабые, подверженные выветриванию	среднее		2,70	2,22	—	18	0,22		73	33	6,49
	максимальное	—	2,73	2,27		22	0,28			4,4	7,82
	минимальное		2,62	2,14	—	15	0,17	—	—	1,8	5,16
Алевролиты крепкие, почти не затронутые выветриванием	среднее	5	2,68	2,35	2,29	14	0,17		49	20	
	максимальное	9	2,75	2,60	2,58	22	0,35	—	—	38	—
	минимальное	2	2,49	2,10	1,91	6	0,10	—	11	10	—
Алевролиты слабые, подверженные выветриванию	среднее	16	2,70	2,11	1,83	27	0,38	0,88	3	—	—
	максимальное	26	2,77	2,32	2,13	40	0,70	1,08	5	—	—
	минимальное	11	2,60	1,90	1,71	17	0,20	0,72	0,2	—	—

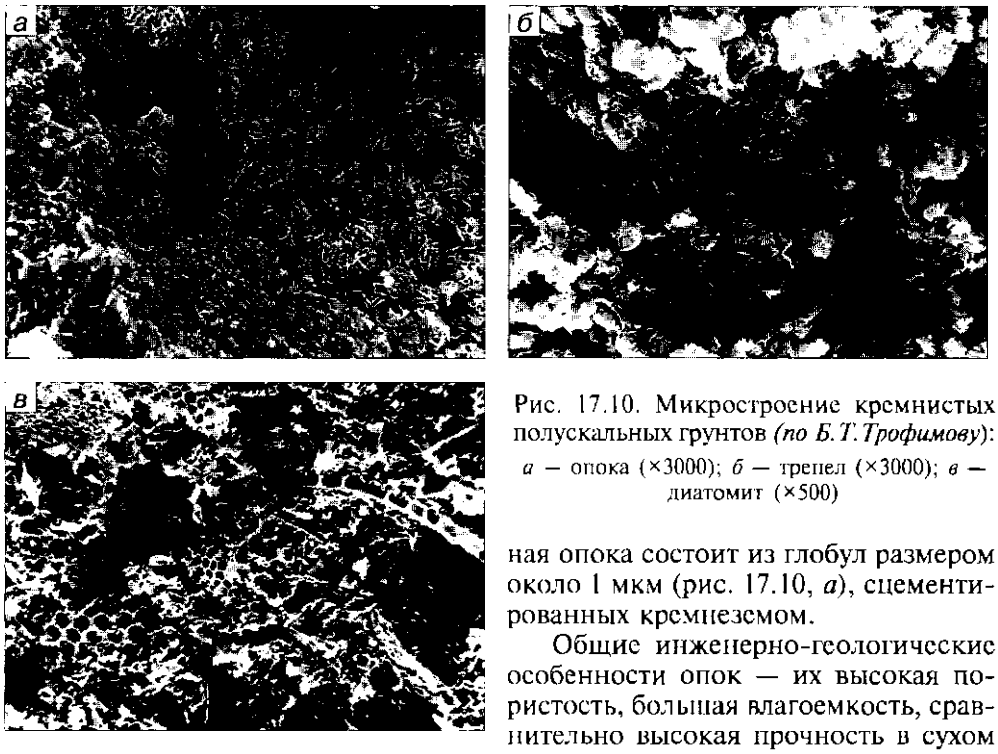


Рис. 17.10. Микростроение кремнистых полускальных грунтов *(по Б.Т.Трофимову)*: *а* — опока (×3000); *б* — трепел (×3000); *в* — диатомит (×500)

ная опока состоит из глобул размером около 1 мкм (рис. 17.10, *а*), сцементированных кремнеземом.

Общие инженерно-геологические особенности опок — их высокая пористость, большая влагоемкость, сравнительно высокая прочность в сухом состоянии и ее значительное уменьшение при водонасыщении, слабая морозоустойчивость. Главным фактором, определяющим прочность опок, является степень их окремнения. Из табл. 17.12 видно, что прочность слабоокремнелых опок в четыре раза ниже прочности кремнеподобных при сохранении у последних высокой прочности. Для опок характерна высокая водоустойчивость. Образцы воздушно-сухих пород, помещенные в воду, не размокают и не меняют своей формы в течение многих месяцев. Следует отметить, что хотя пористость опок велика и может достигать 60%, поры у их открытые и сообщаются друг с другом, водопроницаемость пород ничтожна. В условиях естественного залегания коэффициент фильтрации может достигать 5 м/сут, что объясняется трещиноватостью опок в массиве.

Трепел представляет собой высокопористую (до 65%) дисперсную породу, состоящую из аморфного кремнезема (75—80%), кластического материала и глинистого вещества. Для трепелов характерны структуры глобулярного типа, глобулы контактируют друг с другом за счет глинистых частиц, меньшее значение имеет цементация гелем кремнекислоты (рис. 17.10, *б*). В составе трепелов преобладает пылеватая фракция, в песчанистых разностях содержание песчаных частиц достигает 35%; в глинистых соответственно возрастает тонкодисперсная фракция. В отличие от опок трепел имеет очень низкую прочность (менее 2 МПа), воздушно-сухие образцы его размокают в воде.

Еще менее прочным грунтом является диатомит. Содержание O_2 в диатомитах высокое (70—80%), он представлен в основном мельчайшими обломками диатомей (рис. 17.10, *в*), цементирующим материалом является глинис-

Таблица 17.12

Общая систематика и инженерно-геологические особенности кремнистых пород на примере Зауралья

(по данным Б.Т.Трофимова, 1978)

Тип	Вид	Плотность скелета, г/см³	Пористость, %	Коэффициент пористости	Временное сопротивление сжатию, МПа	
					в абсолютно сухом состоянии	в водонасыщенном состоянии
Диатомит	Диатомит песчанистый	1,00—1,10	55—60	1,20—1,30	4,0	0,1—0,3
	Диатомит	0,70—0,90	60—70	1,60—2,10	4,0—5,0	0,1—0,6
	Диатомит глинистый	0,90—1,00	60	1,30—1,70	6,0	0,4
Трепел	Трепел песчанистый	1,10—1,20	55	1,15—1,30	4,0—6,0	0,3—0,6
	Трепел	0,80—1,00	65	1,5—1,9	7,0—9,0	0,6—1,0
	Трепел глинистый	0,90—1,00	60—65	1,60—1,70	до 8,0—8,5 и выше	0,5—0,8
Опока	Опока (глинистая) слабоокремнелая	1,30—1,35	40—43	0,7	13,0—20,0	3,0—7,0
	Опока (песчанистая) окремнелая	1,60—1,65	30—35	0,5	32,0—35,0	14,0—17,0
	Опока окремнелая	1,35—1,45	35—38	0,5—0,6	44,0—50,0	21,0—27,0
	Опока сильноокремнелая (кремнеподобная)	1,55—1,60	30	0,5—0,6	80,0—90,0 и выше	24,0—34,0

тое вещество. Данные о физико-механических свойствах диатомитов приведены в табл. 17.12.

Диатомиты являются наиболее слабыми полускальными грунтами. Они влагоемки, набухают в воде, легко размокают, неморозостойки. Вместе со слабыми аргиллитами и глинистыми песчаниками они образуют группу между грунтами с кристаллизационными структурными связями и грунтами без жестких связей.

17.3. Скальные и полускальные растворимые грунты

Скальные и полускальные растворимые грунты представлены карбонатными, сульфатными и галоидными породами. Инженерно-геологическому их изучению уделяется большое внимание не только потому, что они довольно часто встречаются в сфере инженерно-хозяйственной деятельности, но и в связи со способностью растворяться, образуя карстовые наземные и подземные формы — пустоты, полости и даже огромные по размерам пещеры. Детальное изучение закарстованных толщ проводится в связи с гидротехническим, дорожным, промышленно-городским строительством, с разработкой месторождений полезных ископаемых и строительством подземных сооружений.

Среди карбонатных пород наиболее широко распространены известняки и доломиты, значительно реже встречается мел, хотя местами он и образует большие залежи. Помимо чистых разностей известно много смешанных типов.

Таблица 17.13

Физико-механические свойства карбонатных пород

(по данным А.Махфуза)

Петрографические типы пород	Структурно-генетические подтипы	Физико-механические свойства				
		плотность, г/см^3	пористость, %	скорость продольных волн, км/с	прочность P_c, МПа	модуль упругости $E_3 \cdot 10^3$, МПа
Мергель	пелитоморфные	1,63	38,5	2,40	4,5	8,6
Глинистый известняк	органогенные пелитоморфные	1,81	33	2,65	15	13,0
	органогенные с пелитоморфной цементирующей массой					
Известняк	органогенные с зернистой цементирующей массой	2,60	4	5,65	110	64,0
	хемогенные пелитоморфные и тонкозернистые	2,65	5	5,70	130	66,0
	хемогенные оолитовые	2,62	4	5	70	55,0
	обломочные	2,64	3	5,80	110	67,0
	окремненные тонко- и мелкозернистые	2,14	18,5	4,35	95	38,0
	микрозернистые	2,64	7	5,60	130	70,0
Доломит	тонкозернистые	2,64	7	5,80	170	70,0
	мелкозернистые	2,76	3	6,30	260	81,5
	среднезернистые	2,64	6	4,65	60	50,0
	брекчиевидные	2,46	13		60	–

Самый распространенный петрографический тип карбонатных грунтов — **известняки**. Они образуют толщи мощностью до десятков и сотен метров, единичные пласты или прослойки в пачках песчано-глинистых пород, тела неправильной формы и др.

В зависимости от состава и структуры свойства известняков меняются в широком диапазоне (табл. 17.13). Органогенные известняки (биоморфные, детритовые) характеризуются более низкой плотностью и высокой пористостью, обусловленной наличием внутренних полостей целых органических остатков и промежутков между ними. Пористость в них достигает 35—40%. У хемогенных известняков более высокая плотность и более низкая пористость (2—5%), для них характерны примеси гипса, ангидрита и других минералов. Типичные известняки химического происхождения имеют пелитоморфную или тонкозернистую структуру. Обломочные известняки отличаются большим разнообразием структур (от крупнообломочных до пелитовых) и типов цемента, повышенными примесями терригенного материала. Чаще это плотные породы с низкой пористостью (1,5—1,2%). Перекристаллизованные известняки образуются в процессе катагенеза и метагенеза из известняков различного происхождения. Это кристаллические, зернистые породы с пористостью, как правило, менее 2%.

Прочностные и деформационные свойства известняков колеблются в широком интервале: у слаболитифицированных крупнопористых известняков-ракушечников прочность на сжатие часто менее 10 МПа, а у кристаллических разностей — превышает 250 МПа. Главный фактор, определяющий прочность известняков — их пористость (рис. 17.11). При равной пористости решающее значение приобретает размер зерен. Наибольшей прочностью обладают мелко-

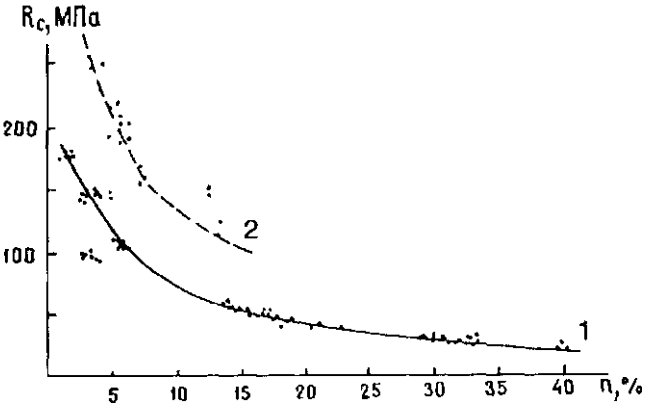


Рис. 17.11. График связи прочности и пористости карбонатных пород *(по А.Махфузу)*:

1 — известняки; *2* — доломиты

зернистые кристаллические разности ($R_{сж}$>100 МПа), среднезернистые известняки — около 70—80 МПа, а у крупнозернистых и брекчиевидных известняков она редко превышает 25—40 МПа. Большое влияние на физико-механические свойства известняков оказывают вторичные изменения (окварцевание, окремнение) и различные примеси. Из рис. 17.12 видно, что при увеличении содержания глинистого вещества от 5 до 30% прочность известняков снижается примерно в 10 раз, а модуль упругой деформации — в 3 раза.

Известняки — труднорастворимые грунты. Однако в ходе геологической истории именно в сложенных ими массивах сформировались наиболее протяженные и объемные карстовые пещеры. И главной задачей инженерно-геологических изысканий в пределах таких массивов является установление пространственного расположения и размеров подземных карстовых форм.

Особое место в ряду карбонатных растворимых грунтов занимает белый пористый **мел**, состоящий в основном из остатков одноклеточных известковых водорослей и фораминифер (рис. 17.13). Мел почти полностью состоит из $CaCO_3$ (до 98%) и содержит незначительную примесь глинистых минералов, кварца, магнезиального карбоната. Мел и мелоподобные породы довольно широко распространены на юге России: в бассейне Дона, в нижнем Поволжье, в районе Курской магнитной аномалии.

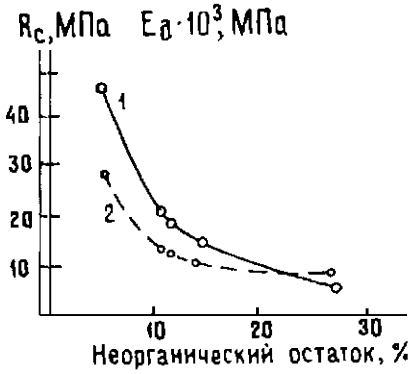


Рис. 17.12. Влияние содержания глинистого вещества на физико-механические свойства карбонатных пород *(по А.Махфузу)*:

1 — прочность на одноосное сжатие; *2* — динамический модуль упругости

В сухом состоянии мел представляет плотную породу, обладающую значительной прочностью; в водонасыщенном состоянии он приобретает мягкую консис-

Рис. 17.13. Микростроение писчего мела (×5000)

тенцию и растирается руками до отдельных мельчайших частиц. По гранулометрическому составу мел — монодисперсная порода: на 80—85% он сложен частицами пылеватой фракции (0,05—0,005 мм), глинистые частицы практически отсутствуют, в песчаной фракции преобладают частицы размером 0,1—0,005 мм.

Мел характеризуется очень высокой пористостью — от 30—32 до 50—55%. В зависимости от пористости механическая прочность также колеблется в широких пределах. У воздушно-сухих образцов с пористостью более 45% она не превышает 3—4 МПа, а при пористости 30% может достигать 15—20 МПа. Прочностные показатели мелоподобных пород резко снижаются с увеличением влажности. Так, прочность пород на одноосное сжатие у водонасыщенных образцов в два-три раза ниже, чем у воздушно-сухих. Благодаря слабой сцементированности и большой влагоемкости мел имеет малую морозостойкость.

Доломиты наряду с известняками являются широко распространенными породами карбонатного комплекса. Обычно это мелко- и среднекристаллические породы, реже встречаются крупнозернистые и брекчиевидные. Часто они содержат повышенное количество кальцита, в некоторых случаях отмечается примесь глинистого материала.

Свойства доломитов, как и известняков, зависят от вещественного состава и структуры. Значения показателей основных физико-механических свойств доломитов разных районов приведены в табл. 17.13 и на рис. 17.11, 17.14. Доломиты обычно имеют более высокие значения показателей прочностных и деформационных свойств, чем известняки. Наиболее прочными являются перекристаллизованные тонко-и мелкозернистые разности с пористостью до 3—4%. Прочность на сжатие их в сухом состоянии в среднем составляет 140—180 МПа, а у наиболее плотных разновидностей достигает 200—220 МПа. Меньшую прочность имеют брекчиевидные породы (40—60 МПа) при довольно высокой пористости (до 10% и более). К наиболее слабым породам относятся вторичные доломиты органогенного и обломочного генезиса с пористостью до 40% и прочностью при сжатии 15—30 МПа. При водонасыщении доломитов их прочность резко снижается (рис. 17.15).

Важный фактор, влияющий на физико-механические свойства доломитов — их микротрещиноватость. Так, для монолитных доломитов одного из районов Сибирской платформы характерны средние значения $P_{сж}$ = 120—130 МПа, а для микротрещиноватых разностей — 50—60 МПа. Та же зависимость отмечается и при сравнении величин модуля упругой деформации: $120 \cdot 10^3$ МПа у массивных пород и $50 \cdot 10^3$ МПа у сильнотрещиноватых.

При фильтрации сульфатных вод через доломиты образуются вторичные кальциты, выщелачивание которых может привести к образованию так называемой «доломитовой муки», т.е. дисперсных продуктов выветривания доломитов. Доломитовая мука залегает как в виде линз, так и относительно вы-

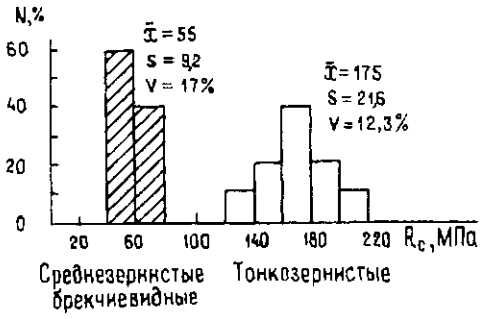


Рис. 17.14. Гистограммы прочности доломитов на одноосное сжатие *(по А.Махфузу)*

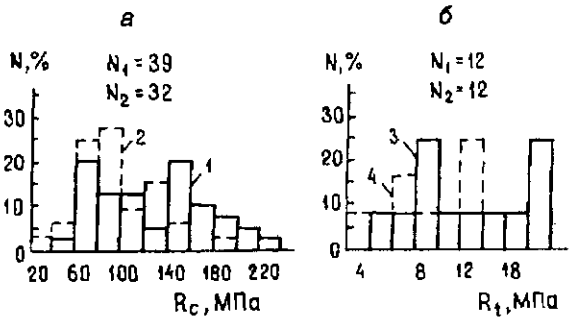


Рис. 17.15. Гистограммы значений прочности доломитов (*по Л.В.Шаумян, 1969*):

а — прочности на сжатие; *б* — прочности на разрыв; *1* — сухого образца; *2* — водонасыщенного образца; *3* — сухого образца; *4* — водонасыщенного образца

держанными прослоями и состоит в основном из доломита (до 85—99%), размеры частиц которого 0,25—0,01 мм. В некоторых разностях содержание частиц размером 0,05—0,01 мм достигает 88%. Часто присутствуют крупные частицы размером 5—7 мм.

Пористость доломитовой муки составляет 30—55%, плотность 2,15—1,6 г/см^3. Отдельные ее участки сцементированы вторичным кальцитом. Доломитовая мука не пластична, но обогащенные глинистым материалом разности могут обладать пластичностью. В зависимости от условий залегания влажность существенно изменяется от 15 до 25% и более. Соответственно в очень широких пределах колеблются ее прочностные и деформационные характеристики. По некоторым данным, компрессионный модуль деформации изменяется от $70 \cdot 10^5$ до $800 \cdot 10^5$ Па, т.е. в 11 раз, а угол внутреннего трения — от 25 до 37°.

В строительстве доломитовая мука относится к грунтам с неудовлетворительными инженерно-геологическими свойствами. Возможно оплывание ее в фильтрующих бортах карьеров, механическая суффозия, особенно в случаях, когда слабоуплотненная доломитовая мука выполняет сообщающиеся трещины. Доломитовая мука создает большие трудности и при искусственном закреплении толщи. Водопроницаемость доломитовой муки мала, поэтому различные тампонажные растворы (цементный, битумный и др.) не могут проникнуть через нее, и в закрепляемом массиве остаются участки закарстованных, трещиноватых пород.

Водопроницаемость карбонатных грунтов различна и зависит от пористости и структуры породы. Высокопористые, слаболитифицированные разности известняков и доломитов проницаемы по порам, кристаллические разновидности практически водонепроницаемы и фильтруют по трещинам. Поровая водопроницаемость мела и мелоподобных пород также очень мала, фильтрация воды в основном происходит по трещинам. Различный характер водопроницаемости сказывается на протекании карстового процесса. При поровой фильтрации карбонатные породы закарстованы относительно равномерно, хотя неодинаковая растворимость пород разного состава и структуры обусловливает избирательный характер растворения. При трещинной фильтрации карстовый процесс наиболее активно протекает по трещинам и особенно по системам трещин тектонического происхождения. В результате степень закарстованности массива оказывается резко различной в разных его участках. При фильтрации подземных вод по трещинам в мелоподобных породах возможны механическая суффозия.

Среди пород смешанного терригенно-карбонатного состава наиболее распространены **мергели**. Обычно они залегают слоями различной мощности в толще осадочных отложений, но могут и образовывать крупные самостоятельные геологические тела — пласты, пачки и др. Мергелем называют гор-

ную породу, состоящую на 50—75% из карбоната (кальцита, реже доломита) и на 25—50% из нерастворимого остатка, при содержании свыше 75% — глинистым известняком, если нерастворимые минералы превышают 75% — известковистой (доломитистой) глиной.

Типичные мергели представляют собой однородную по структуре пелитоморфную породу. Физико-механические свойства мергелей зависят от соотношения в них карбонатов и глинистых частиц, от пористости и степени литификации. Физико-механические свойства мергелей в связи с этим изменяются в широких пределах. Типичные платформенные мергели в зависимости от пористости (10—40%) имеют прочность от 5 до 30 МПа. Особую разновидность составляют мергели, карбонатное вещество в которых представлено кристаллическим известняком. Прочность таких пород достигает 80—90, а иногда и превышает 100 МПа.

Сульфатные (гипс, ангидрит) и галоидные (галит, сильвинит, карналлит) грунты образуют самостоятельные крупные тела, преимущественно в районах передовых прогибов: Предуральского, Предкавказского и др. В большинстве случаев они присутствуют в виде линз и прослоев.

Ангидриты обычно представляют собой массивные плотные, мелко- и среднекристаллические прочные породы. В геологическом разрезе ангидриты часто образуют мощные пласты, линзовидные залежи. В толще их почти всегда встречаются скопления доломита, кристаллы гипса. Некоторые сведения о физико-механических свойствах ангидритов приведены на рис. 17.16.

Гипсы — мягкие породы разнообразной зернистости, от скрыто- до крупнокристаллических, обычно залегают пластами незначительной мощности, переслаиваясь с ангидритами, глинами или образуя в последних линзовидные тела. Во всех районах распространения гипсово-ангидритовых пород развит карст. В отличие от карбонатов, карстовые процессы в гипсах протекают со скоростью, соизмеримой со временем существования инженерного сооружения (плотины, железной дороги). При изучении карста в гипсово-ангидритовых породах недостаточно зафиксировать уже имеющиеся пустоты. Необходимо иметь в виду, что за время эксплуатации сооружения в толще могут появиться новые карстовые полости и вызванные ими обрушения на поверхности.

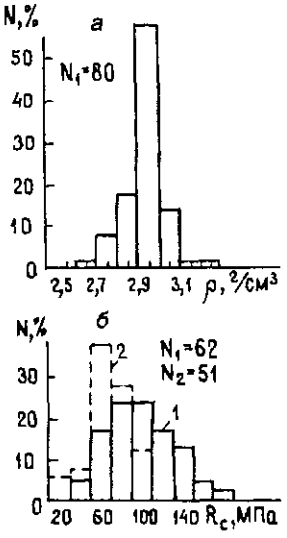


Рис. 17.16. Гистограммы значений физико-механических свойств ангидритов:

а — плотности; *б* — прочности на сжатие; *1* — сухого образца; *2* — водонасыщенного образца

Ископаемые **каменные соли** в России развиты на площади свыше 2 млн км²: основные запасы их сосредоточены в Предуралье, Прикаспии, Восточной Сибири. Соляные тела имеют монолитное строение и практически лишены трещин, что объясняется их относительно высокой способностью к пластическим деформациям. Монолитные соляные тела практически водонепроницаемы, однако в зоне выветривания благодаря потере прочных связей между кристаллами, а также появлению трещин на контактах соли с прослоями других осадочных пород, водопроницаемость их может быть значительной.

Таблица 17.14

Инженерно-геологические характеристики литолого-генетических разновидностей каменной соли

(по Т.Ю.Журавлевой, 1996)

Инженерно-геологические характеристики	Разновидности каменной соли, сформировавшиеся на стадиях										
	седиментогенеза и раннего катагенеза				позднего катагенеза	катагенеза					галокинеза
	«перистая» среднезернистая	слоистая	«перистая» крупнозернистая	мелкотонкозернистая	равномернозернистая с ослабленными связями	равномернозернистая крупнокристаллическая	гигантокристаллическая «шпатовая»	разнозернистая с собирательной перекристаллизацией	каркасная с глиной (а) или ангидритом (б)		флюидальная
									а	б	
Плотность, г/см^3	2,12	2,14 2,15	2,12	2,14	2,09	2,12	2,13	2,15	2,25	2,28	2,13
Влажность, %	0,1 0,2	0,1 0,2	0,1—0,2	0,1—0,2	1,6—2,0	0,1—0,2	0,1—0,2	0,1—0,2	0,1—0,2	0,1—0,2	0,1—0,2
Коэффициент скорости растворения, м/ч	0,046	0,015—0,049	0,048	0,047	0,09	0,044	0,039				0,045
Скорость продольной волны, м/с	3400	4000	3600	4000	2500	4000	3400	3600	3700	3900	3500
Мгновенная прочность, МПа	28,0	27,0—32,0	24,0	34,0	18,0	29,0	14,0	25,0	23,0	33,0	20,0
Предел длительной прочности, МПа	14,0 0,5	16,2 0,6	12,0 0,5	21,0 0,6	13,5 0,75	16,0 0,6	7,0 0,5	14,0 0,6	15,0 0,65	22,0 0,65	13,0—0,6

Главной инженерно-геологической особенностью каменной соли является ее высокая растворимость, вследствие чего в районах развития солей широко развит карст. В закарстованных соленосных породах коэффициент фильтрации может превышать 500 м/сут. Высокая растворимость пород, процессы карстообразования резко осложняют разработку месторождений солей. В горном деле при подземной отработке соляных залежей обычно стараются изолировать шахты от притока воды путем создания различных дренажных устройств, перехватывающих воду до проникновения в соль. Однако создание дренажных систем часто усиливает карстовый процесс, так как при этом возрастает скорость движения воды, увеличивается ее агрессивность. История горного дела знает много примеров, когда соляные шахты были затоплены в результате прорыва в выработки карстовых вод. Поэтому часто применяют другие способы защиты: создание водонепроницаемых перемычек, гидрозавес, тампонирование карстовых полостей и др.

С другой стороны, в благоприятных геолого-структурных условиях соляные залежи служат прекрасным вместилищем для создания в них подземных хранилищ нефти, горюче-смазочных материалов, захоронения промстоков, так как они лишены трещин и практически непроницаемы.

Подземные емкости создаются на больших глубинах, их объемы могут достигать 300—500 тыс. м^3 и более. Для расчета устойчивости этих сооружений необходимо знание физико-механических свойств солей, особенно реологических. Свойства соли зависят от их структурно-текстурных особенностей и в зависимости от последних изменятся в широких пределах (табл. 17.14): от 30 МПа и более у зернистых разностей до 15 МПа у гигантокристаллических; последняя характеризуется и наименьшими значениями длительной прочности.

Литература

ГОСТ 25100-95. Грунты. Классификация.

Грунтоведение/Под ред. Е.М.Сергеева. 5-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1983. 392 с.

Нейштадт Л.И. Инженерно-геологические условия строительства на изверженных горных породах. Т. 3. М.: Госэнергоиздат, 1963.

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1970. 528 с.

Маракушев А.А. Петрография. Ч. 1, 2, 3. М.: Изд-во МГУ, 1976. 1981.

ГЛАВА 18

Класс природных дисперсных грунтов

18.1. Несвязные грунты

Группа несвязных грунтов объединяет осадочные и вулканогенно-осадочные крупнообломочные и песчаные грунты (см. табл. 16.8). Они характеризуются двумя особенностями: 1) состоят в основном из обломков горных пород, первичных минералов и их агрегатов, малоизмененных в процессе выветривания, 2) связи между обломками и отдельными зернами минералов в сухом состоянии или очень слабые, или практически отсутствуют, вследствие

чего определенные их разности могут рассматриваться как рыхлые, сыпучие, несвязные грунты.

Для всех их видов характерны некоторые вполне определенные общие инженерно-геологические особенности. Так, в большинстве случаев им свойственна высокая пористость при преобладании крупных пор, что обусловливает большую водопроницаемость этих пород. Несвязные грунты обладают значительным внутренним трением; они слабо уплотняются под статическими нагрузками, и наоборот, сильно уплотняются при динамических нагрузках. Несвязные грунты достаточно хорошо выдерживают нагрузку сооружений, как в сухом, так и во влажном состоянии (за исключением отдельных случаев).

Группа несвязных грунтов подразделяется на два вида. Первый из них объединяет крупнообломочные грунты, второй — песчаные (мелкообломочные) грунты.

КРУПНООБЛОМОЧНЫЕ НЕСВЯЗНЫЕ ГРУНТЫ

Подразделение и распространение крупнообломочных грунтов. Крупнообломочные грунты состоят в основном из окатанных или угловатых обломков горных пород размером более 2 мм, имеющих преимущественно полиминеральный состав. Эти обломки составляют более 50% грунта (в процентах от массы воздушно-сухого грунта). По крупности слагающих обломков крупнообломочные грунты подразделяются на валунные и каменистые (глыбовые), галечниковые и щебнистые, гравийные и дресвяные (хрящеватые).

Валунные и *каменистые* (*глыбовые*) грунты представляют собой скопление обломков пород, среди которых частицы крупнее 200 мм составляют более 50%. Первые сложены в разной степени окатанными обломками, вторые — обломками угловатой формы. В *галечниковых* грунтах окатанные частицы крупнее 10 мм составляют более 50%. Грунты аналогичного состава, в которых преобладают неокатанные частицы, называются *щебнистыми*. *Гравийные* и *дресвяные* грунты состоят в основном из частиц размером от 2 до 40 мм. В них масса частиц крупнее 2 мм составляет более 50%, причем в гравийном грунте преобладают окатанные частицы, а в дресвяном — неокатанные.

Крупнообломочные несцементированные грунты широко распространены в горно-складчатых районах, где слагают мощные (до нескольких десятков метров) толщи аллювиальных, пролювиальных (прежде всего селевых образований) и гравитационных (осыпных, обвальных, обвально-оползневых и др.) отложений. Столь же широко они развиты в пределах щитов древних платформ. Здесь они слагают разрезы элювиальных, аллювиальных, водно-ледниковых, ледниковых и гравитационных отложений. В пределах плит древних и особенно молодых платформ крупнообломочные грунты развиты менее широко. Обычно они приурочены к толщам аллювиальных, ледниковых и водно-ледниковых отложений. Очень часто крупнообломочные грунты встречаются в разрезах прибрежно-морских образований, развитых в различных структурно-тектонических зонах. Кроме того, локальное развитие имеют озерные крупнообломочные грунты.

Состав крупнообломочных грунтов. *Гранулометрический состав* этих грунтов, определяемый геолого-структурным положением района, характером размываемых пород и генезисом отложений, достаточно разнообразен. Каждый из выделенных типов по составу может быть представлен как однородными,

так и неоднородными грунтами. К первым относятся крупнообломочные грунты с небольшим количеством мелкозернистого заполнителя и невысоким коэффициентом неоднородности, ко вторым — грунты, содержащие существенную примесь песчаного, суглинистого или глинистого заполнителя.

Наличие или отсутствие песчано-глинистого заполнителя — важнейшая характеристика состава крупнообломочных грунтов. Это обусловлено тем, что наличие заполнителя пор резко сказывается на инженерно-геологических особенностях всех типов крупнообломочных грунтов. В случае, когда они не содержат мелкозернистого материала, они обладают высокой водопроницаемостью, причем движение воды нередко носит турбулентный характер. Крупнообломочные грунты с заполнителем могут иметь небольшую водопроницаемость, величина которой определяется составом самого заполнителя. Присутствие заполнителя, особенно глинистого, будет также снижать прочностные свойства крупнообломочных грунтов. Поэтому при изучении крупнообломочных грунтов в первую очередь необходимо выделить в качестве разновидностей валунные (каменистые), галечниковые (щебнистые) и гравийные (дресвяные) грунты с заполнителем и грунты без заполнителя.

При наличии в крупнообломочных грунтах песчаного заполнителя более 40% (по массе воздушно-сухого грунта) или супесчаного, суглинистого или глинистого более 30%, в наименовании крупнообломочного грунта должно приводиться и наименование вида заполнителя, и характеристика его состояния. Вид заполнителя устанавливается на основании результатов гранулометрического анализа после удаления из образцов крупнообломочного грунта частиц крупнее 2 мм.

Следует подчеркнуть, что для гравийно-галечниковых грунтов с песчаным или глинистым заполнителем кривые распределения гранулометрических элементов двухмодальные. Пики (максимумы) кривой распределения отвечают определенным размерам крупнообломочной фракции и содержащегося заполнителя пор (рис. 18.1).

Химико-минеральный состав крупнообломочных грунтов определяется (в случае их осадочного генезиса) в основном характером размываемых горных пород и климатическими условиями района залегания толщ. Первый из этих факторов полностью определяет петрографический состав крупнообломочной части грунта, второй — степень засоленности грунта, pH среды и во многом степень выветрелости крупных обломков.

Скелетная (грубообломочная) часть описываемых грунтов состоит из обломков пород и преимущественно кварцевых зерен. Петрографический состав обломков может быть весьма разнообразен. Широко развиты обломки, состоящие из прочных скальных грунтов магматического, метаморфического и осадочного происхождения. Среди окатанных обломков непрочные породы (слабые алевролиты и песчаники, аргиллиты и др.) встречаются существенно реже, причем они распространены в районах, расположенных на небольшом расстоянии от источника сноса.

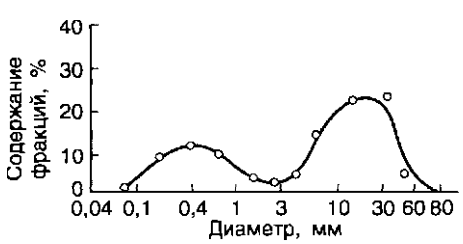


Рис. 18.1. Кривая распределения крупности частиц гравийно-песчаного грунта с заполнителем

Крупнообломочные грунты, не содержащие заполнителя, являются неза-

соленными во всех районах. Наличие песчаного, песчано-глинистого и глинистого заполнителя, химико-минеральные особенности которых аналогичны показателям охарактеризованных здесь песчаным и глинистым грунтам, может обусловить наличие в крупнообломочных грунтах простых солей, причем в южных районах страны в значительных количествах. При содержании песчаного заполнителя менее 40% или глинистого менее 30% крупнообломочный грунт относится (в соответствии со строительными нормами и правилами) к засоленным, если суммарное содержание легко- и среднерастворимых солей равно или более 2% от массы воздушно-сухого грунта. Если заполнитель песчаный и его количество превышает 40%, то к категории засоленных относятся грунты с содержанием указанных видов солей 0,5% и более. При наличии одного глинистого заполнителя (более 30%) минимальное суммарное количество легко- и среднерастворимых солей в засоленном крупнообломочном грунте возрастает до 5%.

Следует подчеркнуть, что крупнообломочные грунты, содержащие более 10% песчано-глинистых частиц и подвергшиеся воздействию процессов выветривания, необходимо характеризовать по степени выветрелости. Для этого используется коэффициент выветрелости, который рассчитывается после испытания грунта на истирание во вращающемся полочном барабане по формуле

$$K_{\text{в}} = \frac{K_1 - K_0}{K_1},$$

где K_1 — отношение массы частиц размером менее 2 мм к массе частиц более 2 мм после испытания на истирание; K_0 — то же до испытания на истирание. Если величина коэффициента выветрелости не превышает 0,5, то крупнообломочные грунты относятся к невыветрелым; если она изменяется от 0,5 до 0,75, грунты слабовыветрелые. К сильновыветрелым относятся крупнообломочные грунты с коэффициентом выветрелости 0,75—1.

Естественная весовая влажность крупнообломочных грунтов изменяется от 1—2 до 25—30%, редко выше. При этом в подавляющем большинстве случаев влажность скелетной грубообломочной части грунта практически постоянна и ничтожна по величине. Поэтому влажность крупнообломочных грунтов (валовая влажность) определяется главным образом степенью заполнения пор водой в грунтах без заполнителя или влажностью песчано-глинистого заполнителя.

Степень влажности крупнообломочных грунтов также изменяется в широких пределах. По ее величине эти грунты (а также пески) подразделяются на три категории. У маловлажных грунтов степень влажности (коэффициент водонасыщения) не превышает 0,5, у влажных — колеблется от 0,5 до 0,8, у водонасыщенных — более 0,8.

Строение крупнообломочных грунтов. Среди толщ, сложенных крупнообломочными грунтами, развиты как однородные, так и особенно широко неоднородные по строению толщи. Неоднородность последних обусловлена переслаиванием в разрезе и замещением по простиранию грунтов разной дисперсности или с разными структурно-текстурными особенностями.

Среди слоистых крупнообломочных грунтов наиболее широко развиты косослоистые разности. Они характерны для толщ аллювиальных, пролювиальных, дельтовых, прибрежно-морских отложений. Широко встречаются грунты с беспорядочной, псевдопорфировой и бутовой макротекстурами. Первая

из них характеризуется беспорядочным расположением обломков среди мелкоземистой части грунта. При бутовой текстуре скелетная часть грунта представлена соприкасающимися друг с другом обломками, промежутки (поры) между которыми выполнены песчаным или более дисперсным заполнителем. Псевдопорфировая текстура характерна для грунтов с более высоким содержанием мелкозернистого заполнителя, в котором в виде включений расположены крупные (гравийные, галечниковые и др.) обломки.

Форма обломков, характер их поверхности и степень окатанности также достаточно разнообразны и зависят в основном от генезиса и продолжительности обработки материала в процессе транспортировки. Крупнообломочные грунты аллювиального и морского генезиса, как правило, хорошо окатаны. Водно-ледниковые и особенно ледниковые крупнообломочные грунты имеют существенно меньшую окатанность. Совершенно неокатанными являются элювиальные крупнообломочные образования.

Форма обломков, определяемая в основном соотношением их размеров по трем перпендикулярным направлениям, подразделяется на уплощенную, округлую, уплощенно-цилиндрическую и цилиндрическую. Для аллювиальных и морских отложений характерна уплощенная форма обломков. Цилиндрические по форме обломки широко развиты в крупнообломочных элювиальных и склоновых отложениях.

Свойства крупнообломочных грунтов. Плотность твердых частиц крупнообломочных пород чаще 2,65—2,70 г/см^3. У грунтов, содержащих значительное количество обломков основных и ультраосновных пород или целиком состоящих из них, она возрастает до 3,0—3,3 г/см^3.

Плотность скелета крупнообломочных грунтов изменяется в широком диапазоне. У галечников и гравийных грунтов, не содержащих большого количества заполнителя, она чаще всего 1,65—1,90 г/см^3, при наличии в порах песчаного или глинистого заполнителя нередко превышает 2,0 г/см^3 и может достигать 2,15—2,20 г/см^3.

Пористость крупнообломочных грунтов обычно не превышает 40%. При наличии в порах уплотненного заполнителя она снижается до 25—30%.

Отличительная особенность крупнообломочных грунтов — их высокая водопроницаемость. Коэффициент фильтрации в чистых валунных и валунно-галечниковых грунтах составляет сотни метров в сутки, а в отдельных случаях в аллювиальных отложениях может превышать тысячу метров в сутки. Наличие заполнителя, даже песчаного, в крупнообломочных грунтах существенно снижает их водопроницаемость. Особенно резко (до первых метров в сутки) она снижается при наличии глинистого заполнителя.

Следует отметить, что древние крупнообломочные грунты являются менее водопроницаемыми по сравнению с молодыми. Это связано с тем, что процессы кольматации и химического изменения приводят к уменьшению пористости крупнообломочных грунтов во времени и снижению из водопроницаемости. Искусственная кольматация резко снижает водопроницаемость описываемых грунтов — до 0,4—0,5 м/сут у аллювиальных галечников (имевших ранее коэффициент фильтрации 10—15 м/сут).

По величине сжимаемости большая часть крупнообломочных грунтов относится к категории слабосжимаемых. Наименьшей сжимаемостью характеризуются разности, лишенные заполнителя. Наличие заполнителя, особенно глинистого состава, увеличивает величину деформации под нагрузкой. Сжи-

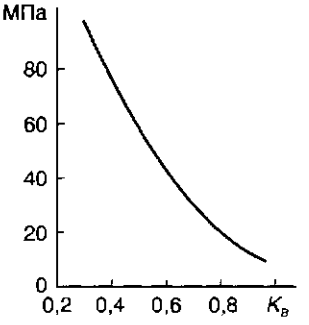


Рис. 18.2. Зависимость деформации (E) щебнисто-дресвяных грунтов от величины коэффициента выветривания ($K_в$) *(по В.Б.Швецу)*

маемость однородных крупнообломочных грунтов несколько выше по сравнению с однородными. Она выше у щебнистых и дресвяных грунтов, поскольку они «укладываются» более рыхло по сравнению с гравийно-галечниковыми.

Деформационные характеристики крупнообломочных грунтов существенным образом зависят от степени выветрелости обломков: с увеличением значения коэффициента выветрелости модуль деформации таких грунтов закономерно убывает (рис. 18.2). Увеличение влажности таких разностей крупнообломочных пород приводит к значительному снижению модуля деформации. У невыветрелых крупнообломочных грунтов влияние влажности на деформационные характеристики выражено менее рельефно, а при содержании крупных обломков свыше 90% они практически не зависят от влажности.

Величина коэффициента бокового расширения (Пуассона) крупнообломочных элювиальных грунтов составляет, по данным В.Б.Швеца, 0,20—0,33. Она закономерно возрастает в этом интервале при увеличении коэффициента выветрелости обломков от 0,25 до 1.

Прочность крупнообломочных грунтов существенно выше, чем песчаных и глинистых. Угол их естественного откоса превышает 40°. При наличии маловлажного глинистого заполнителя они могут образовывать вертикальные откосы.

Сопротивление сдвигу рассматриваемых грунтов зависит как от крупности и выветрелости обломков, так и от количества, состава и состояния заполнителя. Влияние содержания крупнообломочной фракции на величину угла внутреннего трения и сцепления (зацепления) иллюстрирует рис. 18.3. При содержании крупнообломочных частиц более 30% значения φ и C определяются по формулам:

$$\varphi = \varphi_з + \frac{\varphi_к - \varphi_з}{70}(N - 30) \quad \text{и} \quad C = C_з \frac{100 - N}{70},$$

где $\varphi_к$ — угол внутреннего трения крупнообломочной фракции; $\varphi_з$ — то же, заполнителя; $C_з$ — оцепление заполнителя; N — содержание крупнообломочных частиц.

Величины угла внутреннего трения и сцепления описываемой подгруппы грунтов зависят при прочих равных условиях от выветрелости обломков. Для крупнообломочных элювиальных грунтов Среднего Урала величина угла внутреннего трения падала (по В.Б.Швецу) от 28 до 22° при возрастании коэффициента выветрелости обломков с 0,46 до 0,75, а сцепление — с 0,035 до 0,027 МПа.

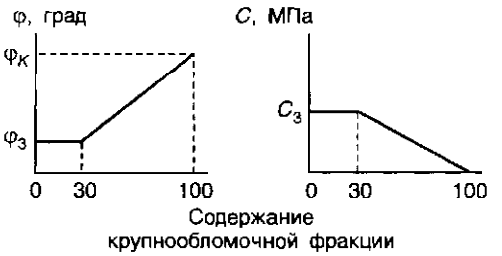


Рис. 18.3. Зависимость угла внутреннего трения и сцепления крупнообломочного грунта от содержания обломков *(по М.П.Лысенко, 1972)*

Состав и влажность заполнителя также оказывают существенное влияние на прочность грунта. При песчаном заполнителе сопротивление сдвигу выше, чем при пылеватом и глинистом. При наличии последнего его влажность имеет очень большое значение. Если она превышает влажность нижнего предела пластичности (хотя бы на несколько процентов), то показатели сопротивления сдвигу снижаются почти на 20%. Повышение степени плотности и неоднородности крупнообломочного грунта обусловливает повышение угла внутреннего трения.

ПЕСЧАНЫЕ НЕСВЯЗНЫЕ ГРУНТЫ

Подразделение и распространение песчаных грунтов. Песчаные грунты характеризуются преобладанием мономинеральных частиц размером 0,05—2 мм. Количество глинистых частиц в них не превышает 3%. В сухом состоянии они представляют типичные сыпучие тела. Во влажном состоянии песчаные грунты приобретают небольшую связность. Некоторые из них, будучи насыщены водой, обладают плывунными свойствами.

Инженерно-геологические особенности песчаных грунтов (в частности, величина водопроницаемости и сопротивление сдвигу) сильно изменяются от наличия или отсутствия в них гравийно-галечниковых и пылеватых частиц и от крупности самих песчаных зерен. Поэтому показатели, характеризующие особенности состава песчаных грунтов, и приняты для подразделения их на виды. В их качестве обособлены *гравелистые, крупные, средней крупности, мелкие* и *пылеватые* пески. При содержании в них растительных остатков (3—10%) выделяют пески соответствующего вида с *растительными остатками*.

Песчаные грунты очень широко распространены. Согласно данным Л.И.Прасолова, площадь, занятая песчаными и супесчаными породами в СНГ, составляет 1850 тыс. км^2, из которых 538 тыс. км^2 приходится на территорию европейской части. Площадь массивов песков Средней Азии и Казахстана достигает 1 млн км^2.

Соотношение различных генетических типов песков различно по площади в разных регионах страны. Подсчеты, выполненные П.И.Фадеевым (1951) для европейской части СНГ, показали, что на 51% площади, занятой песками, развиты аллювиальные пески. Водно-ледниковые пески занимают 24% площади, эоловые — 11,3, морские — 6,5, элювиальные — 3,6, озерные — 1,6%. Все остальные типы песков занимают около 2% общей площади песчаных массивов. Преобладание аллювиальных, озерно-аллювиальных, водно-ледниковых и морских песчаных грунтов характерно для Западно-Сибирской плиты. Массивы песков Средней Азии и Казахстана сложены в основном аллювиальными и эоловыми образованиями.

Состав песчаных грунтов. *Гранулометрический состав* песков разнообразен. Среди них встречаются гравелистые, крупные, средней крупности, мелкие и пылеватые виды. Их особенности определяются тектоническим расположением и режимом района, составом слагающих его пород, климатическими условиями и генезисом песчаных отложений. Пески гравелистые, крупные и средней крупности наиболее широко распространены в горно-складчатых районах, где они встречаются в разрезах отложений разного генезиса (аллювиальных, пролювиальных, гравитационных, водно-ледниковых и др.). Они также широко развиты в пределах подвижных платформ (Сибирская плат-

форма) и щитов устойчивых платформ (например, Балтийский щит Восточно-Европейской платформы). В пределах плит древних устойчивых и особенно молодых платформ, наоборот, очень широко распространены более дисперсные разности песков — мелкие и пылеватые. Более грубые по составу пески в пределах этих районов приурочены главным образом к толщам флювиогляциальных и моренных образований, а также к сформировавшимся за счет их размыва аллювиальным, местами морским и даже озерным отложениям. В толще аллювиальных отложений эти разности песков часто слагают лишь самые низы разреза (фация перлювия), а выше залегают достаточно однородные средние, мелкие и пылеватые пески (русловая, а нередко и пойменная фации).

Зависимость гранулометрического состава песков от их генезиса наиболее ярко проявляется в пределах единой области сноса и аккумуляции. Например, во многих районах, подвергшихся в четвертичное время материковым оледенениям, наиболее грубым по составу являются флювиогляциальные пески. Более молодые по возрасту аллювиальные пески, образовавшиеся за счет размыва и переотложения рекой более древних флювиогляциальных отложений, являются, как правило, более однородными и более дисперсными. Прибрежно-морские пески, формирующиеся в районе впадения реки в морской бассейн, являются еще более дисперсными.

Степень однородности гранулометрического состава песчаных грунтов разнообразна. Она может изменяться по простиранию и разрезу даже в пределах одной песчаной толщи. Наибольшая однородность характерна для эоловых и морских песков, представленных монодисперсными разностями. Такие же по составу пески нередко встречаются в толще аллювиальных отложений равнинных рек. Бидисперсные разности песков встречаются в разрезах этих генетических типов отложений, а также в разрезах флювиогляциальных образований. Полидисперсные разности песков широко распространены среди отложений различных генетических типов, сформировавшихся в горных областях.

Для песков различного генезиса, происхождение которых связано с движением потоков воды (аллювиальных, пролювиальных, флювиогляциальных и др.), характерно закономерное (нестационарное) увеличение их дисперсности по мере удаления от источника сноса. Наиболее отчетливо это явление выражено в разрезах аллювиальных песков по долинам рек Волга, Надым, Пур и Таз (рис. 18.4).

Минеральный состав песков также неодинаков. В их составе встречаются многие минералы, но лишь 25—30 из них присутствуют в практически значи-

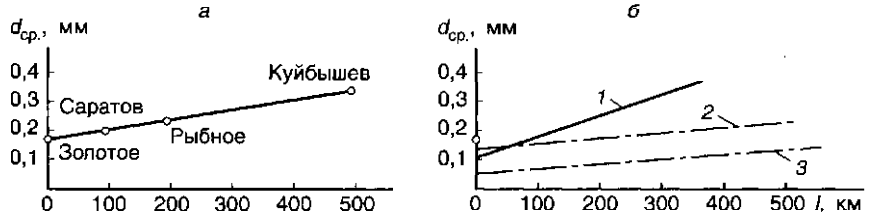


Рис. 18.4. Изменение среднего диаметра частиц современных русловых песков р. Волги (*а — по Л.Б.Рухину, 1947*) и аллювиальных песков первой надпойменной террасы рек Надым (*1*), Пур (*2*) и Таз (*3*) (*б — по В.Т.Трофимову и П.А.Филькину, 1976*)

мых количествах. По данным Гроута, средний минеральный состав песчаных грунтов характеризуется следующими особенностями: кварц — 70%, полевые шпаты — 8, каолинит — 8, кальцит — 7, доломит — 3, хлорит — 1, остальные минералы — 3%. Эти данные говорят о том, что кварц и полевые шпаты играют наибольшую роль в составе песков. Именно кварцевые и кварцево-полевошпатовые пески наиболее распространены. Другие разности мономинеральных и биминеральных песков (слюдистые, роговообманковые, гранатовые, гипсовые и др.) встречаются существенно реже. Однако и они могут попадать в сферу интересов инженер-геологов (нефелиновые пески Кольского полуострова, известковые и гипсовые в засушливых пустынных и полупустынных районах и др.).

В большинстве районов СНГ песчаные грунты незасоленные. Содержание легко- и среднерастворимых солей в них составляет сотые доли процента. Однако в южных районах страны нередко встречаются засоленные разности песков, содержащие более 0,3% легкорастворимых солей. Они могут быть представлены как континентальными, так и морскими образованиями. Генезис засоления в них различен. В толщах морских песков развиты сингенетичные соли, которые сформировались на ранних стадиях диагенеза толщи в аридных условиях (например, по побережью Каспийского моря). В толщах аллювиальных, пролювиальных и других типов песков повышенное содержание солей обусловлено, как правило, континентальным засолением, связанным с повышением уровня подземных вод в результате естественных и антропогенных причин.

Следует подчеркнуть, что пески практически всегда в разной степени ожелезнены. Содержание железа (в основном окисных его соединений) может достигать нескольких процентов в сильноожелезненных песках и супесях и составлять лишь сотые доли процента в слабоожелезненных и неожелезненных разностях. Железо в них, как и в других типах грунтов, может быть первичным и вторичным, находиться в окисной и закисной формах. К первичным формам железа относятся соединения, сохранившиеся от разрушения магматических и метаморфических пород (феррисиликаты). К вторичным формам относят соединения, возникшие в процессах выветривания и почвообразования. В зоне аэрации железо накапливается в виде окисных соединий, главным образом гидроокиси и буровато-желтого вещества, представленного смешаннослойным глинистым минералом гидрослюдисто-нонтронитового типа. В зоне насыщения окисные формы железа переходят в закисные (например, Fe_2O_3, $Fe(HCO_3)_2$ и др.), многие из которых находятся в подвижных формах и существенно влияют на динамику изменения свойств песчаных грунтов.

Песчаные грунты нередко содержат растительные остатки. Если их количество не превышает 3%, то их наличие не отражается в названии песчаного грунта. При содержании растительных остатков от 3 до 10% к названию песков добавляется «с примесью растительных остатков». Если же содержание растительных остатков выше 10%, то грунт относится к категории заторфованных. Эти разности, а также песчаные грунты с примесью растительных остатков достаточно часто отмечаются в центральных и северных районах страны в разрезе аллювиальных, озерно-аллювиальных, озерных, лагунных и прибрежно-морских песчаных толщ.

Особенности гранулометрического и химико-минерального состава обусловливают небольшую емкость обмена рассматриваемых грунтов. Ее величина

у песков (включая пылеватые) обычно составляет 1—2 мг·экв на 100 г грунта, у супесей она возрастает до 2—6 мг·экв.

Влажность (весовая) песков изменяется от 1—2 до 25—30%. В верхней части разреза (выше капиллярной каймы) пески обладают небольшой влажностью — 1—5%. В зоне капиллярного увлажнения влажность песков закономерно увеличивается и достигает максимума у уровня грунтовых вод. В зоне насыщения весовая влажность обычно составляет 25—30% (объемная влажность песков, по данным П.И.Фадеева, чаще всего составляет 36—40%, иногда она возрастает до 50—53%). По физическому состоянию вода в песках и легких супесях относится к воде капиллярной и гравитационной. В большинстве районов поровая влага песков не содержит сколько-нибудь значительного количества солей. Однако в аридных районах поровые воды часто сильно минерализованы (вплоть до рассолов). Высокая минерализация характерна и для подземных вод, заключенных в песках, развитых по берегам морей.

Строение песчаных грунтов. Различные условия формирования и последующей жизни обусловили неодинаковое строение песчаных грунтов и сложенных ими толщ. Среди них обособляются однородные и неоднородные разности. Неоднородность строения толщ может быть обусловлена различными причинами: прослоями песков различной дисперсности, глинистых, торфяных и других грунтов, переслаиванием песков с различными текстурными особенностями и др. Однородные по строению песчаные толщи характерны для разрезов эоловых, морских, реже водно-ледниковых отложений. Неоднородные песчаные толщи могут быть в отложениях любого генезиса.

Для песков характерно слоистое сложение. Среди слоистых текстур, характер которых целиком определяет их генезисом, преобладают косо- и горизонтально-слоистые текстуры. Различные типы первых характерны для эоловых, русловых аллювиальных, дельтовых, прибрежно-морских, водно-ледниковых песков. Горизонтально-слоистые текстуры типичны для песков пойменной и старичной фации аллювия; они встречаются в разрезах водно-ледниковых и морских отложений. Неслоистые разности песчаных пород характерны для элювиальных песков.

Степень окатанности частиц, слагающих пески, достаточно разнообразна. Она определяется многими факторами, существенную роль в которых играют размер частиц, минеральный состав, характер и условия переноса (см. гл. 9). Наиболее интенсивно окатываются грубо-, крупно- и среднезернистые песчаные частицы; тонкозернистые песчаные и крупнопылеватые частицы окатываются в процессе переноса в наименьшей степени (рис. 18.5). Это обусловливает наличие в одном песчаном грунте частицы с разной степенью окатанности: от округлых, хорошо окатанных, до неокатанных, угловатых. Однако среди песков одинакового генезиса крупно- и среднезернистые разности всегда более хорошо окатанные по сравнению с мелкозернистыми и пылеватыми.

Влияние генезиса на степень окатанности песчаных частиц столь же рельефно. Наиболее хорошо окатаны эоловые пески. Окатанность морских песков изменяется в бо-

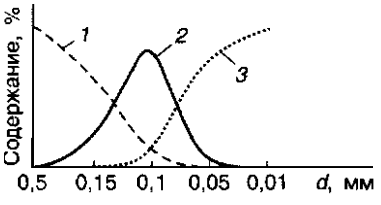


Рис. 18.5. Взаимосвязь окатанности зерен с их размером у песчаных грунтов (*по П.И.Фадееву, 1969*):

1 — окатанные зерна; *2* — полуокатанные; *3* — неокатанные (угловатые)

лее широком диапазоне — от слабой и средней до хорошей. Для аллювиальных песков характерна средняя степень окатанности частиц, для пролювиальных — слабая и средняя. Делювиальные пески, как правило, окатаны очень слабо. Следует подчеркнуть, что наименьший размер частиц, подвергающихся окатыванию, возрастает с 0,02 мм у эоловых до 0,08 мм у делювиальных песков.

Поверхность частиц может быть ровной и неровной, бугорчатой, полированной или матовой, граненой и изъеденной. Их поверхность часто покрыта железистыми, глинистыми и смешанными пленками («рубашками», по А.Н.Соколовскому), которые влияют на свойства песков. Наиболее неблагоприятными особенностями (пониженной прочностью, повышенной сжимаемостью, нередко способностью к разжижению при динамических нагрузках и др.) обладают пески с глинистыми рубашками на поверхности частиц.

Одним из основных признаков, определяющих строение песков, является пространственное расположение песчаных зерен, определяющих плотность грунта. Рыхлые пески наиболее характерны для элювиальных, делювиальных, пролювиальных и эоловых отложений. Они также могут встречаться в разрезах аллювиальных отложений, особенно современных, и дельтовых образований. Наиболее распространенными являются средние по плотности пески, которые типичны для разрезов аллювиальных, флювиогляциальных и прибрежно-морских образований. Среди них отмечаются плотные разности песков, наиболее характерные для песчаных отложений зоны прибоя.

Свойства песчаных грунтов. Плотность твердых частиц наиболее широко распространенных песчаных грунтов, не содержащих легкорастворимых солей и органических веществ кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава, чаще всего 2,65—2,66 г/см^3. Присутствие легкорастворимых солей и особенно органики резко снижает эту величину до 2,55—2,60 г/см^3, иногда и ниже. Повышенное содержание тяжелых минералов обусловливает возрастание плотности твердых частиц песков до 2,70 г/см^3, иногда и выше.

Плотность скелета песчаных грунтов изменяется в более широком диапазоне: от 1,45—1,50 до 1,80—1,85 г/см^3, очень редко выше. У песков, содержащих значительную примесь органических веществ, она может снижаться до 1,20—1,35 г/см^3, а в разрезах песков всех генетических типов чаще всего 1,55—1,75 г/см^3. У неоднородных, разнозернистых песков она обычно выше.

Общая пористость песков изменяется от 25—30 до 50—55%, чаще 35—45%. Пористость обычно возрастает при увеличении дисперсности песчаных грунтов. Например, среднеарифметическое значение пористости крупных в разрезе песков современного аллювия р. Надым (север Западно-Сибирской плиты) составляет 39%, песков средней крупности — 41%, песков мелких — 42%, песков пылеватых — 45%, легких супесей — 50% (аналогичная закономерность характерна и для разрезов аллювия надпойменных террас). Размер пор в песчаных грунтах, наоборот, уменьшается при возрастании их дисперсности: у среднезернистых песков средний размер 88 мкм, а у супесей легких 48 мкм (рис. 18.6). Увеличение степени неоднородности песков также приводит к уменьшению размера пор.

Основными факторами, определяющими значение плотности и пористости песчаных грунтов, являются литологический состав и строение толщи, целиком обусловленные генезисом, и степень литификации, во многом зависящая от возраста и глубины залегания песков (рис. 18.6, 18.7). Анализ этих и

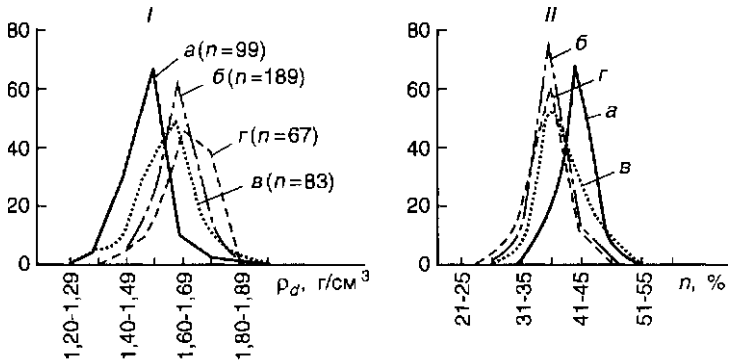


Рис. 18.6. Распределение значений плотности скелета (I) и пористости (II) талых песков долины р. Пур в разрезах поймы (*а*), первой (*б*), второй (*в*) и третьей (*г*) надпойменных террас (*по В.Т.Трофимову и Н.А.Филькину, 1976*)

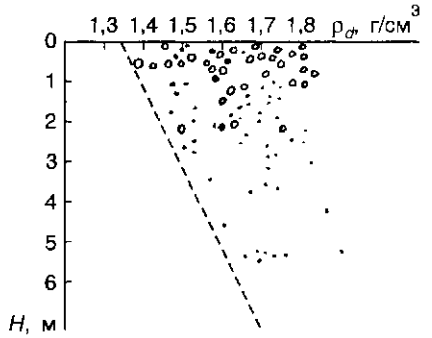


Рис. 18.7. Зависимость плотности скелета среднечетвертичных водно-ледниковых надморенных (точки) и подморенных (кружки) песков от глубины их залегания (*по П.И.Фадееву, 1969*)

других данных свидетельствует, что наибольшее влияние на физические свойства песков оказывает генетический фактор (через состав грунтов). Роль возраста и глубины залегания для песчаных грунтов выражена существенно менее рельефно по сравнению с глинистыми. Это обусловлено тем, что процессы литификации в песках протекают очень медленно, а их уплотнение под нагрузкой (в частности, от веса вышележащих грунтов) весьма незначительно.

Специфическое свойство песчаных грунтов — их относительно высокая водопроницаемость. Коэффициент фильтрации пылеватых песков обычно не превышает 1 м/сут, мелко-, средне- и крупнозернистых — 40—50 м/сут. Наибольшее значение коэффициента фильтрации характерно для песков гравелистых — до 80—100 м/сут, а в отдельных случаях и более.

Высота капиллярного поднятия в песках тесно связана с их дисперсностью. В крупнозернистых песках ее величина составляет 3—12, среднезернистых — 15—35, мелкозернистых — 35—100 см. В супесях высота капиллярного поднятия возрастает до 1—1,5 м. Следует подчеркнуть, что пески одинакового гранулометрического состава и сложения разного генезиса отличаются по высоте капиллярного поднятия весьма незначительно.

Водоотдача песчаных грунтов также определяется в основном гранулометрическим составом и характером сложения. В гравелистых и крупнозернистых песках она максимальна (0,25—0,35). Коэффициент водоотдачи среднезернистых песков 0,20—0,25, мелкозернистых 0,15—0,20, пылеватых песков и супесей легких 0,10—0,15.

В песчаных грунтах при определенных условиях может развиваться суффозия — процесс перемещения и выноса фильтрационным потоком мелких частиц, в результате чего происходит увеличение пористости песков, снижение

их прочности и устойчивости в откосах. Она определяется, с одной стороны, составом и структурными особенностями грунта, а с другой — скоростями и градиентами фильтрационного потока в грунте. Теоретически внутренняя суффозия (вынос частиц из толщи грунта) не может возникнуть, если минимальный размер частиц грунта больше или равен размеру фильтрационного хода пор песчаного грунта. При выполнении этого условия в грунтах при любых скоростях и градиентах напора фильтрационного потока суффозия возникнуть не может, и грунты называются несуффозионными в отличие от суффозионных, в которых возможна внутренняя суффозия. К последней группе относятся многие песчаные и супесчаные неоднородные по составу грунты.

Для ориентировочного суждения о суффозионных свойствах грунта используют коэффициент неоднородности ($K_н = d_{60}/d_{10}$). К несуффозионным относятся песчаные грунты с $K_н < 10$, к суффозионным — с $K_н > 20$. Грунты переходной области, по данным В.С.Истоминой (1957), могут относиться как к суффозионным, так и несуффозионным. Для более детальной оценки суффозионных свойств грунтов проводят специальный анализ формы интегральных кривых гранулометрического состава (Кондратьев, 1958; Лубочков, 1965).

Сжимаемость песчаных грунтов ниже, чем у связных. Под влиянием статических нагрузок они уплотняются очень слабо. Воздействие же динамических нагрузок вызывает интенсивное виброуплотнение песчаных грунтов, особенно песков рыхлого и среднего по плотности сложения.

Модуль деформации песчаных грунтов изменяется от 10—11 до 45—50 МПа. Он закономерно уменьшается с увеличением дисперсности песка и уменьшением его плотности (табл. 18.1).

Изменение степени водонасыщения песчаных грунтов естественной влажности мало сказывается на величине сжимаемости грунтов. Увлажнение же воздушно-сухих песков сопровождается быстрой дополнительной деформацией (просадкой), величина которой в зависимости от начальной плотности, дисперсности и давления при нагрузках до 0,3—0,4 МПа может составлять даже 1—2,5% (см. гл. 14). Эта дополнительная деформация заметно проявляется лишь у песков со степенью плотности менее 0,70.

Таблица 18.1

Нормативные значения удельных сцеплений ($C_н$, МПа), углов внутреннего трения ($\varphi_н$, град) и модулей деформации (E, МПа) песчаных грунтов

(по СНиП II-15-74)

Виды песчаных грунтов	Обозначения характеристик грунтов	Характеристики грунтов при коэффициенте пористости			
		0,45	0,55	0,65	0,75
Пески гравелистые и крупные	$C_н$	0,002	0,001		
	$\varphi_н$	43	40	38	—
	E	50	40	30	
Пески средней крупности	$C_н$	0,003	0,002	0,001	
	$\varphi_н$	40	38	35	
	E	50	40	30	—
Пески пылеватые	$C_н$	0,008	0,006	0,004	0,002
	$\varphi_н$	36	34	30	26
	E	39	23	18	11

Сопротивление сдвигу песчаных грунтов существенно выше по сравнению с глинистыми и лёссовыми. Оно закономерно возрастает с уменьшением дисперсности и увеличением плотности песков (табл. 18.1). Прочность песков в откосах, через который фильтруется вода, снижается на 15—30%. Основной причиной ее снижения является воздействие гидродинамического давления, стремящегося передвинуть частицы вниз откоса.

Специфическое свойство песчаных грунтов — плывунность, или способность водонасыщенных песков и супесей переходить в разжиженное состояние при вскрытии их горными выработками. Это явление чаще всего происходит под влиянием гидродинамического давления фильтрационного потока. К такому же итогу — разжижению песков и переходу их в подвижное состояние — приводит воздействие динамических нагрузок на песчано-коллоидные тиксотропные грунты. Последние встречаются среди аллювиальных отложений, особенно старичных, в толщах дельтовых, лагунных и озерных песков.

В заключение отметим, что изменение песчаных и крупнообломочных грунтов в процессе диагенеза весьма незначительно. Кривая их природного уплотнения имеет очень пологий характер. При увеличении давления (например, за счет веса вышележащих пород) на 0,5—0,6 МПа пористость песка уменьшается всего лишь на 1—2%, причем степень заполнения пор песка водой не оказывает существенного влияния на крутизну кривой их природного уплотнения. В силу этого геологически разновозрастные пески одинакового генетического типа и близкие по дисперсности и минеральному составу обладают сходными инженерно-геологическими особенностями.

В процессе фильтрации природных вод через толщи песчаных и крупнообломочных грунтов в их поры может вноситься пылеватый и глинистый минерал. Кроме того, из растворов могут выпадать в осадок гипс, кальцит, кремнекислота, гидроокислы железа и др. Появление этих веществ в толще несцементированных обломочных грунтов приводит не только к увеличению плотности последних, но и вызывает образование прочных кристаллизационных связей между отдельными частицами в результате их цементации. В конечном итоге в течение геологической жизни несцементированные крупнообломочные породы и пески превращаются в конгломераты, брекчии и песчаники, т.е. в грунты с жесткими кристаллизационными связями.

18.2. Связные грунты

Связные грунты объединяют широкий круг осадочных образований. Среди них в качестве типов выделяются минеральные, органоминеральные и органические грунты (см. табл. 16.8). Первые представлены глинистыми и лёссовыми грунтами, вторые — илами, сапропелями и заторфованными грунтами, третьи — торфами.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ И ПЫЛЕВАТЫЕ (ЛЁССОВЫЕ) СВЯЗНЫЕ ГРУНТЫ

Глинистые и пылеватые грунты сформировались под влиянием процессов выветривания и денудации, когда наряду с агентами физического выветривания активно действовали агенты химического выветривания. Благодаря этому сформировались высокодисперсные грунты, содержащие вторичные образования — глинистые минералы. Эти грунты по своим особенностям существенно отличаются от крупнообломочных и песчаных. Наиболее характерной их

чертой является резкое изменение прочности при взаимодействии с водой: в сухом состоянии связные грунты имеют высокую прочность, с ростом влажности она уменьшается, а при большом содержании воды грунт может совсем потерять прочность и перейти в текучее состояние. Пористость связных грунтов, как правило высокая. Но несмотря на это, величина их водопроницаемости незначительна, так как среди пор преобладают микропоры.

Глинистые и пылеватые (лёссовые) грунты отличаются по составу и главное — поведением при увлажнении: глинистые грунты при этом набухают, многие разности лёссовых грунтов дают просадку.

ПЫЛЕВАТЫЕ (ЛЁССОВЫЕ) ГРУНТЫ

Подразделение и распространение лёссовых грунтов. Эти грунты представлены континентальными породами различного происхождения, содержащими более 50% частиц размером 0,05— 0,005 мм и обладающие высокой пористостью и наличием макропор. В целом это песчано-глинисто-пылеватые грунты. Для многих их разновидностей свойственна просадочность. Среди них выделяются лёссы и лёссовидные грунты.

Лёссы являются наиболее типичными представителями пород этой подгруппы. Для них характерно очень высокое (обычно более 50%) содержание тонкопесчаных (0,1—0,05 мм) и крупнопылеватых (0,01—0,05 мм) частиц и небольшое количество глинистых (до 16%, согласно классификации С.С.Морозова), которые находятся в агрегированном состоянии. Они очень однородные, макропористые, обычно карбонатные, как правило, просадочные (по В.Т.Трофимову, лёссы — грунты, просадочные при природной нагрузке).

Лёссовидные грунты по составу могут приближаться к суглинкам, супесям или глинам. Для них характерно преобладание частиц 0,01—0,001 мм, которые вместе с глинистыми частицами образуют микроагрегаты. Лёссовидные породы занимают как бы промежуточное место между лёссами и глинистыми грунтами. Поэтому свойства, характерные для лёссовых грунтов, у них выражены менее четко, чем у лёссов: эти грунты, как правило, просадочны при дополнительных нагрузках.

Грунты этой подгруппы распространены очень широко. Они встречаются на всех континентах, но особенно широко в Европе, Азии и Америке. Общая площадь, занятая лёссовыми породами на земном шаре, 13 млн км^2. Северная граница их распространения в Европе опускается до 62° с.ш., в Азии она проходит гораздо севернее, а южная граница достигает 28° с.ш. В тропических и субтропических областях они не встречаются.

Площадь, покрытая лёссовыми грунтами, на территории СНГ достигает 3,3 млн км^2, что составляет около 14% континентальной части страны. Они лежат почти сплошным покровом на большей части территории Украины и юга европейской части России. Обширные площади покрыты лёссовыми породами в Средней Азии, Закавказье и Западной Сибири. Достаточно часто они встречаются в Белоруссии, Поволжье, центральных областях европейской части России, Якутии и в других районах.

По условиям залегания лёссовые породы повсеместно занимают покровное положение. Между лёссовой толщей и подстилающими породами может наблюдаться или четко выраженная граница, или постепенный переход.

Мощность лёссовых грунтов колеблется от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. В северных районах, где лёссовые толщи развиты

спорадически, их мощность обычно составляет 5—10 м. В районах сплошного распространения (юг Украины, Северный Кавказ) она повышается до 30—50 м и более. Наиболее мощные толщи лёссовых пород (до 100—130 м) обнаружены в Предкавказье и Средней Азии в межгорных впадинах. В пределах равнинных областей мощность лёссовых толщ возрастает от первой надпойменной террасы к междуречным (водораздельным) пространствам. Для предгорных и горных районов, наоборот, характерно увеличение мощности лёссовых пород по мере приближения к долинам рек: здесь наиболее мощные толщи лёссовых пород приурочены к депрессиям.

Состав лёссовых грунтов. *По гранулометрическому составу* лёссовые породы представляют собой разнообразные грунты, начиная от пылеватых песков и кончая лёссовидными глинами. Но для всех их разностей характерно, как уже отмечалось выше, высокое содержание пылеватых частиц (как правило, более 50%).

Наиболее однородными по гранулометрическому составу являются лёссы. Во всех районах они характеризуются высоким содержанием крупнопылеватых частиц (0,05—0,01 мм), ничтожным количеством частиц крупнее 0,25 мм и небольшим содержанием глинистой фракции (не более 16%). Лёссовидные породы характеризуются более разнообразным гранулометрическим составом. Среди них выделяются лёссовидные пески, лёссовидные супеси, лёссовидные суглинки и даже лёссовидные глины.

В природных условиях лёссовые породы находятся в агрегированном состоянии. Об этом свидетельствуют данные микроагрегатного анализа, указывающего на абсолютное преобладание пылеватого материала в составе рассматриваемых пород. Содержание глинистых частиц составляет в этом случае обычно не более 1—2%.

Минеральный состав лёссовых грунтов весьма специфичен. Все представители грунтов этой группы — полиминеральные образования. В их состав входит большое количество минералов, основная масса которых представлена первичными кластическими формами.

В состав крупных фракций лёссовых пород (частицы крупнее 5 мм) входит более 50 различных минералов, их них лишь 10—15 минералов являются породообразующими, а остальные относятся к акцессорным. 99—99,8% всех этих минералов представлены минералами легкой фракции с плотностью менее 2,75 г/см^3. Среди этой сравнительно большой группы минералов главная роль принадлежит кварцу и полевым шпатам: карбонаты, слюда, гипс и другие минералы содержатся в меньшем количестве. В лёссовых грунтах областей предгорий и склонов гор кварц и полевые шпаты содержатся примерно в равных количествах, а в лёссовых образованиях низменных равнин кварц всегда преобладает над полевыми шпатами. Подобные различия наблюдаются и в тяжелых фракциях минералов.

В тонкодисперсных фракциях лёссовых грунтов встречается до 25 коллоидно-дисперсных минералов. Среди них наиболее распространенными, слагающими основную часть тонких фракций лёссовых пород являются гидрослюды, кварц, кальцит, монтмориллонит и каолинит. Остальные коллоидно-дисперсные минералы имеют второстепенное значение и присутствуют обычно в виде незначительных примесей.

Самое большое различие в ассоциациях коллоидно-дисперсных минералов наблюдается между лёссовыми породами низменных равнин, с одной

стороны, и предгорий и склонов — с другой. Так, в пределах низменных равнин в глинистой фракции лёссовых пород главной составной частью являются гидрослюды, монмориллонит и каолинит, а в горных и предгорных областях — гидрослюды и кварц (монтмориллонит и каолинит встречаются гораздо реже). Для отдельных районов отмечаются также различия в составе и содержании второстепенных коллоидно-дисперсных минералов. Однако эти различия практического значения для определения свойств лёссовых пород не имеют.

Многочисленные минералогические анализы лёссовых пород по фракциям позволили установить связь размерности частиц с составом минералов. Еще в 1932 г. С.С.Морозов показал, что одни и те же гранулометрические фракции лёссовых пород близки по своему минералогическому и химическому составу и свойствам. Позже В.П.Ананьевым было установлено, что каждая гранулометрическая фракция лёссовых пород имеет достаточно постоянную ассоциацию преобладающих минералов (см. гл. 7).

В лёссовых породах наряду с минеральными веществами содержится и *гумус*. Он приурочен к гумусированным прослоям и погребенным почвам, где его содержание не превышает 1,2%. В лёссах, залегающих между погребенными почвами, содержание гумуса всегда меньше 1%. Наличие этого соединения, обладающего высокой гидрофильностью и способностью к набуханию, затрудняет проявление просадок в лёссовых породах.

Одной из наиболее характерных черт лёссовых пород является их *карбонатность*. В лёссовых породах европейской части СНГ количество карбонатов изменяется от 0,1 до 20%, закономерно увеличиваясь с севера на юг (от районов с повышенным увлажнением к засушливым районам). Суммарное содержание углекислой извести ($CaCO_3$+$MgCO_3$) в лёссах Западной Европы изменяется от 0 до 35%, причем около 10% из них составляет $MgCO_3$. В лёссах Средней Азии содержание карбонатов обычно составляет 15—25%.

Карбонаты находятся в различных гранулометрических фракциях лёссовых пород. Исследования С.С.Морозова показали, что в пылеватой фракции лёссов содержится от 59 до 84% (лёссы бассейна Днепра) общего количества карбонатов в этих грунтах, причем большая часть этих карбонатов сосредоточена в крупнопылеватой фракции. Абсолютное содержание карбонатов в тонкодисперсных фракциях невелика, но относительное содержание в глинистой и пылеватой фракциях значительное: до 30—40% их состава представлены карбонатами.

Очень важным является вопрос об участии карбонатов в формировании прочности лёссовых пород. Многочисленные данные свидетельствуют о наличии взаимосвязи между прочностью породы и содержанием карбонатов. Это становится понятным, если учесть, что карбонаты, особенно высокодисперсные, создают достаточно прочные, слаборастворимые кристаллизационные связи между отдельными частицами в лёссовых породах. Кроме того, они обусловливают значительную насыщенность поглощающего комплекса лёссов кальцием, что приводит к агрегации глинистой и коллоидной фракции.

В лёссовых породах наряду с труднорастворимыми карбонатами содержатся и другие *водорастворимые соединения*. Из средне- и легкорастворимых солей в них наиболее широко распространены гипс и хлористый натрий. Кроме того, встречаются Na_2SO_4, $CaCl_2$, $MgSO_4$, $MgCl_2$, $NaNO_3$ и Na_2CO_3, являющиеся легкорастворимыми солями. Общее количество водорастворимых со-

лей, характеризуемое плотным остатком водных вытяжек, в лёссовых породах обычно изменяется от 0,02 до 2,6%. В ряде районов Средней Азии содержание легкорастворимых солей достигает 5%. В целом засоленность лёссовых пород уменьшается по мере удаления от засушливых районов и морских побережий.

Главными *обменными катионами* в лёссовых грунтах являются кальций и магний, составляющие обычно около 90% емкости обмена. Преобладание двухвалентных обменных катионов, обусловливающих сильную агрегацию тонкодисперсных фракций и подавление «глинистых» свойств, благоприятствует формированию и проявлению просадочных свойств лёссовых грунтов.

Естественная весовая влажность лёссовых грунтов изменяется в широких пределах — от 1 до 40%. Наиболее часто она колеблется от 5 до 20—25%. Ее величина зависит от климатических и гидрогеологических условий местности. В засушливых районах с глубоким залеганием грунтовых вод (Средняя Азия, юг Украины, Ставрополье) лёссовые породы имеют, как правило, небольшую естественную влажность (3—15%). В областях с большим количеством атмосферных осадков и неглубоким залеганием грунтовых вод (центр европейской части России, север Украины, Западная Сибирь) влажность лёссовых пород (16—35%) обычно выше влажности нижнего предела пластичности.

Между естественной влажностью лёссовых пород и их просадочностью существует достаточно тесная взаимосвязь: обычно просадочные лёссы имеют низкую естественную влажность (не выше 15—20%).

Строение лёссовых грунтов. Строение лёссовых толщ характеризуется рядом специфических черт. К их числу относятся: 1) большая однородность и очень плохая выраженность слоистости во многих толщах; 2) наличие погребенных почв и гумусированных прослоек (наиболее часто встречаются погребенные почвы степного типа, а также дерново-подзолистые, подзолистые, лугово-черноземные и лугово-болотные); 3) наличие прослоев песка и гравийно-галечникового материла (в предгорных районах Кавказа и Средней Азии) мощностью от нескольких сантиметров до первых метров; 4) присутствие в ряде районов (Украина, Кубань и др.) прослоев вулканического пепла мощностью до 1 м; 5) наличие макропор и пустот органического происхождения (кротовин, червеходов и др.); 6) развитие горизонтов конкреций карбонатов, гипса, марганцевых стяжений и других размером от 2—3 мм до 20 см, редко более; 7) наличие столбчатой отдельности в верхней части естественных разрезов.

Одним из важнейших элементов структурной характеристики лёссовых грунтов является их пористость, характеризующая в общих чертах плотность упаковки частиц и их агрегатов. Ее величина колеблется от 30 до 65%. Наиболее часто встречающиеся значения 45—55%. Такая высокая пористость наряду с другими причинами способствует проявлению просадочных свойств лёссовых грунтов при увлажнении. Исследования А.К.Ларионова показали, что наибольшее значение в формировании просадочности имеет межчастичная пористость, величина которой изменяется от 13 до 35%. Степень просадки за счет макропористости, величина которой не превышает 8% (обычно 2—6%), невелика, поскольку значительная часть макропор, особенно органогенных, имеет сильно уплотненные стенки, увеличивающие водопрочность грунта.

Большую роль в формировании просадочности лёссовых грунтов играют строение и взаимное расположение структурных элементов, образующих мезо- и микроструктуру грунта. А.К.Ларионов показал, что в лёссовых породах пес-

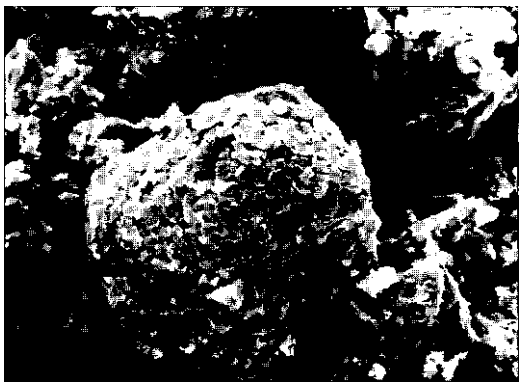
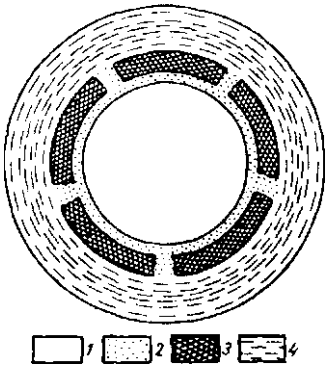


Рис. 18.8. Глобулярный агрегат из лёссовидного суглинка

чаные и крупнопылеватые частицы как бы плавают в общей коллоидно-дисперсной массе, непосредственно не контактируя друг с другом. Последующими исследованиями Н.Н.Комиссаровой (1977) выяснено, что структурные элементы лёссовых пород имеют сложное строение и представляют собой концентрические глобулярные агрегаты эллипсовидной формы (рис. 18.8), состоящие из первичных минеральных частиц, покрытых «рубашками» из тонкодисперсного вещества. Ядро такого агрегата составляют блоки первичного кварца (реже полевого шпата) размером 0,05—0,01 мм. Оно окружено тонкой кальцитовой «дырчатой» оболочкой, поверх которой располагается поверхностная «рубашка» сложного состава. В ней преобладают глинистые минералы (гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные минералы, в меньшей степени каолинит и хлорит), окислы железа, тонкодисперсный кварц и кальцит (рис. 18.9).

Контакты между отдельными структурными элементами лёссовых грунтов осуществляются через глинистые минералы поверхностных «рубашек». Своды имеют ионно-электростатическую природу. Доля контактов, обусловленных карбонатами и другими солями, ничтожно мала (Минервин, Комиссарова, 1979). Благодаря этим связям глобулярные агрегаты связаны между собой в более крупные структурные единицы — микроагрегаты, размер которых более 0,1 мм. Последние являются неустойчивым элементом структуры лёссовых грунтов. Они легко разрушаются на отдельные глобулы при взаимодействии грунта с водой, что обусловливает развитие просадочных явлений.

Свойства лёссовых грунтов. Рассматривая свойства пород, необходимо иметь в виду, что лёссовые образования, являющиеся полидисперсными, полиминеральными образованиями с различными типами структур, формируются в результате различных генетических, диагенетических и эпигенетических процессов. Большое разнообразие факторов, действующих в условиях континентальной поверхности, неизбежно приводит к разнотипности лёссовых пород по их инженерно-геологическим свойствам.



Плотность твердых частиц лёссовых грунтов, распространенных в пределах СНГ, колеблется от 2,54 до 2,84 г/см^3, чаще 2,60—2,75 г/см^3. Среднее значение удельного веса составляет 2,67 г/см^3. Наиболее низкие значения этого показателя свойственны гумусированным лёссовым породам (2,54—2,60 г/см^3).

Рис. 18.9. Схема строения глобулярного агрегата — основного структурного элемента лёссового грунта (*по Н.Н.Комиссаровой*):

1 — кварц; *2* — гель аморфной SiO_2; *3* — $CaCO_3$; *4* — глинистые частицы $+Fe_2O_3$ + аморфная SiO_2 + $CaCO_3$ + кварц

Плотность лёссовых грунтов колеблется от 1,33 до 2,03 г/см^3. Ее величина, зависящая от влажности, в известной степени является величиной зональной: в засушливых районах плотность имеет меньшее значение по сравнению с гумидными областями.

Плотность скелета лёссовых пород колеблется от 1,12 до 1,79 г/см^3, чаще 1,40—1,60 г/см^3. Ее величина во многих районах увеличивается с глубиной. Она коррелируется с просадочностью: существует общая тенденция к понижению просадочности при плотности скелета лёссовых грунтов более 1,40 г/см^3. Однако в ряде районов лёссовые грунты с более высокой плотностью скелета также оказались просадочными.

Отсутствие прямой зависимости между плотностью лёссовых пород и их просадочностью можно объяснить тем, что она отражает лишь общую пористость и совершенно не дает представления о качественной характеристике пористости. Между тем разные типы пористости играют далеко не одинаковую роль в формировании просадочных свойств рассматриваемого типа грунтов.

Лёссовые породы характеризуются невысокой пластичностью. Их число пластичности обычно колеблется в пределах 4—10, лёссовидных суглинков — 7—18; лишь у лёссовидных глин, развитых сравнительно нешироко, число пластичности выше (до 25—30).

Одним из наиболее характерных признаков лёссовых грунтов является их низкая водопрочность. Она выражается в их быстром размокании и значительной размываемости. Именно это свойство благоприятствует развитию оврагов в районах распространения лёссовых толщ.

Между водопрочностью и просадочностью лёссовых пород существует взаимосвязь. Так, лёссовая порода с плотностью 1,44—1,45 г/см^3 при размокании в воде в течение 15—45 с обладала значительной просадочностью, а при размокании в течение 45—120 с — гораздо меньшей просадочностью. Если же время размокания было больше 5—10 мин, то порода, как правило, оказывалась непросадочной.

Водопроницаемость лёссовых грунтов изменяется в широких пределах: коэффициент фильтрации колеблется от 0,001 до 8,5 м/сут (обычно менее 0,1—0,5 м/сут). Для этих грунтов характерна анизотропия водопроницаемости: значение коэффициента фильтрации в вертикальном направлении в 1,5—15 раз (иногда и больше) выше, чем в горизонтальном. Кроме того, установлено изменение (уменьшение) коэффициента фильтрации лёссовых грунтов во времени, которое в основном объясняется двумя причинами: набуханием глинистой части пород, перекрывающей ход воде, и явлением кольматации.

Сжимаемость лёссовых грунтов изменяется в широких пределах: величина коэффициента сжимаемости в интервале нагрузок 0,1—0,2 МПа колеблется от 0,05 до 0,67 МПа$^{-1}$. Она теснейшим образом связана с влажностью пород, а также с их структурными особенностями. Лёссы и лёссовидные грунты, имеющие небольшую естественную влажность, обладают незначительной сжимаемостью: осадка их под нагрузкой очень невелика. Увеличение влажности, а тем более насыщение пород водой, резко снижает их сопротивление сжатию (рис. 18.10).

Величина модуля деформации лёссовых грунтов изменяется от 2—3 до 50—55 МПа. Наиболее высокие значения модуля деформации свойственны породам с влажностью ниже 17—18%. Модуль деформации сильно увлажнен-

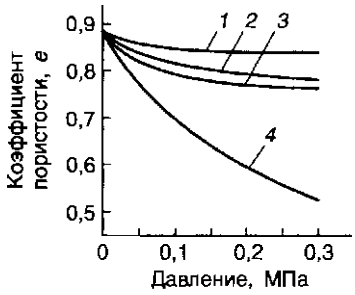


Рис. 18.10. Изменение сжимаемости лёссовой породы с зернистой мезоструктурой по мере увеличения ее влажности (*по А.К.Ларионову*):
1 — $W = 4{,}6\%$; *2* — $W = 11{,}3\%$; *3* — $W = 15{,}7\%$; *4* — $W = 31{,}3\%$

ных лёссовых пород (с влажностью более 20—25%), как правило, ниже 15 МПа. У пород в водонасыщенном состоянии его величина в большинстве случаев оказывается меньше 4,5—5 МПа.

Просадочность — типичное свойство лёссовых пород. Она выражается в их способности уменьшать свой объем при увлажнении, в результате чего происходит просадка поверхности земли и деформация инженерных сооружений. Максимальные значения коэффициента относительной просадочности лёссовых грунтов некоторых районов СНГ на глубине 2—4 м приведены в табл. 18.2.

Таблица 18.2

Максимальные значения коэффициента относительной просадочности лёссовых пород в различных районах

(по Ю.М.Абелеву и М.Ю.Абелеву, 1968)

Пункт	Коэффициент относительной просадочности	Пункт	Коэффициент относительной просадочности
Одесса	0,05—0,015	Грозный	0,067—0,12
Херсон	0,05—0,09	Нальчик	0,044—0,08
Никополь	0,056 0,122	Сумгаит	0,041– 0,099
Днепропетровск	0,034 0,08	Петропавловск	0,03– 0,06
Запорожье	0,07 0,11	Чимкент	0,05– 0,10
Кременчуг	0,04—0,08	Алма-Ата	0,03—0,07
Пенза	0,044—0,109	Тюмень	0,045—0,085
Саратов	0,04– 0,083	Барнаул	0,045– 0,095
Куйбышев	0,04—0,06	Новосибирск	0,03—0,08
Волжский	0,04—0,08	Кемерово	0,03—0,09
Ростов-на-Дону	0,04—0,06	Красноярск	0,04—0,08
Таганрог	0,043 –0,074		

Мощность просадочных лёссовых грунтов закономерно возрастает от 3—5 м в гумдной зоне до 15—20 м и более в аридных условиях. Максимальные ее значения достигают 30—35 м (Предкавказье, Душанбинская впадина).

Сопротивление сдвигу лёссовых грунтов определяется их физическим состоянием: в сухом состоянии его величина значительная, при увлажнении пород она сильно снижается. Величина угла внутреннего трения лёссовых пород в зависимости от приложенного нормального давления и влажности изменяется от 5 до 31°, а сцепление — от 0 до 0,04—0,05 МПа. Одной из характерных особенностей лёссовых пород является значительное снижение их сопротивления сдвигу в момент замачивания: угол внутреннего трения уменьшается на 4—8°, величина сцепления также значительно падает.

ГЛИНИСТЫЕ ГРУНТЫ

Подразделение и распространение глинистых грунтов. К глинистым грунтам относятся тонкодисперсные образования, содержащие не менее 3% глинистых частиц и проявляющие набухаемость и пластичность при увлажнении. По своему составу они подразделяются на *глины, суглинки* и *супеси.*

Глинистые породы образуют один из наиболее широко распространенных видов грунтов. Они встречаются среди пород различного возраста начиная с кембрийских отложений и кончая современными образованиями и составляют более 65% всей массы осадочных пород. Залегают глинистые грунты в виде мощных толщ, слоев, прослоев, линз, конусов выноса и т.п. Мощность их может изменяться от нескольких сантиметров до сотен метров.

Состав глинистых грунтов. *Гранулометрический состав* глинистых грунтов многообразен. В целом их твердая компонента представляет собой полидисперсную систему. У супеси это глинисто-пылевато-песчаная система с содержанием глинистых частиц 3—10%, а у глин — песчано-глинисто-пылеватая или песчано-пылевато-глинистая, с содержанием тех же частиц 30—60% и даже более.

Минеральный состав глинистых грунтов также разнообразен. Все они состоят из обломочных (песчаных и пылеватых) агрегатов и зерен, главным образом кварцевых, и тонкодисперсных частиц глинистых минералов. В составе глинистых грунтов некоторых генетических типов (ледниковых, элювиальных, делювиальных, пролювиальных и др.), содержатся включения крупнообломочного материала, различного по петрографическому составу. В глинистых образованиях аридных зон, а также отложениях открытых морей и засоленных лагун встречаются включения карбонатов и различных солей (гипса, ангидрита, каменной соли). Озерные глины, старичные аллювиальные и морские глины часто обогащены органическим веществом. В зависимости от количества и состава этих примесей среди глинистых пород выделяют карбонатные, загипсованные и другие разновидности глинистых образований, а также глинистые грунты с примесью растительных остатков, количество которых должно составлять 5—10%.

Наиболее сложной по составу является тонкодисперсная составляющая глинистых грунтов. Она представлена в основном глинистыми минералами, среди которых широко распространены гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, смешаннослойные и хлорит. Именно этими минералами обусловлены специфические свойства рассматриваемых грунтов — их высокая гидрофильность, липкость, способность к набуханию, ионному обмену и т.д.

В элювиальных образованиях состав глинистой фракции достаточно однороден: в элювии по гранитам — это каолинит, по магнезиально-железистым силикатам — монтмориллонит, нонтронит, по метаморфическим породам — преимущественно гидрослюда, хлорит, смешаннослойные минералы. В молодых континентальных образованиях осадочного происхождения состав минералов глинистой фракции контролируется климатом и условиями их залегания: в накоплениях аридной зоны преобладает монтмориллонит, смешаннослойные, палыгорскит, а в отложениях гумидного пояса — каолинит.

Глинистые минералы — чрезвычайно подвижные системы. Они испытывают преобразования не только в ходе седиментогенеза, но и на разных стадиях постседиментационного преобразования глинистого осадка под влиянием изменения климатических, гидрохимических и тектонических факторов. В

глинистых отложениях, претерпевших диагенетические и катагенетические преобразования, наблюдается заметное увеличение содержания гидрослюд за счет набухающих минералов, каолинита и палыгорскита.

Среди глинистых грунтов распространены как *засоленные*, так и незасоленные разности. Первые залегают в верхней части разреза грунтовых толщ в аридных районах, где широко протекали и протекают процессы континентального засоления грунтов, вторые — в гумидной зоне. Морские глинистые грунты могут быть засоленными и в районах, климат которых в настоящее время является гумидным.

Емкость катионного обмена глинистых грунтов изменяется в широком диапазоне: от 2—5 мг·экв на 100 г твердых частиц у супесей до 120—150 мг·экв у мономинеральных монтмориллонитовых глин. Наиболее широко распространены глинистые грунты с кальциевым обменным комплексом. В гумидных условиях умеренных широт встречаются так называемые ненасыщенные глины, содержащие обменный ион H^+. Для морских и лагунных глинистых грунтов характерно присутствие в обменном комплексе иона Na^+.

Первоначальный состав обменных катионов может изменяться при диагенезе осадков. Так, растворение известковых органических остатков вызывает замещение обменного Na^+ на Ca^{2+}. Аналогичное явление наблюдается при воздействии континентальных вод, содержащих Ca^{2+}, на морские глины. Состав обменных катионов изменяется, если глинистые грунты взаимодействуют с подземными водами, иными по химическому составу, чем воды бассейнов, в которых отлагались глины. По составу обменных катионов генетические выводы можно делать только в отношении мощных слоев водонепроницаемых глин, не перемежающихся с водоносными пластами.

Естественная влажность глинистых грунтов колеблется в широких пределах — от 5—10 до 100% и более. Наибольшую влажность имеют глины ниже уровня грунтовых вод. При прочих равных условиях монтмориллонитовые глины имеют наибольшую влажность, каолиновые — наименьшую. На увеличение влажности влияет присутствие минералов, содержащих кристаллизационную воду (например, гипса). Примесь органических веществ, характеризующихся высокой гидрофильностью, также повышает влажность глин. Насыщенные Na^+ диспергированные глинистые грунты содержат много связанной воды и характеризуются более высокой влажностью, чем те же микроагрегатные грунты, насыщенные Ca^{2+}.

Степень влажности глинистых грунтов в зоне аэрации изменяется от 0,1 до 0,5. Это указывает на присутствие значительного содержания газов в грунтах, находящихся главным образом в свободном состоянии. Ниже уровня грунтовых вод степень влажности приближается к 1.

Строение глинистых грунтов. Различие условий образования глинистых грунтов обусловливает многообразие их строения. По характеру отсортированности материала толщи глинистых грунтов подразделяются на однородные и неоднородные. Среди последних обособляются беспорядочно неоднородные и слоистые.

Толщи однородных глинистых грунтов обычно формируются в водной среде при неизменном тектоническом режиме. Таковыми могут быть глубоководные морские глины, некоторые озерные глины, глинистые отложения предгорных прогибов. Они характеризуются незначительной изменчивостью гра-

нулометрического и минерального состава по площади и разрезу, отсутствием заметной слоистости, однородностью окраски и др.

Беспорядочно неоднородное строение характерно для элювиальных, делювиальных, ледниковых и некоторых пролювиальных глинистых грунтовых толщ. Они сложены неясно слоистыми глинистыми грунтами, в которых содержатся беспорядочные включения грубообломочного материала, а также линзы и карманы песков.

Очень часто глинистые отложения имеют горизонтально-слоистое строение. Оно характерно для аллювиальных, озерных, водно-ледниковых, лагунных, морских и пролювиальных образований. Слоистость обычно подчеркивается изменением состава или цвета пород. В зависимости от условий формирования слоистость может быть грубой, тонкой или микроскопической (микрослоистой).

Рассмотренные особенности макростроения толщ глинистых пород определяют характер и степень пространственной неоднородности их свойств, в частности водопроницаемости, сжимаемости, сопротивления сдвигу. Однако еще большее влияние на свойства глинистых грунтов оказывает характер их микростроения. В.И.Осипов и В.Н.Соколов выделили восемь его основных типов: ячеистое, скелетное, матричное, турбулентное, ламинарное, доменное, псевдоглобулярное и губчатое.

Не повторяя их характеристики (см. гл. 9), приведем лишь следующие краткие сведения об отличии глинистых грунтов с широко распространенными ячеистым, скелетным и турбулентным микростроением.

Для глинистых грунтов с ячеистым микростроением свойственны высокая пористость (60—90%) и влажность (55—300%), что обычно превышает влажность на пределе текучести, а также коагуляционный тип структурных связей. Все это обусловливает скрытотекучую консистенцию этих образований, их низкую прочность и высокую сжимаемость. В отличие от них для грунтов со скелетным микростроением характерны большая уплотненность (пористость 40—60%), меньшая влажность (35—50%), меньшая сжимаемость и более высокая прочность.

Турбулентное микростроение образуется в ходе литогенеза при увлажнении глинистых осадков с исходным ячеистым и матричным микростроением. Грунты с таким микростроением отличаются еще более высокой степенью уплотнения (их пористость составляет 26—40%), они имеют переходный и смешанный тип структурных связей, обладают тугопластичной и полутвердой консистенцией, относительно высокой прочностью и низкой сжимаемостью. Важной особенностью их является наличие четко выраженной анизотропии свойств.

Свойства глинистых грунтов. Большое разнообразие условий образования и степени литификации глинистых грунтов обусловливает значительный диапазон изменения их свойств. Среди физических свойств наименее изменчивы показатели плотности твердых частиц глинистых грунтов. Они варьируют от 2,50 до 2,85 г/см^3. Примесь органических веществ понижает плотность глин, так как для гумуса она равна 1,25—1,40 г/см^3. У минеральных монтмориллонитовых глин ее величина также низкая — до 2,25 г/см^3 (см. гл. 12).

Значительно большие изменения характерны для плотности глинистых грунтов, плотности их скелета и показателей пористости. Плотность глинистых грунтов может изменяться от 1,30 до 2,30 г/см^3, а плотность скелета — чаще

всего 1,20—1,60 г/см^3; в уплотненных грунтах она повышается до 1,90 г/см^3. Значения пористости варьируют от 25—30 до 60%; подавляющая часть пор является открытой, доступной для жидкой компоненты.

Основными факторами, влияющими на значения этих свойств глинистых грунтов, являются их состав и степень литификации. Наибольшей плотностью, как правило, обладают древние глинистые грунты, залегающие на значительных глубинах и испытавшие сильное уплотнение. К этой категории относятся большая часть палеозойских, мезозойских, некоторые эоценовые и палеогеновые глины. Высокую уплотненность, независимо от возраста, имеют глинистые образования горно-складчатых районов, такие, как апшеронские глины Закавказья, олигоценовые глины Западного Кавказа. Среди континентальных четвертичных отложений наибольшую уплотненность имеют ледниковые глинистые грунты. Наименьшими показателями уплотнения характеризуются четвертичные озерные, озерно-ледниковые, аллювиальные и делювиальные глинистые образования.

С плотностью и пористостью глинистых грунтов тесно связана их водопроницаемость. Большая часть глин и суглинков относится к слабопроницаемым или практически водонепроницаемым грунтам. Значения коэффициента фильтрации для них изменяется от 10^{-3} до 10^{-5} м/сут. Это объясняется наличием у глин и суглинков ультракапиллярных пор, полностью занятых связанной водой. Фильтрация через такие поры возможна только при превышении начального градиента (см. гл. 12).

Важной особенностью глинистых грунтов является их способность вступать в обменные реакции, приводящая к изменению их состава, строения и свойств. Обменная способность глин часто используется в практических целях, например в химической промышленности, а также при целенаправленном изменении их свойств, таких, как водопроницаемость, липкость и др.

Глинистые грунты благодаря особенностям гранулометрического и химико-минерального состава проявляют четко выраженные физико-химические свойства. Так, многие глинистые породы при их увлажнении набухают, а при высушивании дают усадку, что сопровождается изменением объема от нескольких до 25—30%, а в некоторых случаях и больше. Развиваемое при этом давление набухания может достигать 1,0—1,5 МПа. При определенных условиях глинистые грунты обладают липкостью, величина которой может достигать 5—6 Н/см^2.

Среди различных типов глинистых грунтов наиболее гидрофильными, а следовательно, и более склонными к проявлению названных свойств являются глины и тяжелые глины, содержащие значительное количество набухающих глинистых минералов (монтмориллонита, смешаннослойных) и органического вещества. Присутствие солей, а также слабогидрофильных глинистых минералов (типа каолинита) приводит к снижению показателей этих свойств. Наибольшая обменная способность, пластичность, набухание, усадка, липкость у высокопористых озерных глин, глин старичной фации аллювия, богатых органикой, у многих озерно-ледниковых и элювиальных глин, а также у лагунных и морских глин, лишенных солей. Наименее гидрофильны супеси и суглинки ледникового и аллювиального (пойменная фация) происхождения.

Набухание, усадка и липкость глинистых грунтов помимо дисперсности и химико-минерального состава зависят от их степени уплотнения и прочности структурных связей. Наибольшим набуханием обладают высокогидрофильные,

умеренно уплотненные глины с коагуляционным и переходным типом структурных связей. Таковыми являются, например морские отложения юры Русской платформы, некоторые разности сарматских глин Предкавказья и др. Слаболитифицированные, высокопористые и, наоборот, сильнолитифицированные грунты с переходным типом структурных связей обладают низкими показателями набухания. У первых это объясняется высокой пористостью и влажностью, а у вторых — наличием прочных структурных связей, препятствующих набуханию. К таким грунтам относятся современные отложения морей и озер, многие четвертичные образования морского, озерного, водно-ледникового и аллювиального генезиса, а также глины древних комплексов — девона, карбона и перми.

Глинистые грунты обладают различной деформируемостью и прочностью. Коэффициент их сжимаемости изменяется от единиц (у слаболитифицированных глин) до тысячных долей $МПа^{-1}$ (у сильнолитифицированных глин). Модуль общей деформации варьирует от нескольких до 50—60 МПа. Угол внутреннего трения и сцепления изменяется соответственно от 5—10° и 0,01—0,05 МПа до 20—36° и 0,12—0,6 МПа (табл. 18.3).

Столь широкий диапазон изменения механических свойств глинистых грунтов объясняется их различным составом, уплотненностью, влажностью и др. Среди многочисленных факторов, влияющих на прочностное и деформационное поведение глинистых грунтов, важнейшим является, по данным И.В.Попова, И.М.Горьковой, В.И.Осипова и других исследователей, характер структурных связей. Глинистые грунты с коагуляционным типом структурных связей характеризуются наибольшей сжимаемостью. График сжимаемости таких глин имеет вид экспоненциальной кривой, наклон которой к оси абсцисс постепенно уменьшается, вследствие чего коэффициент их сжимаемости, по В.И.Осипову, постепенно снижается по мере уплотнения от 1 до 0,1 $МПа^{-1}$, а модуль общей деформации соответственно возрастает от 1 до 10 МПа. В условиях быстрого неконсолидированного сдвига такие грунты дают криволинейную зависимость $\tau = f(\sigma)$. Значения φ и C при этом являются небольшими и, как правило, не превышают 5—15° и 0,05 МПа. При проведении опытов в условиях медленного консолидированного сдвига зависимость $\tau = f(\sigma)$ приближается к прямолинейной, а значение C возрастает. Характер деформирования при сдвиге — вязкопластичный, остаточная прочность несущественно отличается от пиковой. Подобными прочностными и деформационными свойствами обладают современные и четвертичные глины и суглинки континен-

Таблица 18.3

Ориентировочные расчетные показатели сопротивляемости сдвигу глинистых грунтов

(по Н.Н.Маслову)

Состояние породы (консистенция)	Глины		Суглинки		Супеси	
	φ°	C, МПа	φ°	C, МПа	φ°	C, МПа
Твердая	22	0,100	25	0,060	28	0,020
Полутвердая	20	0,060	23	0,040	26	0,015
Тугопластичная	18	0,040	21	0,025	24	0,010
Мягкопластичная	14	0,020	17	0,015	20	0,005
Текучепластичная	8	0,010	13	0,010	18	0,002
Текучая	6	0,005	10	0,005	14	0,000

тального, лагунного и морского происхождения со слабой и средней степенью уплотнения, высоким водонасыщением, мягкопластичной и пластичной консистенцией.

Глинистые грунты с переходным типом структуры характеризуются значительно меньшей сжимаемостью: значение коэффициента сжимаемости составляет сотые доли МПа, а модуль деформации — 15—50 МПа. Зависимость сдвигающего усилия от нормальной нагрузки имеет прямолинейный характер как для консолидированного, так и неконсолидированного сдвига. Разрушение при сдвиге хрупкое, остаточная прочность намного ниже пиковой. Угол внутреннего трения изменяется в пределах 18—32°, сцепление — 0,1—0,4 МПа. Наиболее часто глинистые грунты с переходным типом контактов встречаются среди пород морского, лагунного и ледникового происхождения с высокой степенью уплотнения и водонасыщения, а также пород различного генезиса и степени уплотнения, находящихся в аридной зоне и имеющих невысокую степень водонасыщения.

На графике сжимаемости глинистых грунтов со смешанным (коагуляционным, переходным, цементационным и фазовым) типом микростроения наблюдается четко выраженная точка перегиба, соответствующая их структурной прочности. Поэтому при меньших ее нагрузках коэффициент сжимаемости равен сотым долям МПа $^{-1}$, а при больших — значения этого коэффициента возрастают до десятых долей МПа $^{-1}$. Наличие структурной прочности сказывается и на параметрах сдвига этих грунтов. При нормальных нагрузках, меньше величины структурной прочности, угол внутреннего трения слабо зависит от условий испытаний и составляет 14—16°, сцепление — 0,03—0,1 МПа. При нагрузках, превышающих ее, угол внутреннего трения и сцепление существенно снижается, особенно в условиях недренированного сдвига. Разрушение при сдвиге, по В.И.Осипову, как правило, хрупкое. Величина остаточной прочности составляет не менее 30—40% от пиковой.

Указанными выше прочностными и деформационными свойствами могут обладать породы различного возраста и генезиса, испытавшие значительное уплотнение или частичную цементацию в ходе литогенеза. Часто среди них встречаются недоуплотненные и переуплотненные грунты. Первые образуются за счет ранней цементации, а вторые — при разгрузке литифицированных пород с сохранением у них части фазовых цементационных контактов.

ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫЕ СВЯЗНЫЕ ГРУНТЫ

Эти грунты представлены молодыми осадками — илами, в том числе сапропелевыми, а также оторфованными грунтами разного состава.

Илы

Подразделение и распространение илов. Под илами, или иловыми осадками, понимают современные, молодые слабосвязные неуплотненные сильноувлажненные органоминеральные образования, состоящие преимущественно из пылеватых и глинистых частиц с примесью песчаных зерен. В процессе инженерно-геологических изысканий к илам следует (в соответствии со строительными нормами и правилами) относить глинистые по гранулометрическому составу грунты, представляющие собой образовавшиеся в водной среде

при наличии микробиологических процессов структурированные осадки, естественная влажность которых превышает влажность верхнего предела пластичности, а пористость для суглинистых и глинистых разностей — 50%. Илы — грунты, отложенные на этапе седиментации и претерпевшие лишь самые ранние диагенетические—постгенетические изменения. Они занимают первое место в ряду преобразования глинистых осадков в глины: илы → слабоуплотненные глины → уплотненные глины.

По гранулометрическому составу с учетом значений коэффициента пористости (e) среди илов выделяются *супесчаные илы* ($e \geq 0{,}9$), *суглинистые илы* ($e \geq 1$) и *глинистые илы* ($e \geq 1{,}5$).

Илы формируются как в пресноводных и соленых озерных бассейнах, так и в акваториях морей и оксанов. В пределах последних они распространены и на шельфе, и на континентальном склоне, и в глубоководных впадинах.

Состав илов. *Гранулометрический состав* твердой компоненты илов характеризуется сочетанием минеральных частиц, различных по составу и дисперсности и органического вещества. Состав песчаной и пылеватой фракции илов отражает характер пород в области сноса. Пылеватые частицы содержатся в количестве от 13 до 95%, чаще 40—60% (табл. 18.4). Эти частицы, взаимодействуя между собой, образуют микроагрегаты, адсорбируются на песчаных и пылеватых зернах, взаимодействуют с органическим веществом и формируют органоминеральные соединения. В итоге образуется структурная сетка, в которой заключено много жидкой компоненты.

Минеральный состав твердых частиц характеризуется следующими особенностями. В крупнозернистой (более 0,01 мм) части илов наиболее часто встречаются кварц, полевые шпаты, слюда, роговая обманка. Состав глинистой части илов обычно полиминеральный. Он зависит от характера пород, направленности процессов выветривания в области сноса и физико-химических условий среди седиментаций.

Органическая часть илов имеет различное происхождение. Большое количество остатков фауны и флоры поставляют в озера и моря реки. В связи с этим высокая концентрация органических веществ и интенсивная органическая жизнь характерны для илов прибрежной зоны. В илах открытой части морей и океанов примерно 90% общего содержания органических веществ составляют остатки морских организмов. Это отмершие остатки и продукты жизнедеятельности организмов, обитавших на дне моря (бентос) и находившихся во взвешенном состоянии (фито- и зоопланктон). Органическое вещество в илах в большей мере сложено планктоном. Планктонные организмы после отмирания минерализуются и переходят в простые соединения (CO_2, NH_3, $Fe(OH)_3$ и др.), скелетные части бентоса после отмирания организмов входят в состав обломочной части осадков. В соответствии с этим с увеличением глубины залегания илов содержание в них органического материала уменьшается.

В морских илах присутствуют *карбонаты*, часто в значительных количествах. Например, в иловых осадках шельфа Черного моря их содержание колеблется от 1,4 до 30%, а в глубоководных илах — 7—74% (Физико-механические свойства..., 1981).

В глинистых илах находится очень много *микроорганизмов* (сотни миллионов на 1 г ила). Жизнедеятельность их способствует изменению исходного материала илов и образованию органоминеральных соединений.

Таблица 18.4

Гранулометрический состав и свойства илов

(по В.И.Савельеву, 1965)

Морские бассейны	Число определений	Содержание частиц, %		Естественная влажность, %	Влажность на пределе текучести, %	Пористость, %	Угол внутреннего трения, градус	Модуль осадки, мм/м	Na+K, мг на 100 г	Потери при прокаливании, %	Специфические особенности
		пылеватых	глинистых								
Баренцево море и Кольский залив	630	29 — 95 64	3 — 46 13	23 — 83 59	21 — 80 57	42 — 67 57	9 — 30 16	30 — 205 107	223 — 433 345	0,4 — 0,5 1,8	Значительная пылеватость, мало органических веществ, рыхлое сложение
Балтийское море и Финский залив	700	13 — 62 36	19 — 77 43	32 — 280 188	33 — 194 124	47 — 90 69	3 — 19 8	40 — 554 334	35 — 388 152	2 — 29 12	Высокие глинистость и влажность, весьма слабая плотность сложения
Черное и Каспийское моря	380	19 — 83 48	11 — 70 39	35 — 190 110	26 — 126 83	50 — 83 58	4 — 26 11	103 — 410 256	126 — 550 351	9 — 40 20	Пестрый гранулометрический состав, много органических веществ, слабая плотность сложения
Татарский пролив и прибрежная часть Тихого океана	260	30 — 74 42	3 — 53 31	57 — 117 81	68 — 110 86	62 — 72 61	4 — 20 10	215 — 394 330	— —	6 — 19 11	Пестрый гранулометрический состав, наличие вулканогенного материала, весьма слабая плотность сложения

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средние значения.

Вода является средой седиментации илов и занимает практически весь объем их пор. В морской воде находятся (примерно 35 г/л) *соли* NaCl, KCl, $MgCl_2$, $MgBr_2$, $MgSo_4$, доля которых достигает 99,6% всей соленой массы. Микроэлементы и их соединения, накапливающиеся преимущественно биогенным путем, составляют 0,4% от общего количества солей. Состав микроэлементов резко изменяется в зависимости от характера пород в области сноса, удаленности от берега и других факторов. Вода в илах (поровый раствор) насыщена $CaCO_2$ и соединениями Si, P, Fe, между тем как наддонная вода заметно ими недонасыщена (Лысенко, 1980).

Реакция среды морской воды щелочная (pH 7,8—8,3) и зависит от количества углекислоты, с уменьшением ее содержания реакция среды становится более щелочной. Вследствие жизнедеятельности микроорганизмов в поровых растворах содержание углекислоты увеличивается, поэтому величина pH в них ниже, чем в наддонной воде. В Баренцевом море, например, pH воды равна 8,0—8,2, порового раствора — до 6,2—7,4.

Естественная влажность илов колеблется обычно от 50 до 100%, повышаясь иногда до 200% и более у существенно глинистых илов, богатых органическими веществами (табл. 18.4). Наряду со связанной водой в порах структурной сетки илов в значительном количестве находится свободная вода.

Большие пределы колебаний естественной влажности связаны с разнообразием илов по составу, содержанию органических веществ. Илы с высоким содержанием монтмориллонита характеризуются более высокой влажностью по сравнению с кварц-каолинит-гидрослюдистыми илами. Естественная влажность илов возрастает с увеличением их дисперсности. Повышение содержания в илах органических веществ переводит в связанное состояние большое количество воды.

По мере увеличения глубины залегания естественная влажность илов уменьшается (табл. 18.5), что обусловлено процессами переноса и гравитационного уплотнения.

В иловых растворах морских акваторий присутствуют *легкорастворимые соли.* Суммарное содержание (мг на 100 г грунта) Na^+ и K^+ колеблется от 200 до 400 мг, а Cl^- — от 300 до 700 мг; содержание ионов $Ca^{2+}Mg^{2+}$, SO_4^{2-} и HCO_3^- (каждого) достигает 100 мг.

Таблица 18.5

Изменение свойств морских илов в зависимости от глубины залегания

(по В.И.Савельеву, 1965)

Морские бассейны	Глубина залегания, м	Число определений	Естественная влажность, %	Влажность на пределе текучести, %	Пористость, %	Потери при прокаливании, %	Содержание Cl, мг на 100 г
Баренцево море	0—2 2—4 4—10	120	45—40 40—34 34—32	37—32 36—32 30	61—53 53—47 47—45	2—3 3—2 2	401—357 357—280 250—106
Финский залив	0—2 2—4 4—10	175	240—180 180—105 105—80	185—160 160—70 70—65	87—82 82—76 76—68	23—10 10—8 8—2	750—650 650—320 410—320
Черное море	0—2 2—4 4—10	85	190—160 160—110 110—70	115—110 110-85 85—82	83—78 78—70 70—67	38—36 36—25 25—14	550—530 540—530 540—460

Строение илов. Подавляющая часть илов является рыхлыми горизонтально-слоистыми образованиями. В них также отмечаются косослоистые пачки. В илах шельфа Черного моря, обогащенных органикой, установлено наличие тонких (доли миллиметра) вертикально ориентированных канальцев — 2—3 на 1 см^2.

Микростроение глинистых и суглинистых илов — ячеистое, для супесчаных илов характерно скелетное строение.

Все илы по особенностям структуры относятся к классу коагуляционных структур. Их образование в морских илах обусловлено наличием электролита, способствующего коагуляции тонкодисперсных частиц уже в ходе осадконакопления.

Свойства илов. Плотность твердой компоненты илов изменяется в широких пределах (2,22—2,82 г/см^3). Наибольшей плотностью характеризуются илы Баренцева моря и Кольского залива, имеющие относительно грубодисперсный состав, малое содержание органических веществ (потери при прокаливании приблизительно 3—5%) и обогащенные тяжелыми минералами. Плотности глинистых илов Черного моря, богатых органическими веществами, равна 2,22—2,76 г/см^3.

Плотность илистых грунтов 1,17—2,02 г/см^3. Чаще всего ее величина составляет 1,40—1,60 г/см^3.

В илах Баренцева моря и Кольского залива плотность 1,62—1,99 г/см^3, в среднем 1,76 г/см^3, значительно более низкие ее значения характерны для илов Черного моря — 1,17—1,60 г/см^3, в среднем 1,46 г/см^3.

С глубиной плотность обычно возрастает. Так, в пределах верхней девятиметровой толщи илов в северной части Черного моря плотность илов увеличивается в среднем от 1,37 до 1,59 г/см^3. Однако в некоторых случаях в молодых илах, характеризующихся коагуляционными связями, влажность и плотность до глубины 10—15 м практически не изменяется.

Плотность скелета илов мала и изменяется от 0,5 до 1,60 г/см^3. В соответствии с этим их пористость значительна — 40—90%, иногда даже выше. Средние ее значения для илов морей России близки к 60% (см. табл. 18.4). Особенно большая пористость у придонных илов (см. табл. 18.5), обогащенных органическими веществами. В порах илов находится много свободной и слабосвязанной воды. Часть объема пор обычно занята биохимическими газами (метаном, сероводородом), образующимися при разложении органических остатков. Газы уменьшают водопроницаемость и сжимаемость илов, что наряду со структурной прочностью приводит к резкой их недоуплотненности.

Консистенция илов, по данным А.С.Полякова, преимущественно текучая, скрытотекучая, реже текучепластичная, иногда пластичная. Чаще всего илы с показателем консистенции, превышающим 1, находятся в скрытотекучей консистенции. При природном сложении они не обладают текучестью, но приобретают ее при нарушении природных структурных связей даже при слабом динамическом воздействии.

Несмотря на значительную пористость, коэффициент фильтрации илов такой же, как и пластичных глинистых грунтов (10^{-8}—10^{-10} м/с). Малая водопроницаемость илов связана с высокой гидрофильностью органических коллоидов, значительным количеством связанной воды и особенностями их микростроения. Присутствие в илах защемленных биохимических газов, содержание которых может достигать 40% от объема пор, понижает коэффициент

Таблица 18.6

Модуль деформации илов

(по Г.В.Сорокиной и Н.А.Павловой)

Нагрузка, МПа	Модуль деформации илов, МПа		
	супесчаных	суглинистых	глинистых
0,025—0,10	2,34	1,23	0,26
0,025—0,15	3,06	1,52	0,36
0,050—0,15	3,99	1,95	0,43

фильтрации до 10 раз и более. Именно малая водопроницаемость является одной из главных причин формирования недоуплотненности илов.

Илы — грунты сильносжимаемые (табл. 18.4, 18.6, рис. 18.11). Их уплотнение начинается при очень малых нагрузках (0,001—0,005 МПа). Большая часть осадки происходит при нагрузках до 0,1 МПа. По мере дальнейшего приложения нагрузки относительная деформация затухает, а изменение пористости уменьшается.

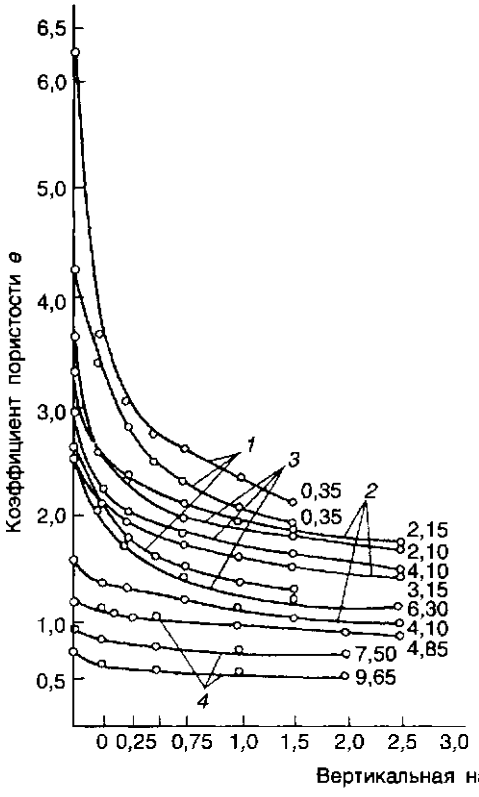


Рис. 18.11. Компрессионные кривые морских голоценовых илов (*по В.И.Савельеву, 1965*):

1, 2, 3, 4 — разные районы распространения илов. Цифры у кривых — глубина залегания (м)

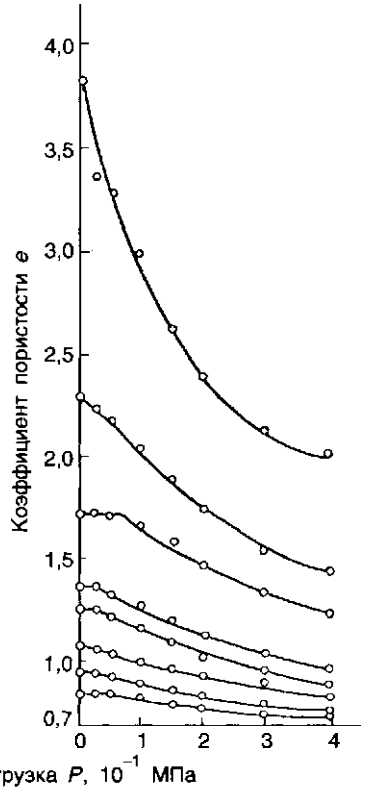


Рис. 18.12. Компрессионные кривые пресноводных старичных илов (*по С.Н.Егорову и К.М.Пановой*)

Наиболее сжимаемыми являются илы природного слоя. При уплотнении до нагрузки 0,1 МПа коэффициент пористости уменьшается в 2—3 раза, а влажность — в 3—4 раза. Наибольшее сжатие происходит при первых ступенях нагрузок (до 0,025—0,05 МПа). После обжатия нагрузками 0,10—0,15 МПа и более пористость илов существенно уменьшается и происходят необратимые изменения их строения. В общем случае, чем ближе илы находятся к поверхности дна, тем они более сжимаемы и тем меньше их структурная прочность.

Высокая сжимаемость характерна также для пресноводных, например старичных илов (рис. 18.12). Для высокопористых разновидностей их относительное сжатие при нагрузке 0,1 МПа достигает 25%, а модуль деформации колеблется от 0,5 до 4,2 МПа.

Для глинистых илов характерно небольшое предельное сопротивление сдвигу. Минимальные значения угла внутреннего трения для морских голоценовых илов составляет 3—4°, средние — около 10—11° (см. табл. 18.4).

После образования осадков, когда их влажность очень большая (примерно 2 W_L), сопротивление сдвигу мало (0,0002—0,0007 МПа). С увеличением глубины залегания сопротивление сдвигу возрастает, хотя пористость и влажность могут оставаться постоянными. В этом случае прочность грунта повышается за счет процессов синерезиса.

Старичные илы Волги в районе Волгограда так же, как и морские глинистые илы, характеризуются небольшими значениями показателей сдвига: φ = 1,5—6,0°, C = 0,018—0,098 МПа (Егоров, 1964). Еще ниже показатели сдвига глинистых илов Керченского пролива: $\mathrm{tg}\varphi$ = 0,04—0,06, C = 0,006—0,016 МПа (Скиба, 1977).

При воздействии динамических нагрузок практически все илы разрушаются и переходят в разжиженное состояние. После снятия этой нагрузки прочность глинистых илов с большим содержанием органических веществ восстанавливается практически полностью. В пластичных же глинах, т.е. бывших илах, прошедших первые стадии диагенеза, начальная прочность восстанавливается на 50—75%.

Сапропелевые грунты

Подразделение и распространение сапропелевых грунтов. Сапропели — молодые органоминеральные отложения озерных водоемов, содержащие более 10% органического вещества. Верхние их слои находятся в естественных условиях в виде суспензии или ила, нижние представлены несколько уплотнившимися грунтами скрытотекучей или, реже, пластичной консистенции.

Процесс образования сапропелей достаточно специфичен. Главнейшая отличительная черта — сапропели образуются в водной среде преимущественно из водных растительных и животных организмов. Их состав разнообразен. Они подразделяются на типы по содержанию органического вещества.

Сапропелевые грунты развиты очень широко. Они встречаются практически во всех районах страны. Наиболее распространены они в лесной зоне, в пределах которой современное сапропелеобразование идет наиболее интенсивно. Мощность сапропелей изменяется от 1—3 до 15—20 м. Наиболее мощные их толщи встречены в озерных котловинах холмисто-моренных равнин; в пределах пойменных озер мощность сапропелей не превышает 2—3 м.

Состав сапропелевых грунтов. По *гранулометрическому составу* сапропелевые грунты представляют собой полидисперсную систему. Они содержат 6—13% песчаных, 55—80% пылеватых и 15—30% глинистых частиц. Показатель неоднородности колеблется от 9 до 88. Наиболее однородными являтся известковистые, наименее однородными — грубодетритовые (торфянистые) сапропелевые грунты.

Минеральный состав сапропелей сложен. Они состоят из минеральных, органических и органоминеральных частиц. Основным минералом легкой фракции является классический кварц. Нередко в значительных количествах присутствует пирит. В глинистой фракции преобладает каолинит. Основную часть слагают органические (40—65%) и органоминеральные соединения. Даже сапропели, внешне сходные с глинистыми породами, содержат глинистые минералы (3—6% от массы тонкодисперсной фракции).

По величине содержания органического вещества (g) сапропели подразделяются на минерализованные ($g < 30\%$), органоминеральные ($g = 30—50\%$), минерально-органические ($g = 50—70\%$) и органические ($g > 70\%$). Первые чаще всего представлены песчанистым и глинистым видами, вторые — кремнеземистым, известковистым и железистым, третьи — диатомовым, зоогеновым и смешанно-водорослевым. Среди органических сапропелей выделяются грубодетритовые (торфянистые и гумусированные) и тонкодетритовые (водорослевые — цианофейные, протококковые и др.). Преобладающим развитием пользуются водорослевые сапропели. Среди минерально-органических сапропелей доминируют диатомовые (Рубинштейн, 1971).

Естественная влажность сапропелей изменяется в очень широком диапазоне — от 100 до 2000—3000% (по отношению к массе сухого грунта). Естественная влажность определяется уплотненностью грунта и содержанием органического вещества: у минерализованных сапропелей она равна 100—350, у органоминеральных 350—850, у минерально-органических 850—1600 и у органических 1600—3000%. При одном и том же содержании органики влажность сапропелей закономерно снижается вниз по разрезу (до 100—800%), что связано с уплотнением грунтов под давлением вышележащих слоев.

Строение сапропелевых грунтов. Залежи сапропелей обычно слоистые. В нижней части разреза залегают минерализованные песчанистые и глинистые разности, выше — кремнеземистые и карбонатные органоминеральные, а сверху — органические сапропели. Наиболее неоднородные по составу и строению залежи приурочены к прибрежной части озер. Нередко сапропели перекрыты толщей торфов низинного или верхового типов (так называемый погребенный тип сапропелей).

Микростроение сапропелей весьма специфично. Даже в песчаных и глинистых сапропелях отчетливо видны остатки растительных и животных организмов, причем они отмечаются на контактах минеральных частиц. В минерально-органических и органических сапропелях форма остатков разнообразна и экзотична.

Свойства сапропелевых грунтов. Плотность твердых частиц сапропелей возрастает от 1,4—1,5 до 2,3—2,6 г/см^3 с уменьшением содержания органического вещества от 90 до 10%. Плотность скелета этих грунтов обычно составляет 0,05—0,25 г/см^3 и очень редко повышается до 0,3—0,5 г/см^3. В соответствии с этим пористость сапропелей очень высокая. У органических сапропелей она составляет 94—98%, у минерализованных — 72—92%. Коэффициент порис-

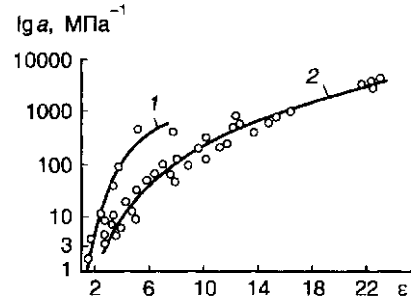


Рис. 18.13. Зависимость коэффициента сжимаемости сапропелей от коэффициента пористости (*по А.Я.Рубинштейну, 1971*):
1 — известковистый сапропель; *2* — водорослевый сапропель

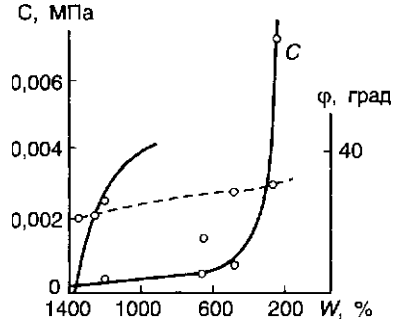


Рис. 18.14. Зависимость сцепления (*C*) и угла внутреннего трения (φ) сапропелей от влажности (*по А.Я.Рубинштейну, 1971*)

тости соответственно равен 16—30 и 5—15. Большая часть пор в сапропелях имеет размер ультрапор.

Сапропели естественной влажности не набухают. При высыхании они дают большую усадку — 65—95% начального объема. Пористость при этом снижается в 6—9 раз, причем наиболее сильно у органических сапропелей.

Сапропели, как и торфа, являются пластичными грунтами. Влажность верхнего предела пластичности снижается с 620—850 до 200—250% при уменьшении содержания органического вещества от 90 до 10%. Число пластичности при этом уменьшается с 350—650 до 120—170.

Сапропели — чрезвычайно сильносжимаемые грунты. Коэффициент сжимаемости по мере уплотнения сапропелей изменяется от 500—3000 МПа $^{-1}$ при коэффициенте пористости 10—24 до 3—10 МПа$^{-1}$ при коэффициенте пористости 2—4 (рис. 18.13). Модуль осадки при нагрузке 0,2 МПа изменяется от 740 до 825 мм/м.

Сопротивление сдвигу сапропелей мало. Оно возрастает при уменьшении содержания органики и влажности от 0,001 до 0,02 МПа. При этом угол внутреннего трения увеличивается от 15—20 до 27—29°, а сцепление — от 0,0002—0,0004 до 0,006—0,007 МПа (рис. 18.14).

При нарушении структуры, в результате динамического воздействия сапропели переходят в разжиженное состояние и способны течь с постоянной вязкостью. После снятия нагрузки они восстанавливают прочность, близкую к первоначальной.

Заторфованные грунты

В практике инженерно-геологических изысканий выделяются заторфованные грунты, представляющие собой грунты связные, даже если их минеральная часть по гранулометрическому составу соответствует песку в общей классификации грунтов. Они обособлены в специальный вид (см. табл. 16.8).

По относительному содержанию (в долях единицы) растительных остатков (g) они подразделяются на *слабозаторфованные* ($0{,}1 < g \le 0{,}25$), *среднезаторфованные* ($0{,}25 < g \le 0{,}4$), *сильнозаторфованные* ($0{,}4 < g \le 0{,}6$). Эта величина — относительное содержание растительных остатков в грунте — оценивается как отношение их массы к массе минеральной составляющей образца,

высушенного при температуре 100—105°С. (В торфе содержание растительных остатков превышает 0,6.)

Полное наименование заторфованного грунта требует введения в него названия гранулометрического состава минеральной части грунта (например, слабозаторфованная супесь, сильнозаторфованный суглинок и др.). Ее состав устанавливается и называется по принятой исследователем классификации после удаления растительных остатков.

Для заторфованных грунтов также следует определять степень разложения растительных остатков. Она характеризует содержание продуктов распада растительных остатков в общем объеме пробы таких грунтов.

Заторфованные грунты по составу занимают промежуточное положение в ряду минеральные связные грунты с растительными остатками — заторфованные связные грунты — торф. И по свойствам их позиция такова: слабозаторфованные грунты по своим свойствам ближе к аналогичным связным грунтам с растительными остатками, а сильнозаторфованные — к торфам соответствующей степени разложения.

Органические связные грунты

К этой категории связных грунтов относятся органические илы и торфа. Последние встречаются на огромных площадях и часто попадают в сферу интересов инженер-геологов.

Торфяные грунты

Подразделение и распространение торфяных грунтов. В отдельный тип в классе дисперсных грунтов выделяются фитогенные породы (см. табл. 16.8), представленные в основном торфом — своеобразной геологически молодой, не прошедшей стадии диагенеза горной породой, образующейся в результате отмирания и разложения болотной растительности в условиях избыточного увлажнения и недостаточного доступа кислорода. По внешнему виду торф обычно представляет собой очень сильно увлажненную волокнистую (при малой степени разложения) или пластичную (при высокой степени разложения) массу, цвет которой в зависимости от содержания гумуса может быть светло-коричневым, коричневым или почти черным. Сухое вещество торфа состоит из неразложившихся растительных остатков — растительного волокна, продуктов их разложения — гумуса (их содержание превышает 60%) и минеральных веществ — золы (ее содержание не может превышать 40%).

Торфяные образования по генезису относятся к озерно-болотистому или аллювиально-болотному типам (табл. 18.7). Первый из них формируется на междуречных равнинах и надпойменных террасах при зарастании водоемов или заболачивании территорий, второй — на низкой и высокой пойме вследствие болотообразовательного процесса при участии аккумулятивной деятельности рек.

На основании учета *степени разложения*, под которой понимают количество разложившейся части — гумуса — в данном образце в процентах по отношению ко всей массе торфа, среди торфов с некоторой долей условности можно выделить четыре петрографических типа: слаборазложившиеся (сте-

Инженерно-геологические особенности торфов

(по А.И.Сергееву, 1970,

Генетические типы торфов	Фации	Петрографические типы торфов (по степени разложения, R в %)	Подтипы торфов по зольности (зональность в %)	Влажность весовая, %	Плотность, т/см³		Плотность твердых частиц, т/см³
					влажного торфа	скелета	
Озерно-болотный	верховая	слаборазложившиеся (R=5 20)	нормальнозольные (18%)	1020 ± 34	0,96 ± 0,01	0,08 ± 0,01	1,57 ± 0,02
	верховая, переходная, низинная	среднеразложившиеся (R=20—30)		740 ± 14		0,12 ± 0,01	1,53 ± 0,02
		хорошо разложившиеся (R=30—40)		540 ± 19		0,15 ± 0,01	1,52 ± 0,03
	преимущественно низинная	сильно разложившиеся (R > 40)		385 ± 14		0,20 ± 0,01	1,41 ± 0,03
Аллювиально-болотный	низинная	средне- и хорошо разложившиеся (R > 20)	среднезольные (18 30%)	390 ± 133	1,01 ± 0,03	0,22 ± 0,06	1,57 ± 0,07
			высокозольные (30 40%)	180 ± 112	1,14 ± 0,06	0,42 ± 0,07	1,97 ± 0,13

Примечание. В числителе показаны среднеарифметические значения показателей свойств, в знаменателе

пень разложения R = 5—20%), среднеразложившиеся (R = 20—30%), хорошо разложившиеся (R = 30—40%) и сильноразложившиеся (R > 40%) торфа.

Подчеркнем, что между генезисом торфа и степенью его разложения существует определенная взаимосвязь. Торфа аллювиально-болотного типа низинные, имеют среднюю или хорошую степень разложения, они обычно средне- и сильнозольные (зольность 18—40%). Озерно-болотные низинные торфяные залежи лесного и лесотопяного типов также имеют высокую степень разложения. Наименьшей степенью разложения характеризуются торфа моховой подгруппы любой озерно-болотной фации.

Грунты этой подгруппы распространены очень широко. В европейской части России они занимают более 300 тыс. км², а в азиатской части (даже без районов Крайнего Севера) — более 500 тыс. км² (только в Западной Сибири

Таблица 18.7

центральных районов Западно-Сибирской плиты

с изменениями)

Коэффициент пористости	Число пластичности	Усадка объемная, %	Коэффициент сжимаемости, $МПа^{-1}$ (для интервала нагрузок 0,0—0,05 МПа)	Модуль деформации, МПа (для интервала нагрузок 0,0—0,05 МПа)	Сцепление, МПа	Общая инженерно-геологическая характеристика типов и подтипов торфяных отложений
18,2 ± 1,25	не пластичные	48 ± 4,4	1,972 ± 0,256	0,111 ± 0,007	0,002 ± 0,0004	слаборазложившиеся, непластичные, чрезвычайно сильносжимаемые
11,8 ± 0,80	328 ± 33	51 ± 3,8	0,878 ± 0,087	0,147 ± 0,006	0,003 ± 0,0003	среднеразложившиеся, недоуплотненные пластичные, очень сильносжимаемые
9,6 ± 0,75	255 ± 23	54 ± 2,4	0,585 ± 0,108	0,252 ± 0,082	0,006 ± 0,0015	хорошо разложившиеся, недоуплотненные пластичные, очень сильносжимаемые
6,1 ± 0,71	187 ± 32	43 ± 6,0	0,296 ± 0,070	0,259 ± 0,001	0,014 ± 0,0014	сильно разложившиеся, недоуплотненные, пластичные, очень сильносжимаемые
6,5 ± 1,96	143 ± 30	34 ± 10,0	0,339 ± 0,162	0,324 ± 0,137	0,014 ± 0,011	среднезольные, пластичные, очень сильносжимаемые
3,8 ± 0,55	111	17 ± 3,6	0,051 ± 0,018	1,058 ± 0,291	0,032 ± 0,008	высокозольные, полутвердого состояния, пластичные, сильносжимаемые

средняя ошибка среднеарифметического значения

площадь торфяных болот около 400 тыс. км^2). Они наиболее распространены в тундровой, лесотундровой и особенно таежной зонах, где их мощность может достигать 8—10 м. В более южных районах страны торфяные грунты развиты локально и имеют меньшую мощность.

Состав торфяных грунтов. Торф в естественном сложении представляет собой подвижную многокомпонентную систему, состоящую из твердой, жидкой и газообразной составляющих. Границы между ними и их соотношение не остаются постоянными во времени, так как непрерывно развивающийся процесс разложения твердой компоненты протекает с образованием газообразных и жидких веществ.

Твердая компонента торфа представляет собой сложную полидисперсную систему, в строении которой принимают участие частицы размером от не-

Таблица 18.8

Гранулометрический состав торфа

(по Е.П.Семенскому, 1932)

Торф	Степень разложения торфа, %	Процентное содержание частиц диаметром (мм) менее											
		10	2	0,2	0,1	0,05	0,02	0,01	0,005	0,002	0,001	0,0005	0,0002
Низинный	10	100	50,2	41,2	29,8	23,2	12,6	7,3	6,4	4,1	2,5	1,9	1,7
	60	100	64,8	54,4	50,8	29,7	15,3	9,1	5,0	3,9	3,1	2,4	1,7
	80	100	79,1	62,6	58,1	28,4	16,5	9,3	4,4	3,5	3,5	3,5	1,8
Верховой	10	100	21,6	18,1	16,8	9,3	5,1	4,2	3,2	3,0	2,3	1,9	0,9
	60	100	64,3	43,7	40,7	29,0	24,9	21,2	15,2	11,5	7,4	4,4	3,0
	80	100	93,7	92,7	87,1	79,3	69,0	61,4	44,7	29,4	18,3	15,3	12,5

скольких сантиметров до долей микрона. Дисперсность этой системы зависит от генезиса, ботанического состава и степени разложения торфа. Установлено, что одной из особенностей низинного торфа является сравнительно малое изменение дисперсности по мере роста степени разложения (табл. 18.8). Для верхового торфа, наоборот, наблюдается резкий рост содержания глинистых и коллоидных частиц по мере увеличения степени разложения. Следует также отметить, что обычно верховые торфа при разной степени разложения с низинными торфами имеют более высокую дисперсность.

В целом низинный торф является более однородным по составу по сравнению с верховым. Так, показатель неоднородности для низинных торфов равен 10—40, для верховых изменяется от 60 до 700. С ростом степени разложения коэффициент неоднородности верховых торфов резко увеличивается. Это указывает на то, что верховые торфяники высокой степени разложения обладают наибольшей полидисперсностью.

Как уже отмечалось, твердая компонента торфа состоит из неразложившихся растительных остатков с сохранившимся клеточным строением, гумуса и минеральных веществ. Количество последних особенно велико у торфов аллювиально-болотного генезиса (до 40%); у торфов озерно-болотного происхождения их содержание менее 18%, и они являются нормальнозольными (табл. 18.7).

Отличительной чертой торфов является их чрезвычайно высокая *естественная влажность*, достигающая в массиве 500—1000 и даже 2000% и более (по отношению к весу сухого вещества). В большей части разреза они практически всегда полностью насыщены водой; их влажность, выраженная процентным отношением весового количества воды всех категорий к весу общей массы торфа, составляет 90—98%. Эта влага представлена различными категориями воды. Содержание прочносвязанной (адсорбированной) воды в них не превышает 20%, а при малой общей весовой влажности торфа (50%) почти вся вода находится в связанном состоянии. Большая часть воды в торфе на-

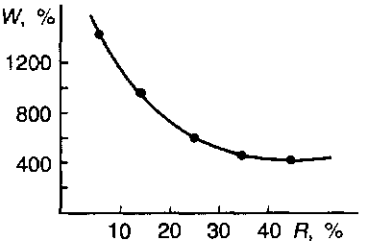


Рис. 18.15. Кривая зависимости влажности нормальнозольных торфов от степени разложения

ходится в иммобилизованном и капиллярном состоянии. Содержание гравитационной воды в торфе невелико (4—9%) даже при высокой влажности торфа.

Количество воды в торфяной залежи зависит от ботанического состава и степени разложения торфа, его зольности, степени осушения залежи и давления, под которым она находится. Особенно сильно влажность торфа зависит от степени его разложения: чем выше степень гумификации торфа, тем он плотнее, тем меньше в нем растительных остатков, тем меньше его способность впитывать воду (рис. 18.15). Низинные торфяники имеют несколько меньшую влажность по сравнению с верховыми даже при одинаковой степени их разложения. Это объясняется их различным ботаническим составом и, главное, большей зольностью низинных торфов. Особенно большой естественной влажностью обладают сфагновые торфа слабой степени разложения, что обусловлено большим объемом внутриклеточных полостей в растительных остатках, высоким содержанием лиофильных веществ и большой гидрофильностью коллоидных фракций.

Торфяная залежь, несмотря на избыточную увлажненность, всегда содержит в себе некоторое количество свободных защемленных (во внутрисосудистых и внутриклеточных полостях растительных остатков) и растворенных газов. *Газообразная составляющая*, количественно меняющаяся в течение коротких периодов, состоит в основном из метана (CH_4), водорода (H_2), аммиака (NH_3) и сероводорода (H_2S); кроме того, присутствуют углекислый газ и очень незначительное количество кислорода.

Строение торфяных грунтов. Массивы торфяных грунтов обычно слоистые. Их структурно-текстурные особенности связаны с ботаническим составом и степенью разложения. Торфа слабой степени разложения имеют структуру, определяемую размером и формой растительных остатков (например, сфагновые виды торфа имеют губчатую структуру и плойчатую текстуру, осоковый и другие травяные виды торфа — спутанно-волокнистую и грубую войлочную структуру). С увеличением степени разложения торфа постепенно теряется форма растительных остатков и нарушается связность между ними. Торф приобретает тонкую зернистую и комковатую структуру.

Свойства торфяных грунтов. Плотность твердых частиц торфов в соответствии с особенностями их состава значительно ниже, чем у минеральных грунтов, причем ее значение уменьшается при возрастании степени разложения торфа. Так, по данным А.И.Сергеева (1975), для верховых торфов Западной Сибири слабой степени разложения ее величина равна 1,57 г/см^3, среднеразложившихся — 1,53 г/см^3, хорошо разложившихся — 1,52 г/см^3 и сильноразложившихся — 1,41 г/см^3. Низинные торфа, характеризующиеся высокой зольностью, имеют более высокие значения плотности твердых частиц (1,50—2,10 г/см^3).

Плотность верховых торфов при их естественной влажности и естественном сложении обычно не превышает 1,0 г/см^3. Низинные торфа, особенно аллювиально-болотного генезиса, имеют более высокую плотность — обычно от 1,0 до 1,2 г/см^3 (см. табл. 18.7).

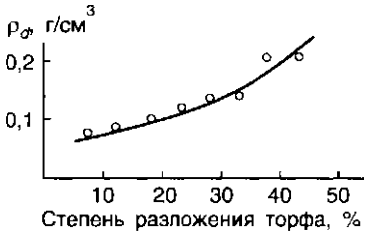


Рис. 18.16. Зависимость плотности скелета нормальнозольных торфов от степени их разложения

Плотность скелета нормальнозольных торфов — величина малая: 0,07—0,2 г/см^3 и находится в значительной зависимости от степени разложения торфа (рис. 18.6), у низинных торфов аллювиально-болотного генезиса — 0,15—0,50 г/см^3.

В соответствии с небольшим значением плотности пористость торфов очень высокая: у нормальнозольных слаборазложившихся торфов ее величина часто составляет 90—95%. С увеличением степени разложения и зольности пористость торфов закономерно уменьшается. Характер пор в торфах довольно своеобразный: наряду с очень мелкими порами, образуемыми коллоидными и глинистыми частицами, имеются весьма крупные поры, образованные слаборазложившимися растительными остатками.

Исследования, выполненные различными авторами, показали, что торфа слабой степени разложения, несмотря на их очень высокую влажность, не пластичны. Торфа средней, хорошей и сильной степени разложения — пластичны, причем с увеличением степени разложения число пластичности уменьшается. При этом наиболее сильно уменьшается величина верхнего предела пластичности; величина нижнего предела пластичности, значение которого составляет первые сотни процентов, уменьшается незначительно. Необходимо отметить, что пластичность как свойство тела изменять свою форму под нагрузкой без разрыва сплошности возрастает при увеличении степени разложения торфа, несмотря на то, что число пластичности как некоторый условный показатель этого свойства снижается. В условиях естественного залегания влажность торфов в соответствии с огромной влагоемкостью практически всегда близка или выше влажности верхнего предела пластичности.

При высыхании торфов наблюдается значительная усадка: величина объемной усадки изменяется от 15—20 до 65—75% (чаще 40—50%). Она велика во всех типах торфов, включая низинные высокозольные разности (15—45%). Величина усадки определяется начальной влажностью (рис. 18.17), зольностью и степенью разложения торфа. Наиболее интенсивно усадка протекает при удалении капиллярной, иммобилизованной и рыхлосвязанной воды. Ее величина обычно несколько ниже у хорошо и сильноразложившихся торфов. В естественных условиях при значительных величинах усадки в торфяной залежи могут образоваться трещины усыхания.

Торфяные образования в естественных условиях обладают чрезвычайно низкой способностью к набуханию (доли процента), что объясняется их практически полной водонасыщенностью (и, естественно, полной гидратацией их коллоидной и глинистой фракций). При высыхании и последующем увлажнении величина набухания торфа может быть значительной. Однако в процессе этого набухания объем и влажность торфа никогда не достигнут первоначальных величин, поскольку торф при высушивании изменяется

Рис. 18.17. Зависимость величины объемной усадки торфа от влажности (*по А.И.Сергееву*)

необратимо и утрачивает способность поглощать то количество воды, которое он поглощал в естественном состоянии. Это свойство широко используется при осушении и разработке торфяных залежей на топливо при их сушке на открытом воздухе.

Торф водопроницаем, однако он достаточно своеобразен: величина водопроницаемости его относительно мала (коэффициент фильтрации изменяется от 0,1—0,3 до 1—2 м/сут, редко более), несмотря на его очень большую пористость. Такая картина обусловлена высокой гидрофильностью торфа, содержанием большого количества связанной и иммобилизованной воды. С увеличением степени разложения и плотности активная пористость торфа значительно снижается и, как следствие, водопроницаемость уменьшается. Водопроницаемость сильноразложившихся торфов приближается к водопроницаемости глин, а водопроницаемость слаборазложившихся торфов — к водопроницаемости мелкозернистого песка. При длительных опытах установлено снижение водопроницаемости торфов во времени.

Несмотря на то, что в процессе торфообразования происходит глубокое изменение физических и химических особенностей растений — торфообразователей, они все же передают торфам свои структурные особенности и тем самым влияют на их водопроницаемость. Так, наличие в торфе тростника или хвоща, придает ему ячеистое строение, резко увеличивает его водопроницаемость в вертикальном направлении.

Большое влияние на фильтрационные свойства торфов и, в частности, на их анизотропность, оказывают условия их образования. В верховой залежи благодаря наличию хорошо разложившихся горизонтов торфа вертикальная фильтрация примерно в 30—35 раз меньше горизонтальной. Средние коэффициенты фильтрации в вертикальном и горизонтальном направлениях для торфов низинной залежи однородного в вертикальном разрезе строения приблизительно одинаковы. Величина вертикальной фильтрации в них примерно в 20 раз больше по сравнению с верховыми торфами.

Отличительной чертой торфов является их исключительно сильная сжимаемость под нагрузкой, величина которой в десятки и сотни раз выше, чем у минеральных грунтов. При этом в торфах, как и в других грунтах, наблюдаются как остаточные, так и упругие деформации, при чем у первых это очень большая величина (Амарян, 1969).

Анализ сжимаемости указывает на достаточно тесную связь ее с генезисом торфов, их степенью разложения, плотностью и влажностью. Аллювиально-болотные торфа, обычно средне- и высокозольные, обладают более высокой плотностью и характеризуются наиболее низкой сжимаемостью, причем ее величина уменьшается в соответствии с увеличением зольности и уменьшением влажности торфов. Наибольшей сжимаемостью обладают слаборазложившиеся торфа, наименьшей — при прочих равных условиях — сильноразложившиеся (табл. 18.9). Нарушение естественной структуры торфа значительно увеличивает степень сжимаемости его под нагрузкой. При этом показатель уплотнения его увеличивается на 10—30% по сравнению с торфами естественного сложения.

Прочностные характеристики торфов, так же как и деформационные, зависят от их генезиса, степени разложения, плотности и влажности. Наибольшей прочностью обладают низинные торфа аллювиально-болотного генезиса, характеризующиеся высокой зольностью. Для нормальнозольных тор-

Таблица 18.9

Ориентировочные величины коэффициента уплотнения для торфов разной степени разложения

(при нагрузках, меньших 1 МПа)

Грунт	Степень разложения, %	Коэффициент уплотнения (сжимаемости), $МПА^{-1}$
Торф	0 10	30 80
	10 25	25 30
	25 40	15 25
	40 и более	7,5—1,5
Торфяной ил	—	2,5—1,5

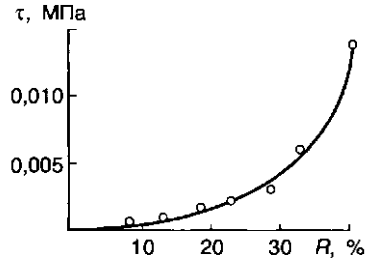


Рис. 18.18. Кривая зависимости величины сдвигающего усилия (при σ = 0) от степени разложения нормальнозольных торфов *(по А.И.Сергееву, 1974)*

Таблица 18.10

Ориентировочные значения угла внутреннего трения и сцепления торфов при различной их влажности

Влажность торфа, %	Угол внутреннего трения, град	Сцепление, МПа
200—400	24—30	0,03—0,05
400—600	18—24	0,02—0,03
600—1000	15—18	0,02—0,03
1000—1500	5 15	0,01 0,02
более 1500	0 5	0,004 0,01

фов наблюдается закономерный рост величины сдвигающего усилия с увеличением степени разложения торфов (рис. 18.18); наиболее низкой прочностью характеризуются сильнообводненные слаборазложившиеся сфагновые торфа.

Некоторые данные о величинах угла внутреннего трения и сцепления торфов при различных влажностях, полученные при сдвиге нормально уплотненных образцов торфа, приведены в табл. 18.10. Они свидетельствуют о значительных величинах сцепления и угла внутреннего трения торфа при достаточно высоких влажностях (200—1000%). При дальнейшем увеличении влажности оба показателя резко снижаются, при влажности более 1500% приближаясь к нулевым значениям.

Достаточно высокое сцепление торфов обусловлено совместным воздействием капиллярных, молекулярных и коллоидных сил, а также наличием неразложившихся растительных остатков, обусловливающих так называемое «структурное сцепление». Именно этот вид сцепления является наиболее устойчивым к изменению влажности. При нарушении естественной структуры торфов угол внутреннего трения изменяется очень незначительно, в то время как величина сцепления изменяется в 1,5—2 раза.

Таблица 18.11

Классификация торфяных залежей по степени их проходимости

(по Л.С.Амаряну)

Степень проходимости залежей	Сопротивление торфов сдвигу, $кг/см^2$
Непроходимая	0,02—0,06
Малопроходимая	0,06—0,08
Проходимая	0,08 0,12
Устойчивая	больше 0,12

Л.С.Амарян (1969) на основании изучения сопротивления торфов сдвигу в условиях естественного залегания и несущей способности слагаемых ими торфяных залежей установил характер проходимости последних (табл. 18.11). Несущая способность торфяных массивов так же, как и сопротивление сдвигу торфов, резко снижается при повышении обводненности залежи.

Неоднородность строения и состава торфяной залежи и сильная сжимаемость торфа могут привести к значительным неравномерным осадкам возводимых сооружений. Эти осадки протекают обычно в течение длительного периода времени. Кроме того, следует иметь в виду, что торфяным грунтам в отличие от минеральных свойственен еще один специфический вид уплотнения во времени — оно происходит под влиянием микробиологических процессов в органическом веществе торфа, сопровождающихся его минерализацией.

Литература

Амарян Л.С. Прочность и деформируемость торфяных грунтов. М.: Недра, 1969. 297 с.
Грунтоведение/Под ред. Е.М.Сергеева. 5-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1983. 392 с.
Лёссовый покров Земли и его свойства. М.: Изд-во МГУ, 2001. 464 с.
Лёссовые породы СССР. М.: Недра, 1986. Т. 1 — 232 с.; Т. 2 — 276 с.
Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1984. 511 с.
Лысенко М.П.. Состав и физико-механические свойства грунтов. М.: Недра, 1980. 272 с.
Сергеев А.И. Методика инженерно-геологического изучения торфяных массивов. М.: Наука, 1974. 201 с.
Трофимов В.Т. Генезис просадочности лёссовых пород. М.: Изд-во МГУ, 1999. 271 с.
Физико-механические свойства донных осадков Черного моря. Киев: Наукова думка, 1981. 204 с.

ГЛАВА 19

Класс природных мерзлых грунтов

Грунты этого класса отличаются содержанием в своем составе льда в форме видимых включений и (или) льда-цемента, формирующих криогенные структурные связи, и отрицательной или нулевой температурой. Они могут быть представлены и мощными толщами мономинерального состава — льдом.

Природные мерзлые грунты распространены в криолитозоне Земли, а также в холодное время года в области сезонного промерзания почв и горных пород. Учитывая то, что более 2/3 территории России находится в криолитозоне, а на остальной территории страны верхняя часть грунтовых массивов в течение холодного сезона (от 1 до 6 месяцев) находится в мерзлом состоянии, можно говорить о том, что этот класс природных грунтов играет важнейшую роль в развитии инженерно-хозяйственной деятельности. При оценке взаимодействия таких грунтов с инженерными сооружениями учет их мерзлого состояния является приоритетным.

В общей классификации грунтов среди природных мерзлых грунтов выделены в качестве группы скальные промерзшие грунты, дисперсные промерзшие грунты и грунты ледяные. Каждая из групп включает определенные подгруппы и типы (см. табл. 16.8). При этом такие особенности, как, например, гранулометрический и минеральный составы, многие показатели свойств, являющиеся общими для талых и мерзлых грунтов, не описываются (их можно найти в соответствующих предшествующих разделах), а освещаются главным образом характеристики, связанные с мерзлым состоянием и соответственно с наличием льда в этих грунтах.

19.1. Мерзлые скальные ледоминеральные грунты

Подразделение, распространение и состав. Мерзлые грунты этой группы формируются при эпигенетическом промерзании скальных и полускальных грунтов любого состава (граниты, базальты, песчаники, аргиллиты, сланцы и др.) и любого генезиса (интрузивные, эффузивные, метаморфические, осадочные и вулканогенно-осадочные). Они распространены во всех горно-складчатых сооружениях и на территориях древних платформ криолитозоны.

Мерзлые скальные ледоминеральные грунты содержат лед, который сосредоточен в трещинах и полостях. Его объемное количество изменяется от 1—2% в невыветрелых слаботрещиноватых гранитах и базальтах до 10—15% в песчаниках, аргиллитах, известняках (до 30%) и выветрелых базальтах и андезитах (Каган, Кривоногова, 1978). Но во всех таких грунтах лед количественно чаще всего имеет подчиненное значение. Поэтому такие грунты получили название *ледоминеральных*.

Необходимо напомнить, что при эпигенетическом промерзании скальных грунтов могут формироваться морозные грунты — грунты с отрицательной среднегодовой температурой, но не содержащие льда. Они имеют практически те же характеристики, что и скальные немерзлые грунты, и относятся к классу скальных грунтов.

По особенностям формирования А.А.Каган и Н.Ф.Кривоногова (1978) выделили в скальных грунтах пять типов льда — цементный, инъекционный, сегрегационный, инфильтрационный и сублимационный. Первый из них — это лед, образующийся в трещинах, которые были заполнены водой до промерзания массива. Инъекционный лед образуется в трещинах при внедрении в них воды под напором, обусловленным неравномерным промерзанием трещиноватых обводненных грунтов. Сегрегационный лед образуется в результате безнапорной миграции влаги к фронту промерзания (сегрегационное льдообразование возможно в скальных грунтах по трещинам и пустотам, заполненным тонкодисперсным материалом). Инфильтрационный лед формируется при затекании (инфильтрации) в мерзлый массив поверхностных вод или вод таликовых зон, расположенных выше по разрезу. Последний тип льда — сублимационный — образуется за счет парообразной влаги, поступающей в трещины и пустоты мерзлого массива. Очень часто в скальных грунтах образуется лед смешанных типов: цементно-сегрегационный, инъекционно-цементный. Выяснение генетического типа льда позволяет раскрыть особенности формирования многолетнемерзлой зоны в скальном массиве, обусловливающие, в свою очередь, его инженерно-геологическую оценку.

Каждый из этих типов льда отличается по строению и по-разному влияет на изменение свойств промерзших скальных грунтов (табл. 19.1).

Различия литолого-петрографического состава и степени выветрелости скальных грунтов определяют неодинаковую их льдистость. «Для массивно-кристаллических пород, где лед заполняет разноориентированные трещины, свойственны трещинные и трещинно-жильные криотекстуры, незначительная льдистость, даже в пределах верхних 20—30 м редко превышающая 1—3%.

Для осадочных и метаморфических, сформировавшихся из осадочных, основной фон трещиноватости которых определяется наличием трещин напластования или сланцеватости, типичными являются пластово-трещинные, пластово-трещинно-жильные криогенные текстуры. Для карстующихся раз-

Таблица 19.1

Основные текстурно-структурные особенности различных типов льдов в эпигенетически промерзших скальных грунтах

(по А.А.Кагану и Н.Ф.Кривоноговой, 1978)

Типы льда	Основные текстурно-структурные признаки льда	Влияние на изменение свойств скальных грунтов
Цементный	Лед прозрачный, отмечается осевой шов из пузырьков газа. Кристаллы ориентированы нормально к стенкам трещин: наиболее мелкие кристаллы располагаются у стенок трещин	Возможно небольшое распучивание грунтов на значительных участках (зонах) массивов
Инъекционный		Возможно значительное распучивание грунтов по отдельной трещине, локальным участкам
Сегрегационный	Шлировые скопления льда обычно ориентированы субпараллельно стенкам трещин. Лед прозрачный, кристаллы ориентированы вертикально к фронту промерзания	Возможно распучивание грунтов по отдельным участкам, зонам (выветривания, тектоническим)
Инфильтрационный	Натечные формы по крутопадающим трещинам, иногда подчеркнутые неправильной слоистостью; косогоризонтально-слоистый в пологих трещинах, суженные участки трещин полые	Распучивание невозможно
Сублимационный	Пленки, щетки, друзы кристаллов скелетного типа роста. Лед пористый, неслоистый, ориентировка кристаллов хаотическая	Распучивание невозможно

ностей пород осадочного комплекса, где пустотность массива определяется не только трещиноватостью, но и наличием полостей выщелачивания различных размеров и форм, заполненных льдом, характерны пластово-трещинно-карстовые криогенные текстуры.

Отдельные группы пород, в основном осадочного типа, помимо трещиноватости, отличаются значительной пористостью (до 10% и более). К ним принадлежат некоторые разности известняков, мергелей, доломитов, большинство песчаников. В таких случаях, кроме льда в трещинах, наблюдается лед-цемент в порах породы, т.е. при промерзании формируются пластово-трещинно-поровые криогенные текстуры.

Общая льдонасыщенность скальных пород при прочих равных условиях наименьшая для интрузивных пород и наибольшая для осадочных пород типа алевролитов и песчаников. Максимальная льдистость характерна для приповерхностной части скальных массивов. Однако очень часто общая льдонасыщенность скальных пород зависит не столько от типа скальной породы, сколько от структурно-геологических и тектонических особенностей отдельных регионов (районов, участков) и истории их геоморфологического развития.

Наиболее отчетливо зависимость криогенного строения от структурно-тектонической обстановки проявляется в общей льдонасыщенности пород. Поскольку наиболее трещиноватые из них приурочены к зонам тектонического дробления, льдистость скальных пород находится в тесной зависимости от тектонического строения территории. Так, для районов Средней Сибири,

которым свойственна среднегодовая температура пород от −3 до −5°С, по зонам тектонического дробления наблюдаются наиболее льдистые скальные породы; для районов, где среднегодовая температура пород выше этих величин, по зонам тектонического дробления отмечаются талики и, таким образом, общая льдонасыщенность пород снижается.

Для сланцев и песчаников мезозойских складчатых структур Средней Сибири, распространенных в зоне горного рельефа, при пологом спокойном залегании пластов характерна незначительная льдистость; при оттаивании такие породы не дают "тепловых" осадок. Те же породы в зонах интенсивных тектонических дислокаций, вблизи крупных разрывных нарушений, местами превращены в щебень с супесью или суглинком и сцементированы льдом. В приповерхностной зоне в этом случае отмечаются базальные криогенные текстуры и лед по объему преобладает над породой.

Глинистые сланцы в зонах тектонических нарушений отличаются наибольшей льдистостью. Породы в основаниях сооружений часто представляют своеобразный конгломерат, состоящий из отдельных крупных блоков слаботрещиноватых и слабольдистых пород, связанных льдом по тектоническим зонам. В зонах тектонических нарушений в карбонатных карстующихся породах трещины, заполненные льдом и имеющие ширину более 10 см, отмечались в разных районах Сибири до глубины 300—350 м, редко до 500 м» (Каган, Кривоногова, 1978, с. 22—23).

Криогенное строение грунтов. При эпигенетическом промерзании массивов скальных грунтов в зависимости от их состава, степени трещиноватости, положения уровня грунтовых вод, темпов промерзания, возможности оттока воды от фронта промерзания напряженного состояния пород происходит разное по масштабам их криогенное разуплотнение и формирование различных криогенных текстур (табл. 19.2).

Там, где породы, например граниты, промерзали в условиях зоны аэрации, значительное число трещин полые. Льдом выполнены частично или полностью отдельные, наиболее крупные трещины в результате инфильтрации поверхностных вод в уже мерзлую толщу. На более низких гипсометрических отметках, ближе к урезу рек и озер, где промерзание гранитов происходит в условиях полного водонасыщения, трещины выполняются льдом. Здесь формируются трещинно-жильные криогенные текстуры. В днищах долин, под террасами, где в прошлом располагались подрусловые талые зоны, трещины вначале выполняются водонасыщенным дисперсным материалом. При промерзании здесь формируются трещинно-цементные и трещинно-шлировые криотекстуры со льдом в виде цемента и шлиров в заполнителе трещин. В тектонических зонах криогенные текстуры трещинно-цементные, трещинно-шлировые при отчетливо выраженном шлировом характере льда в тонкодисперсном заполнителе трещины и трещинно-жильные в различных соотношениях (Кривоногова, Братищева, 1978).

Размеры прожилков льда во многом определяются первичным раскрытием трещин и их изменением при промерзании. Они изменяются от долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров. В зависимости от этого выделяются тонко-, средне- и толстосетчатые трещинные (трещинно-жильные) криотекстуры.

На рис. 19.1 приведена зарисовка жилы льда в гранитах, развитых по правому берегу р. Хениканджи (верховья р. Колыма). Она встречена на глубине

Таблица 19.2

Типы криогенных текстур в многолетнемерзлых скальных грунтах

(по А.А.Кагану и Н.Ф.Кривоноговой, 1978)

Название криогенной текстуры	Описание криогенной текстуры	Основные типы пород, для которых характерна криогенная текстура
Трещинная	Лед по трещинам в виде пленок, корок по стенкам или цемента и шлиров в заполнителе трещин	Магматические грунты — граниты, диабазы, андезиты, базальты. Метаморфические породы — роговики, кварциты, кристаллические сланцы, гнейсы
Трещинно-жильная	Лед заполняет трещины на всю площадь сечения, образуя прожилки	
Пластово-трещинная	Ледяные жилки по трещинам напластования создают основной облик криотекстуры; льдосодержащие трещины других систем имеют подчиненное значение	Осадочные грунты — доломиты, известняки, мергели, алевролиты, аргиллиты
Пластово-трещинно-поровая	Ледяные жилки по трещинам напластования и лед-цемент в порах породы; льдосодержащие трещины других систем имеют подчиненное значение	Осадочные грунты — песчаники, глинистые сланцы, мергели
Пластово-трещинно-карстовая	Ледяные жилки по трещинам напластования и пустотам выщелачивания и растворения создают основной облик криотекстуры; льдосодержащие трещины других систем имеют подчиненное значение	Осадочные грунты известняки, доломиты (карстующиеся), гипсы, каменная соль

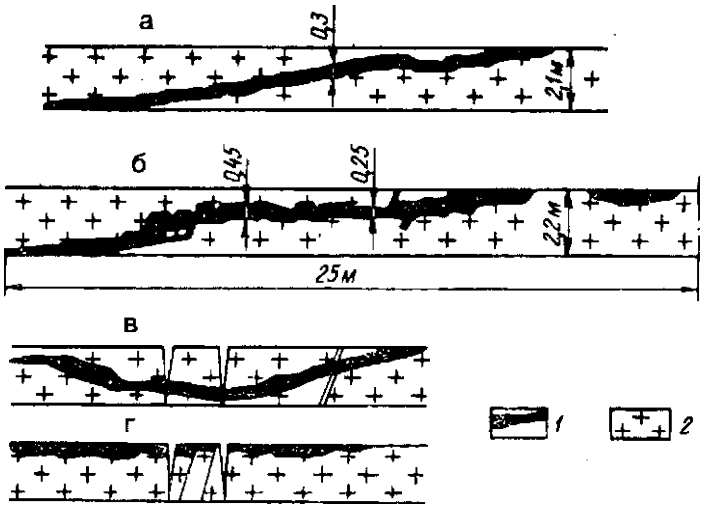


Рис. 19.1. Жилы льда в гранитах (*по В.Г.Гольдману, 1973*):

а, б — разрезы по стенке штольни; *в, г* — разрезы по стенкам и забоям рассечек; *1* — лед, *2* — гранит

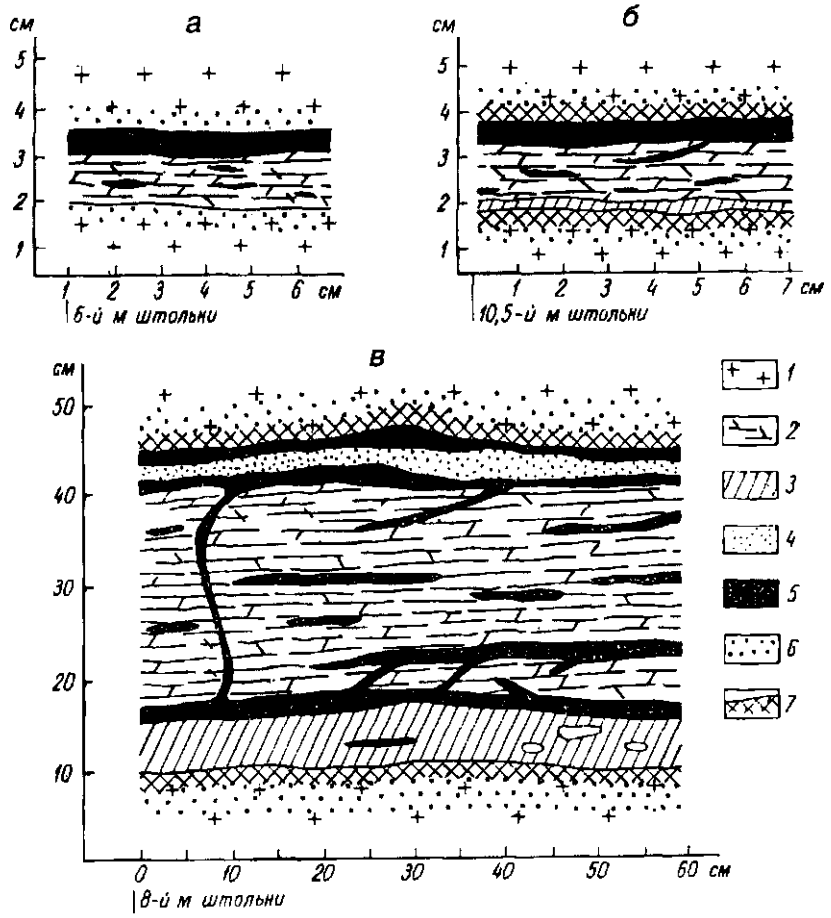


Рис. 19.2. Фрагменты криогенной текстуры мерзлых грунтов в зоне тектонических трещин (*по А.А.Кагану и П.Ф.Кривоноговой, 1978*):

а — правая стенка на расстоянии 6 м от устья штольни, масштаб 1:1; *б* — правая стенка на расстоянии 10,5 м от устья штольни, масштаб 1:1; *в* — правая стенка на расстоянии 8 м от устья штольни, масштаб 1:5; *1* — сохранные породы; *2* — катаклазированные раздробленные породы, в талом состоянии распадающиеся до дресвы; *3* — милонит; *4* — мерзлый песок; *5* — лед; *6* — ожелезнение; *7* — криогенная дезинтеграция

20—35 м от дневной поверхности и прослежена в горных выработках на расстояние до 25 м. Мощность ледяных жил 20—40 см.

Высокая льдонасыщенность мерзлых гранитов в зоне развития тектонических трещин отчетливо видна и на рис. 19.2. Особенно она значительна в зонах развития катаклазированных разностей грунтов.

Свойства грунтов. Эпигенетически промерзшие скальные ледоминеральные грунты отличаются от исходных более высокой прочностью. Физико-механические их свойства в значительной степени зависят от трещиноватости, хотя влияние сплошности на свойства таких грунтов проявляется по-разному. Лед, содержащийся в трещинах, упрочняет породу и в определенной степени выравнивает ее свойства в разных частях массива.

После протаивания физико-механические свойства ледоминеральных многолетнемерзлых скальных грунтов изменяются, причем степень изменения определяется, при прочих равных условиях, количеством льда в трещинах, степенью и характером их заполнения. Если массив при промерзании подвергался распучиванию, то при вытаивании льда механические свойства грунтов ухудшаются особенно резко. Процесс распучивания приводит к тому, что свойства грунтов после оттаивания, как правило, хуже, чем до промерзания.

При строительстве и эксплуатации сооружений возможно промерзание талых или оттаявших пород, что также отражается на их свойствах — обычно в сторону снижения деформируемости, увеличения прочности, но с одновременным возрастанием возможности проявления реологических процессов.

Деформационные свойства многолетнемерзлых **гранитов** были изучены сотрудниками Ленгидропроекта на объектах Восточной Сибири Северо-Востока России. На одном из объектов они были представлены гранитами светло-серыми, среднезернистыми, биотитовыми с ксенолитами осадочных и интрузивных пород. Граниты массивные, крепкие и средней крепости, трещиноватые. Основным развитием в пределах опытных площадок пользуются трещины двух систем — крутопадающие и пологие, причем преобладает вторая из перечисленных систем трещин. Раскрытие трещин измеряется несколькими миллиметрами, не превышая 5—8 мм. Местами трещины переходят в волосяные. Вдоль трещин развита кайма ожелезнения шириной до 40—50 мм. Трещины обычно заполнены льдом на всю ширину их раскрытия.

Данные о величинах модуля деформации, полученные при испытаниях в штольне штампом площадью 1 м, приведены в табл. 19.3. В ходе работ было установлено, что мерзлые грунты начинают ощутимо деформироваться с нагрузок, составляющих 2,0—4,0 МПа. Зависимость осадки от нагрузки (рис. 19.3) свидетельствует о малой сжимаемости этих грунтов.

В предварительно оттаянных гранитах смещения фиксировались при приложении первой ступени давления, которую в опытах принимали равной

Таблица 19.3

Деформируемость гранитов до и после оттаивания

(по А.А.Кагану, Н.Ф.Кривоногову, 1978)

Номер штампа	До оттаивания			После оттаивания		
	интервал нагрузки, МПа	осадка, мм	модуль деформации, МПа, 10^4	интервал нагрузки, МПа	осадка, мм	модуль деформации, МПа, 10^4
Подошва штольни						
5	0 7,0	0,07	55,0	0 7,0	0,62	6,2
6	0—7,0	0,09	42,5	0 7,0	0,71	5,4
7	0 7,0	0,07	55,0	2,0—7,0	0,34	8,0
8	0 7,0	0,13	29,0	1,0 7,0	0,51	6,4
Стенка штольни						
9	0 7,0	0,07	55,0	0—7,0	0,09	42,5
10	0—7,0	0,04	95,0	3,0 7,0	0,19	11,5
11	0—7,0	0,05	76,0	0 7,0	0,10	38,0
12	0 7,0	0,04	95,0	0—7,0	0,14	27,0

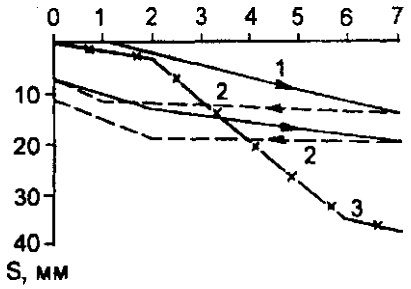


Рис. 19.3. Зависимость осадки от нагрузки мерзлых и оттаявших гранитов (*по А.А.Кагану, Н.Ф.Кривоноговой, 1978*):

1 — кривая нагрузки мерзлых гранитов; *2* — кривая разгрузки мерзлых гранитов; *3* — кривая нагрузки оттаявших гранитов

1,0 МПа. Зависимость между нагрузкой и осадкой для этих грунтов в отличие от мерзлых гранитов представляет собой ломаную линию, что указывает на различную степень сжимаемости под разными по величине нагрузками. Это объясняется различным сопротивлением перемещению разных блоков, слагающих основание штампов, при воздействии на них неодинаковых по величине давлений. В первом цикле нагружения граниты заметно уплотняются и поэтому их сжимаемость при вторичном приложении нагрузки уменьшается по сравнению с первой стадией опыта в 1,5—2 раза.

В табл. 19.3 показаны величины осадок штампов и модулей деформации исследованных грунтов, полученных в первом цикле нагружения и для мерзлых разностей и для оттаявших. Они наглядно демонстрируют цементирующую роль льда в мерзлых скальных грунтах, оттаивание которых приводит к увеличению их деформируемости в 3—8 раз в зависимости от направления действия нагрузки по отношению к господствующей системе трещин.

Деформируемость **андезитов**, служащих основанием гидроэлектростанции, изучали сотрудники Всесоюзного научно-исследовательского института золота и редких металлов.

По степени выветрелости андезиты подразделялись на три разновидности. К первой из них относятся андезиты, не затронутые процессами выветривания. Это темно-серая плотная порода массивной текстуры. Для верхней зоны характерна повышенная трещиноватость. С глубиной количество и раскрытие трещин уменьшается, они становятся волосяными и закрытыми. В породе отмечаются многочисленные зеркала скольжения. Суммарная влажность (льдистость) сохранных андезитов изменяется от 1,3 до 9,4%, а объемная масса — от 2,34 до 2,86 г/см^3.

Вторую разновидность слагают андезиты измененные. В естественном залегании они мало отличаются от сохранных пород, однако после оттаивания их прочностные и деформационные свойства резко снижаются.

Третья разновидность представлена андезитами сильно измененными. Они имеют грязно-зеленую и оливково-зеленую окраску, текстура пород порфировая. Андезиты разбиты многочисленными трещинами, ширина которых варьирует от долей миллиметра до 3 см. Все трещины заполнены льдом. В мерзлом керне порода сохраняет естественную текстуру, однако при оттаивании образцы распадаются на щебень, дресву и супесь. Состав и свойства разрушенных андезитов отличаются большой неоднородностью, свойственной элювированным породам, что подтверждается широким диапазоном изменения влажности (1,5—45%) и объемной массы (1,39—2,66 г/см^3).

Опытное определение сжимаемости андезитов проводили жестким стальным штампом диаметром 60 см в рассечках шурфа, пройденных на глубинах 7 и 15 м на трех площадках. Полученные данные приведены в табл. 19.4 и 19.5. В них величины осадки и модулей деформации соответствуют сохранности ан-

Таблица 19.4

Деформируемость мерзлых андезитов при температуре –5...–6°С

(по А.А.Кагану, Н.Ф. Кривоноговой, 1978)

Нагрузка, МПа	Осадка, мм			Модуль деформации, МПа			Разгрузка, МПа	Остаточная деформация после разгрузки штампов, мм	
	штампы			штампы					
	1	2	3	1	2	3		1	2
0,35	1,30	0,80	2,00	126,0	203,0	81,5	1,24	4,00	4,17
0,65	2,15	1,61	2,88	140,0	187,0	104,0	0,95	4,00	4,17
0,95	2,93	2,62	3,69	150,0	168,0	120,0	0,65	3,94	4,17
1,24	3,54	3,42	4,19	162,0	168,0	138,0	0,35	3,72	4,17
1,54	4,02	4,17	4,40	178,0	172,0	163,0	0,0	2,99	3,74

дезитов в основании штампов, причем степень их разрушенности возрастает от первого штампа к третьему. Зависимость между нагрузкой и модулем деформации мерзлых андезитов оказалась прямолинейной (рис. 19.4), свидетельствуя о линейной деформации мерзлых андезитов.

Таблица 19.5

Деформируемость оттаянных андезитов

(по А.А.Кагану, П.Ф.Кривоноговой, 1978)

Нагрузка, МПа	Модуль деформации, МПа, определенный в опытах		
	1	2	3
0,35	50,4	24,2	26,4
0,62	45,3	36,6	27,6
0,94	52,5	46,5	31,2
1,24	59,4	58,5	31,7
1,50	63,1	66,7	32,9

Характер нарастания деформации мерзлых пород во времени показан на рис. 19.5, из которого следует, что примерно 50% от общей осадки происходит в момент приложения нагрузки. Это соответствует состоянию испытанных пород. Скорость затухания осадки уменьшилась с ростом вертикальной нагрузки. Восстанавливающиеся деформации протекают очень быстро и проявляются при уменьшении нагрузки до 0,35 МПа.

В процессе оттаивания андезитов без их пригрузки никаких перемещений обнаружено не было. Надо полагать, что это явилось следствием как небольшой массы породы (при мощности оттаявшего слоя 1 м она составляла около 0,025 МПа), так и зависания отдельных блоков породы за счет сил трения по их боковой поверхности.

В отличие от мерзлых андезитов основная часть деформации (до 80—90%) талых пород

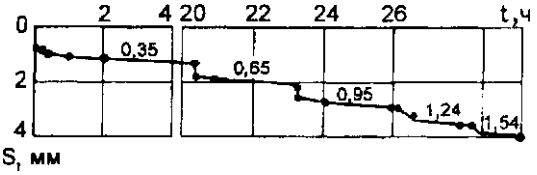


Рис. 19.4. Зависимость модуля деформации мерзлых андезитов от нагрузки (*из А.А.Кагану, Н.Ф.Кривоноговой, 1978*)

1 — штамп № 1; *2* — штамп № 3

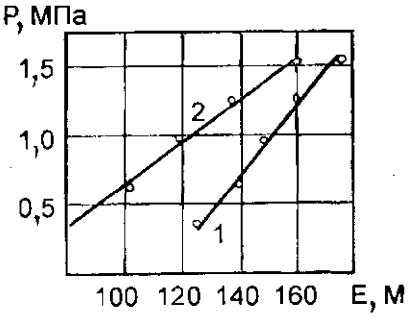


Рис. 19.5. Развитие во времени осадок мерзлых андезитов под нагрузкой (давление на штамп в МПа указано числами вдоль кривой) (*по А.А.Кагану, П.Ф.Кривоноговой, 1978*)

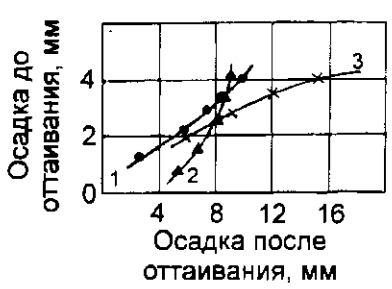


Рис. 19.6. Взаимосвязь осадки штампом до и после оттаивания андезитов (*по А.А.Кагану, Н.Ф.Кривоноговой, 1978*):

1 — штамп № 1; *2* — штамп № 2; *3* — штамп № 3

происходит сразу же после приложения вертикальной нагрузки и затухает значительно быстрее, чем в мерзлой породе. Время стабилизации осадки возрастает с увеличением нагрузки. Как и в случае с мерзлыми породами, наибольшей деформируемостью отличаются сильнотрещиноватые разрушенные андезиты.

Между осадкой андезитов в мерзлом и оттаянном состоянии существует достаточно тесная связь (рис. 19.6). Вытаивание льда увеличивает деформируемость относительно сохранных пород в 2—3 раза, а разрушенных более льдистых — в 3—5 раз.

Деформационные особенности глинистых **сланцев** в мерзлом состоянии и после их оттаивания изучались в пос. Тикси. На экспериментальных площадках, в пределах которых опыты проводились круглым штампом площадью 0,5 м^2, эти сланцы в верхней части разреза разбиты трещинами на плитки. До глубины 1 м толщина плиток около 1—2 см, по трещинам в грунте встречаются короткие линзы и гнезда льда. Глубже толщина плиток увеличивается до 3—5 см. Сланцы разбиты пересекающимися пологопадающими (5—15°) и крутопадающими (70—80°) трещинами. Первые обычно криволинейные и сопровождаются зонами дробления мощностью до 5 см; частично они заполнены льдом, мощность отдельных прожилков достигает 4 см. Крутопадающие трещины прямолинейные, обычно волосяные. Среднегодовые температуры грунтов −11,6°С.

Для сланцев нижнего слоя определялся предел прочности на сжатие. При испытании кубиков размером 5×5×5 см оказалось, что величина предела прочности на сжатие изменяется от 52,0 до 58,0 МПа. В целом мерзлые сланцы являлись прочными, слабосжимаемыми грунтами.

После оттаивания сжимаемость глинистых сланцев существенно повышалась. Они резко реагировали на изменение нагрузки: в интервале давлений от 0,05 до 1,0 МПа сжатие увеличивается от 2 до 16 раз. При нагрузках более 0,5—0,6 МПа сланцы характеризуются как просадочные, что свидетельствует о том, что в естественном залегании они были распучены при промерзании.

Деформационные свойства слоистой толщи, сложенной переслаиванием **песчаников** и **сланцев**, изучены В.А.Тайбащевым с помощью штампов диаметром 0,6 и 1,0 м в рассечке, пройденной из шурфа на глубине 15 м. Песчаники тонкозернистые пронизаны многочисленными прожилками кварца размером до 3—5 мм и разбиты трещинами, идущими параллельно и вкрест напластованию, на плитки разной толщины. Раскрытие трещин меняется от 1—2 до 30 мм. Трещины полые или заполнены льдом и мерзлым мелкоземом.

Сланцы по составу относятся к карбонатно-глинистым, на отдельных участках в них в большом количестве встречаются кварцевые прожилки толщиной до 3 мм. Трещины напластования с раскрытием 2—3 мм разбивают породу на плитки. Частично они заполнены разрушенным кварцем или супесью со льдом.

Исследования показали, что в мерзлом состоянии эти грунты — слабосжимаемы. При оттаивании без воздействия дополнительной нагрузки осадки ни в одном из опытов не проходило. При нагрузках, превышающих создаваемые собственным весом вышележащих грунтов (0,01—0,02 МПа), сжимаемость существенно возрастает. При этом максимальные ее величины свойственны грунтам верхней части разреза; с увеличением глубины залегания грунтов она прогрессивно уменьшается.

Вывод об отсутствии тепловых осадок толщи песчано-глинистых сланцев и песчаников был проверен на опытном участке размером 20×20 м. Породы прогревались электрическими нагревателями. Опыт длился 60 дней. За это время породы в пределах опытного участка протаяли больше чем на 15 м, что соответствует нагрузке от собственной массы породы не менее 0,30—0,35 МПа. Однако тепловые осадки зарегистрированы не были.

Деформационные характеристики многолетнемерзлых **алевролитов** были изучены сотрудниками Ленгидропроекта при изысканиях для обоснования проекта ряда объектов горно-обогатительного комбината в Якутии. Они обладают тонкозернистой структурой и сланцеватой текстурой, метаморфизованы (отмечаются окварцевание и биотитизация), а вблизи тектонических нарушений они катаклазированы. В алевролитах встречаются прожилки кварца, сульфидов и сульфатов. Кварцево-кремнистый цемент в породе порового или контактного типа.

Алевролиты отличаются сильной трещиноватостью: модуль трещиноватости равен 30—60. По генетической принадлежности выделяются трещины выветривания, напластования и тектонического происхождения. С последними двумя типами трещин связаны включения чистого льда. Ширина трещин напластования 1—2 мм. Раскрытие тектонических трещин меняется от долей миллиметра до 3—5 мм.

Лед в породах содержится в виде льда-цемента, корок толщиной до 1 мм, прожилок и отдельных линз мощностью 4—10 см. До глубины 20 м лед-цемент развит повсеместно, в то время как пленки, прожилки, линзы приурочены к трещинам в верхней части массива до глубины 5—6 м, а крупные включения льда на больших глубинах встречены только в зонах дробления.

Лабораторное изучение монолитных образцов показало, что плотность скелета алевролита 2,55 г/см^3, суммарная влажность 4%, а предел прочности на сжатие 140 МПа.

Полученные на основании анализа экспериментальных данных основные выводы сводятся к следующему: 1) модуль деформации мерзлых алевролитов изменяется от 400 до 950 МПа и зависит от суммарной влажности-льдистости грунтов (рис. 19.7); 2) при протаивании сжимаемость алевролитов резко возрастает. При этом отношение модулей деформации мерзлой и талой пород изменяется от 7 до 26, уменьшаясь с ростом льдистости-влажности (рис. 19.8); 3) существенное влияние на величину деформируемости оказывает угол между плоскостью падения пород и направлением действия нагрузки. С увеличением крутизны падения пластов сжимаемость грунтов уменьшается (рис. 19.9); 4) осадки при оттаивании, если пригрузка очень небольшая (до 0,04 МПа), уменьшаются по мере удаления от поверхности и с глубины 6 м практически несущественны (рис. 19.10). Наибольшие осадки зафиксированы в приповерхностной, наиболее льдонасыщенной и распученной зонс.

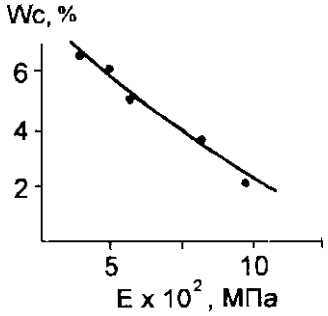


Рис. 19.7. Взаимосвязь модуля деформации мерзлых алевролитов и суммарной их влажности (*по А.А.Кагану, П.Ф.Кривоноговой, 1978*)

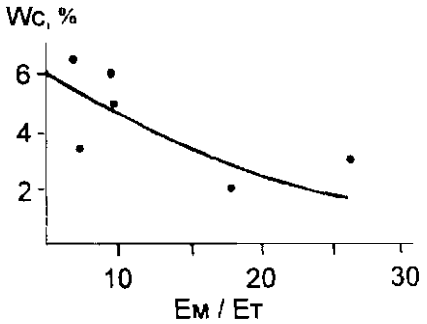


Рис. 19.8. Взаимосвязь отношений модулей деформации мерзлых и талых алевролитов с суммарной влажностью (*по А.А.Кагану, Н.Ф.Кривоноговой, 1978*)

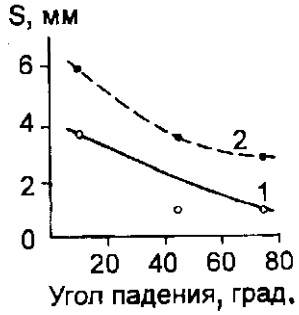


Рис. 19.9. Зависимость величины осадки алевролитов от угла падения пластов (*по А.А.Кагану, Н.Ф.Кривоноговой, 1978*):

1 — нагрузка 0,02 — 0,04 МПа; *2* — нагрузка 0,4 МПа

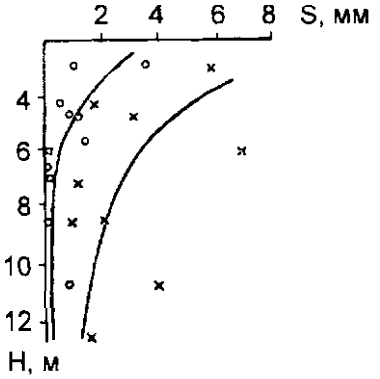


Рис. 19.10. Изменение сжимаемости оттаявших алевролитов с глубиной при нагрузках 0,01—0,04 МПа (светлые кружки) и 0,15 МПа (крестики) (*по А.А.Кагану, П.Ф.Кривоноговой, 1978*)

Одной из важнейших характеристик многолетнемерзлых скальных грунтов является их прочность, которая определяется как в лабораторных, так и в полевых условиях. Лабораторные опыты, хотя и не позволяют оценить сопротивление сдвигу массива, дают возможность получить представление о закономерностях деформирования многолетнемерзлых пород.

Прочность образцов мерзлых пород определяется прочностью их минеральной составляющей и цементирующим действием льда, заполняющего микротрещины. При этом влияние последнего на параметры прочности — угол внутреннего трения и сцепление — неодинаково. Если первый из перечисленных показателей, как правило, довольно слабо различается для талых и мерзлых грунтов, то сцепление мерзлых образцов значительно, в отдельных случаях в 4—5 раз, превышает указанный параметр для талых грунтов (табл. 19.6).

Влияние влажности-льдистости на прочность скальных грунтов проявляется не только в их мерзлом состоянии, но и сказывается на прочности при оттаивании (табл. 19.7). Это влияние, как свидетельствуют эти данные, не

Таблица 19.6

Параметры прочности мерзлых и талых грунтов

(по А.А.Кагану, Н.Ф.Кривоноговой, 1978)

Грунты	Мерзлые		Талые		Влажность, %
	угол внутреннего трения, градус	сцепление, МПа	угол внутреннего трения, градус	сцепление, МПа	
Диабазы	36,5	30,0	36	23,0	0,66
Известняки					
глинистые	37	16,0	37	10,6	1,6
песчаные	36	9,0	36	5,8	1,4
Алевролиты	30	10,0	30	5,0	6,5
Мергели	35	3,7	35	0,8	12,0
Мергели с прослоями песчаника	32	11,0	26	7,5	4,6
Песчаник мергелистый	36	3,85	37	2,5	8,5

одинаково не только для разных пород, но и для различных способов испытаний.

Следует отметить, что влияние влажности (льдистости) на прочность скальных грунтов по-разному проявляется при разных ее значениях. Для мерзлых образцов до влажности 1,5% прочность всегда возрастает вследствие проявления новых криогенных связей. При дальнейшем увеличении влажности ее рост несколько замедляется, а затем прочность может падать, так как лед производит расклинивающее действие, нарушая естественные цементационные связи и заменяя их значительно более слабыми льдоцементационными.

На прочность мерзлых скальных грунтов существенное влияние оказывает их температура. На рис. 19.11 и 19.12 показана зависимость прочности песчаников на одноосное сжатие.

В лаборатории ВНИМИ были проведены прямые эксперименты, доказывающие, что наличие мерзлого заполнителя в трещинах приводит к увеличению прочности известняков (табл. 19.8). Особенно это сказывается на параметре сцепления, которое в 3—6,5 раза больше, чем в случае сухих шероховатых контактов.

Таблица 19.7

Влияние влажности на уменьшение прочности мерзлых пород при оттаивании

(по А.А.Кагану, Н.Ф. Кривоноговой, 1978)

Грунты	Отношение прочности мерзлых и талых пород	Влажность, %	Метод испытания	Температура образцов, °С
Диабазы	1,31	0,5—0,7	Сжатие соосными пуансонами	5... 7
Мергели	4,72	12... 13	Одноосное и трехосное сжатие	–10
Известняки глинистые	1,51	1,5—1,6	То же	–10
То же	2,5	0,3—1,4	Растяжение	–10

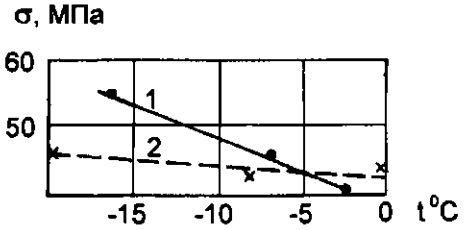


Рис. 19.11. Зависимость предела прочности на сжатие песчаника от температуры (*по Л.С.Бурштейну и А.Н.Курочкину, 1965*):

1 — влажность 2,4—2,5%; *2* — влажность 1,3—1,6%

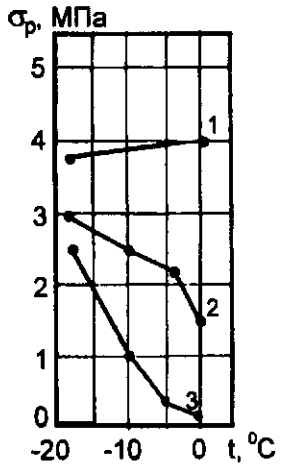


Рис. 19.12. Влияние температуры и влажности на предел прочности песчаников на растяжение (*по Л.С.Бурштейну и А.Н.Курочкину, 1965*):

1 — влажность 0,2%; *2* — влажность 1,5—1,6%; *3* — влажность 6,5%

Таблица 19.8

Параметры прочности контактов в известняках при различных видах заполнителя трещин

(*по А.А.Кагану, Н.Ф.Кривоноговой, 1978*)

Характеристика контактов	Угол трения, градус	Сцепление, МПа
Контакты гладкие:		
сухие	(15—28)/23	(0,05—0,06)/0,11
влажные	28	0,03
Контакты шероховатые		
сухие	(30—37)/36	(0,12—2,3)/0,13
влажные	28	(0,07—0,25)/0,12
Трещина заполнена:		
талой глиной (W = 20—22%)	11	0,015
слоем глины мощностью 5 мм, t = –3°С	17	0,55
мерзлой глиной, t = –5°С	30	0,83
льдом (пятнистое заполнение), t = –5°С	35	0,39
льдом, мощностью 2 мм, t = –5°С (стенки шероховатые)	33	0,87
льдом мощностью 3 мм, t = –5°С (стенки гладкие)	35	0,58

Для того чтобы получить представление о влиянии продолжительности эксперимента на трение и сцепление известняков, по трещине, заполненной слоем льда толщиной 2 мм, проводили сдвиг в течение 1 ч. При температуре −3,5...−4°С угол внутреннего трения составил 22°, а сцепление 0,185 МПа. Снижение температуры до −7°С не привело к изменению параметра трения, но повысило сцепление до 0,30 МПа. Угол внутреннего трения оказался примерно в 1,5 раза, а сцепление — в 2,5 раза меньше аналогичных значений, полученных при кратковременных испытаниях.

При определении прочности мерзлых ледоминеральных грунтов существенную роль играет масштабный эффект. В табл. 19.9 приведены данные о величинах сцепления мерзлых и оттаявших скальных грунтов в образцах и в «массиве», в качестве которого выступал блок размером 50×40×70 см. В табл. 19.10 суммированы материалы об изменении прочности мерзлых мергелей в час-

Таблица 19.9

Сцепление мерзлых и талых скальных грунтов разного состава

(по А.А.Кагану, Н.Ф. Кривоноговой, 1978)

Грунт	Состояние грунта	Сцепление, МПа		Коэффициент ослабления
		в куске	в массиве	
Мергель	Талое	0,85	(0,032—0,123)/ 0,061 (5)	0,072
	Мерзлое	1,50	(0,161—0,358)/ 0,273 (6)	0,18
Мергель с прослоями песчаника	Талое	1,01	(0,123—0,216)/ 0,171 (6)	0,17
	Мерзлое	1,50	(0,212—0,410)/ 0,313 (10)	0,21
Известняк мелкозернистый сильнотрещиноватый с прослоями глины	Талое	9,00	(0,051—0,098)/ 0,065 (7)	0,007
	Мерзлое	9,00	— / 0,217 (1)	0,024
Мергель с прослоями песчаника	Мерзлое	1,50	(0,340—0,464)/ 0,402 (2)	0,27
То же, длительные испытания	Мерзлое	—	(0,282—0,364)/ 0,323 (2)	—

Примечание. 1. Угол внутреннего трения принимается равным 37°; 2. Здесь и в табл. 19.10 в скобках в знаменателе указано число определений.

Таблица 19.10

Влияние оттаивания на сцепление мергелей

(по А.А.Кагану, Н.Ф. Кривоноговой, 1978)

Характеристика мергелей	Сцепление, МПа		Коэффициент ослабления
	в куске	в массиве	
Мерзлые	около 1,70*	(0,120—0,410)/ 0,266 (10)	0,16
Частично оттаявшие	около 1,50*	(0,150—0,360)/ 0,220 (6)	0,15
Талые	1,01	(0,060—0,090)/ 0,070 (5)	0,07

* Подсчитано в соответствии с опытами, проведенными на мергелях других участков.

тично оттаявшем и талом состоянии. Эти данные свидетельствуют о том, что оттаивание снижает прочность изученных грунтов в 2—4 раза. Характерно, что во всех случаях коэффициент ослабления мерзлых грунтов больше этой же величины для талых грунтов.

Многолетнемерзлые скальные грунты при протаивании могут давать *тепловую осадку*. На рис. 19.13 приведены данные об осадке толщи андезитов в районе размещения Аркагалинской ГРЭС под действием собственного веса при искусственном оттаивании методом иглового гидрооттаивания. Максимальная величина перемещений составила 200 мм, что соответствует относительной осадке 0,7—1,0%. Проходили осадки со скоростью 3—5 мм/сут и через два месяца после начала гидрооттаивания затухли. Участок площадью 8000 м², который подвергали оттаиванию, располагался на склоне долины. На территории опытного участка было установлено 20 реперов, заглубленных на 5 м. Глубина оттаивания в верхней части склона достигала 20 м, составляя на остальной площади участка около 25 м. Указанные различия, по-видимому,

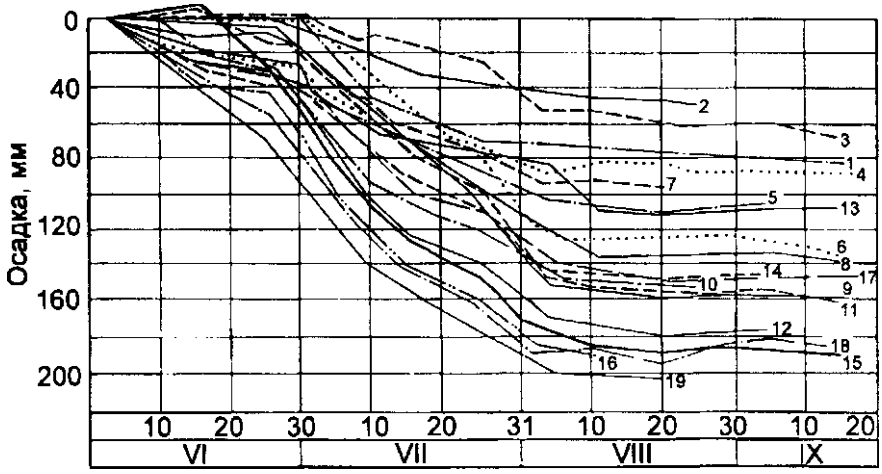


Рис. 19.13. Развитие тепловых осадок при оттаивании андезитов во времени (*по Т.А.Айдале, 1972*). Цифры у кривых соответствуют номерам глубинных реперов

следствие перемещения воды вниз по склону и разной трещиноватости пород на разных исследуемых участках. Величина протаивания на участках повышенной трещиноватости, как показало контрольное бурение, доходила до 36 м (Каган, Кривоногова, 1978).

Для оценки деформируемости пород после оттаивания были проведены штамповые испытания. При подготовке опытной площадки скальные грунты разрабатывали отбойными молотками на глубину до 5 м. В местах установки штампов расшатанные блоки андезитов выбирали вручную, мелкие куски выметали, а мелкие частицы сдували сжатым воздухом. Для выравнивания поверхности андезитов с целью обеспечения равномерной передачи нагрузки опытную площадку строго по размерам штампа заливали тонким слоем бетона мощностью до 10 см. На бетон наливали тонким слоем цементный раствор (1—2 см) и укладывали две железобетонные плиты, каждая размером 3×2 м. Затем арматуру сваривали и плиты бетонировали. На первую железобетонную плиту укладывали и замоноличивали бетоном еще три ряда плит. Нагрузочное устройство и штамп передавали на основание с давлением 0,037 МПа, соответствовавшим примерно бытовому на отметке заложения котлована. После приложения первой ступени нагрузки давление составило 0,094 МПа, а после приложения второй ступени — 0,206 МПа. Осадки были зафиксированы только после последней ступени нагружения. Два угла штампа сместились на 4 мм, один — на 1 мм и последний также на 1 мм. Осадки явились результатом обжатия поверхностного слоя, что подтверждается отсутствием перемещений глубинных реперов. Последующее нагружение довело давление до 0,306 МПа, а осадка составила 2—8 мм.

Деформации затухали сразу после приложения каждой из ступеней нагрузки. Максимальное давление выдерживалось в течение четырех месяцев, никаких перемещений штампов и породы обнаружено не было.

19.2. Мерзлые дисперсные ледоминеральные—органоледяные грунты

МЕРЗЛЫЕ ДИСПЕРСНЫЕ ЛЕДОМИНЕРАЛЬНЫЕ И МИНЕРАЛЬНО-ЛЕДЯНЫЕ ГРУНТЫ

Подразделение, распространение и состав. К *ледоминеральным мерзлым грунтам* относятся малольдистые и льдистые песчано-глинистые и крупнообломочные грунты, в которых суммарное содержание льда составляет менее 40%. Этому содержанию льда в глинах соответствуст влажность меньше нижнего предела пластичности. К *минерально-ледяным мерзлым грунтам* относятся сильнольдистые и очень сильнольдистые грунты, в которых содержание льда составляет более 40% (табл. 19.11). В глинах этому содержанию льда соответствует влажность выше нижнего предела пластичности. В песках это примерно соответствует влажности, при которой после промерзания появляются видимые шлиры льда и базальный лед-цемент. В крупнообломочных грунтах это также примерно соответствует влажности, при которой после промерзания появляются видимые шлиры льда и базальный лед-цемент.

Данные разновидности мерзлых грунтов распространены во всех без исключения районах криолитозоны. Они представлены син-, эпи- и диакриогенными образованиями и наиболее широко развиты в пределах молодых платформ, в северных областях древних платформ. В горно-складчатых районах они в основном приурочены к речным долинам и склонам горных сооружений.

Два показателя ледоминеральных и минерально-ледяных многолетнемерзлых грунтов наряду с их гранулометрическим составом являются важнейшими, во многом определяющими их свойства: 1) температура грунтов на территории России изменяется от 0° до −15...−18°С (особенно на подошве слоя годовых нулевых амплитуд), поскольку определяет количество незамерзшей воды; 2) суммарная льдистость (влажность) грунтов.

Самые высокие значения влажности встречаются обычно в синкриогенных тонкодисперсных отложениях: в пылеватых песках до 40—50%, в супесях и суглинках до 80—100%. Самые низкие значения влажности свойственны эпикриогенным плотным суглинкам и глинам с грубообломочным материалом и крупным пескам. Так же, естественно, распределяется в этих грунтах и льдистость.

Среди дисперсных минерально-ледяных многолетнемерзлых грунтов свойствами и строением принципиально отличаются глинистые и песчаные многолетнемерзлые грунты. Они, как правило, обладают разным криогенным стро-

Таблица 19.11

Критерии разделения грунтов по льдистости за счет видимых ледяных включений

(*по ГОСТ 25100-95*)

Разновидность грунтов	Льдистость за счет видимых ледяных включений, доли единицы, д.е.	
	Скальные и полускальные грунты	Дисперсные грунты
Слабольдистый	< 0,01	< 0,20
Льдистый	0,01—0,05	0,20—0,40
Сильнольдистый	> 0,05	0,40—0,60
Очень сильнольдистый	–	0,60—0,90

ением, отличающимися криогенными текстурами и различной льдонасыщенностью. Промежуточными свойствами характеризуются многолетнемерзлые суглинки и супеси.

Рассмотрим это на примере лагунно-морских многолетнемерзлых грунтов Гыданского полуострова на севере Западной Сибири, где они имеют широкое распространение и находятся в многолетнемерзлом состоянии. Среднегодовые температуры их на большей части территории Гыданского полуострова ниже −3°, лишь на юге, на лайде Тазовской губы их температура местами повышается до −1...−2°. Почти на всей территории полуострова лагунно-морские отложения промерзали сингенетически.

Влажность (весовая) этих мерзлых грунтов в зависимости от их дисперсности и криогенного строения изменяется от 15—20 до 65—70% (рис. 19.14).

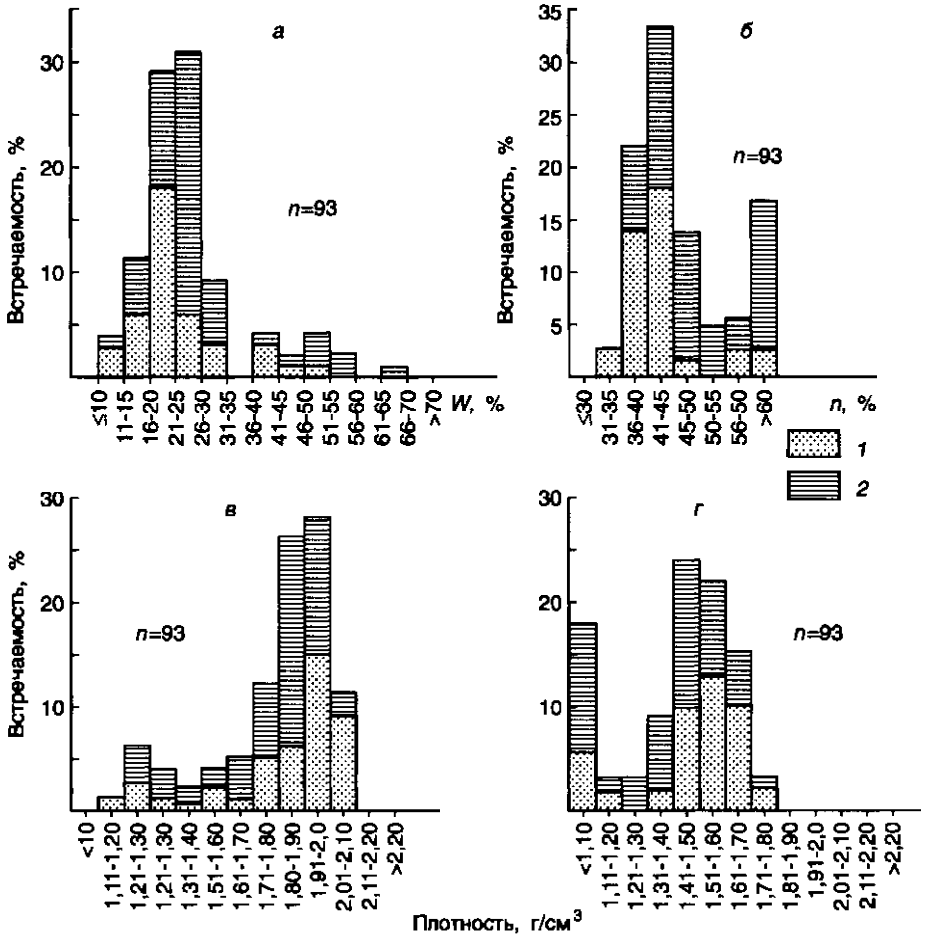


Рис. 19.14. Гистограммы распределения показателей состава и свойств ледоминеральных и минерально-ледяных дисперсных песчаных (*1*) и глинистых (*2*) многолетнемерзлых грунтов лагунно-морского генезиса Гыданского полуострова, север Западной Сибири (*по В.Т.Трофимову, Ю.Б.Баду, Ю.К.Васильчуку, 1986*):

а — естественая влажность; *б* — пористость; *в* — плотность грунтов, *г* — плотность скелета грунтов

Таблица 19.12

Данные о засолении мерзлых позднеплейстоценовых и современных грунтов Арктического побережья России

(по данным В.И.Аксенова, Ю.Б.Баду, А.В.Брушкова, Ю.К.Васильчука, Ю.Я.Велли, И.Д.Данилова, Г.И.Дубикова, В.Т.Трофимова, А.П.Яркого)

Район	Характеристика пород	Место отбора	Засоленность,%
Европейская территория России	Морские и аллювиальные отложения	Хайпудырская губа	0—0,3
		р. Сарембойяха	0,1—0,2
		пос. Пионерный	0,1
		пос. Амдерма	0,1—1,5
		о. Колгуев	0,2—0,8
		низовье Печоры	0,1—0,2
Западная Сибирь	Морские, аллювиально-морские, аллювиальные, озерные и солюфлюкционно-делювиальные отложения	о. Белый	3,1—5,1
		п-ов Явай	6,2—12,2
		оз. Томбейто	0,2—0,5
		Бовванеиково	0,03—2,1
		о-ва Шараповы Кошки	до 2,4
		Северный Ямал	0,5—2,0
		р. Сядорьяха	0,4—1,3
		р. Тамбыяха	0,5—1,1
		Южный Ямал	0,2—0,5
		Мыс Харасавэй	0,2—1,4
		оз. Нейто	0,2—0,6
		Обско-Пурское междуречье	0,05—0,1
		пос. Диксон	0,5—1
		Гыдан, оз. Меркуто	0,4—1,2
		р. Сухой Полуй	0,6
Восточная Сибирь	Морские отложения	п-ов Чукотка	0,2
		Лагуна Рыпильхин	1,5—3
		м. Шмидта	до 1
		г. Певек	0,1—0,5
		г. Анадырь	0,2—0,5
		дельта Лены, Быковский п-ов	0,1—0,2
		Ванькина губа	0,4—1,2
		устье Алазеи	0,2—1,0
	Элювиальные отложения	Халерчинская тундра	0,5—2,0
		г. Анадырь	0,3
	Аллювиальные отложения	п-ов Чукотка	0,1—0,2

Минимальная влажность свойственна песчаным грунтам с массивной криогенной текстурой: обычно она составляет 16—25% и встречается наиболее часто. В прослоях и линзах супесчано-суглинистых пород влажность чаще всего 25—30 %; более высокие значения (40—60%) встречаются значительно реже, но с почти одинаковой вероятностью.

Среди дисперсных ледоминеральных и минерально-ледяных многолетнемерзлых грунтов в прибрежных районах Российской Арктики широко распространены засоленные грунты (табл. 19.12). А.В.Брушковым (1998) показано, что преимущественный путь образования засоленных мерзлых пород Арктического побережья связан с син- и эпигенетическим промерзанием морских и дру-

гих слаболитифицированных отложений, насыщенных первичными или метаморфизованными морскими водами, реже водами континентального происхождения.

Засоленность мерзлых грунтов находится преимущественно в пределах 0,05—2% и по составу относится к морскому типу засоления; сезонноталый слой, как правило, не засолен. Кровля многолетнемерзлых пород обычно отличается меньшей засоленностью, чем мерзлые грунты на глубине 5—10 м. Кроме того, если для Арктического побережья России наиболее характерно морское (по составу) засоление, то для Канады и Аляски — морское и смешанное.

Особенности состава, строения и свойств засоленных мерзлых пород Арктического побережья значительно отличаются от других мерзлых пород по ряду характеристик. Строение засоленных грунтов, в частности, отличается чередованием слоев льдистых мерзлых грунтов и находящихся в охлажденном состоянии талых засоленных грунтовых прослоев с разными физическими и физико-механическими свойствми.

Криогенное строение грунтов. В отличие от скальных мерзлых для дисперсных мерзлых грунтов наиболее характерны слоистые и сетчатые криогенные текстуры; в них очень редко встречаются жильные льды, здесь обычны повторножильные ледяные залежи. В *эпикриогенных* массивах ввиду того, что промерзают породы, прошедшие стадию литификации, льдистость обычно меньше, чем в синкриогенных. Но при близком залегании водоносных горизонтов и в эпикриогенных грунтах может содержаться значительное количество текстурообразующего льда и основными видами текстур являются толсто- и среднешлировые слоистые или сетчатые, а нередко здесь можно встретить залежи инъекционного и инъекционно-сегрегационного льда.

Там, где породы, например пески или суглинки промерзали в условиях аэрации, к моменту промерзания они бывают обезвожены, поэтому здесь чаще можно встретить массивные или редкослоистые тонкошлировые текстуры.

Криогенные текстуры, формирующиеся при эпигенетическом промерзании русловых или флювиогляциальных песчаных грунтов, обычно массивные с поровым или базальным льдом-цементом, а в галечниково-гравелистых грунтах корковые, иногда базальные текстуры.

Криогенные текстуры и льдистость *синкриогенных* грунтов из-за наличия постоянного водоупора (мерзлого грунта снизу) существенно отличны от эпикриогенных. Синкриогенные грунты обычно характеризуются высокой (более 40%) или очень высокой (до 80—90%) льдистостью и равномерно-ритмичными криогенными текстурами. Это может быть и редкое чередование относительно мощных (высотой до 3—5 м) пачек, и частое чередование сравнительно маломощных (высотой до 1—2 м) пачек со сходным или одинаковым криогенным строением, перемежающихся с менее льдистыми слоями. Эти пачки являются результатом циклического прерывисто-повторяющегося развития синкриогенных пород, чаще всего связанного со сменой режима осадконакопления. Эта смена может быть более частой, и тогда образуются часто сменяющиеся тонкие пачки, и более редкой, в результате чего образуются мощные (высотой до 5 м и более) сильнольдистые пачки с параллельно-слоистыми или сетчатыми криотекстурами. Солифлюкционным и делювиальным синкриогенным грунтам часто свойственны элементарные линзовидные, сложные волнисто-поясковые или вогнуто-параллельно-слоистые криотекстуры.

Особый облик криогенному строению сингенетически промерзавших отложений придает наличие мощных залежей повторно-жильных льдов, часто многоярусных, вертикальной протяженностью до 40—55 м и шириной до 3—3,5 м, увеличивающих льдосодержание синкриогенных пород до 85—90%.

Криогенные текстуры, формирующиеся при *диагенетическом* промерзании, напрямую связаны с субаквальным промерзанием отложений. Поэтому их характер во многом связан как с рельефом дна водоема (лагуны, озера и др.), так и направлением фронта промерзания. Поэтому здесь нередко можно встретить вогнуто-слоистые, ромбовидные сетчатые, косоугольные, конусолинзовидные и косослоистые текстуры. При возможности интенсивного оттока влаги (так как нет подстилающих мерзлых пород), особенно в песчаных и супесчаных грунтах, формируются слабольдистые диакриогенные грунты с редкими ледяными шлирами

Свойства грунтов. Плотность твердых частиц ледоминеральных и минерально-ледяных грунтов аналогична таким же по составу талым и немерзлым разностям. Плотность грунта и плотность скелета грунта у первых колеблется в большом интервале, причем по значениям они ниже по сравнению с аналогичными по составу немерзлыми грунтами. Например, плотность мерзлых песков Гыданского полуострова в зависимости от их льдонасыщенности изменяется от 1,12—1,30 до 2,01—2,07 г/см^3; наиболее часто она 1,9—2,0 г/см^3 (см. рис. 19.2). Плотность скелета мерзлых песков изменяется от 0,73 до 1,75 г/см^3, чаще 1,40—1,70 г/см^3. Пористость песков 31—60% и более, наиболее часто 35—45%. Плотность мерзлых глинистых лагунно-морских грунтов того же района изменяется в пределах 1,22—2,08 г/см^3, а плотность скелета — от 0,58 до 1,63 г/см^3 (см. рис. 19.14). Пористость их колеблется в пределах 36—76%, чаще 40—60% и более. Ее величина уменьшается в ряду от супесей к глинам тяжелым.

Коэффициент пористости немерзлых глинистых и песчаных дисперсных грунтов редко превышает 1. В мерзлых же грунтах того же состава он часто выше этой величины, а в минерально-ледяных дисперсных грунтах может достигать 3—3,5 и более (Ершов и др., 1987).

Состояние и свойства мерзлых грунтов во многом определяются их температурой. В практике инженерных изысканий обычно выделяют твердомерзлое, пластично-мерзлое и сыпучемерзлое состояние грунтов. Связь этих категорий для незасоленных мерзлых грунтов с температурой грунтов приведена в табл. 19.13.

Наличие солей в мерзлых грунтах, в частности грунтах морского генезиса, также сказывается на их состоянии. В табл. 19.14 показаны границы мерзлых грунтов с разной степенью засоления и разной температурой.

Физико-механические свойства ледоминеральных и минерально-ледяных грунтов существенным образом зависят от их состава, пористости и температуры. Модуль упругости этих образований изменяется в диапазоне 300—30 000 МПа, что существенно выше величины подобного показателя для талых и немерзлых дисперсных и многих разностей выветрелых скальных грунтов. При достаточно низких температурах модуль упругости мерзлых песчано-глинистых грунтов может достигать и даже превышать значения, свойственные бетону.

Таблица 19.13

Разделение мерзлых грунтов по температурно-прочностным свойствам

(по ГОСТ 25100-95)

Вид грунтов		Разновидность грунтов		
		твердомерзлый ($\delta_p \le 0{,}1$ кПа$^{-1}$) при $t < T_h$, °С	**пластично-мерзлый ($\delta_p > 0{,}1$ кПа$^{-1}$) при t, °С**	**сыпучемерзлый при $t < 0$ °С**
Все виды скальных и полускальных грунтов		$T_h = 0$	—	—
Крупнообломочный грунт		$T_h = 0$	$T_h < t < T_{bf}$ при $S_r < 0{,}8$	при $S_r \le 0{,}15$
Песок гравелистый, крупный и средней крупности		$T_h = -0{,}1$		
Песок мелкий и пылеватый		$T_h = -0{,}3$		
Глинистый грунт	супесь	$T_h = -0{,}6$	$T_h < t < T_{bf}$	
	суглинок	$T_h = -1{,}0$		
	глина	$T_h = -1{,}5$		
Заторфованный грунт		$T_h' = -0{,}7\,(I_r + \lvert T_M \rvert)$	$T_h' < t < T_{bf}$	—
Торф		—	$t < 0$	—

Примечание: T_h — температурная граница твердомерзлого состояния минеральных грунтов, T_h' — то же, для заторфованных грунтов, T_{bf} — температура начала замерзания, δ_p – коэффициент сжимаемости мерзлого грунта, т.е. относительная деформация мерзлого грунта под нагрузкой, I_r – относительное содержание органического вещества, S_r – коэффициент водонасыщения.

Коэффициент Пуассона мерзлых песчано-глинистых грунтов изменяется от 0,13 до 0,45 (Н.А.Цытович[1], 1973). При понижении температуры грунтов коэффициент понижается, а при повышении увеличивается и стремится к максимальному значению 0,5, как у идеальных пластовых жил.

Модуль общей деформации мерзлых песчано-глинистых грунтов обычно составляет десятки и первые сотни мегапаскалей (табл. 19.15). Он возрастает при снижении температуры мерзлых грунтов, уменьшении значений и времени действия нагрузки и т.д.

Сжимаемость ледоминеральных и минерально-ледяных грунтов обусловлена деформируемостью и перемещениями всех компонентов: твердых минеральных, органоминеральных и органических частиц и льда, жидкой незамерзшей воды и газообразной. В табл. 19.16 приведены значения коэффициента относительной сжимаемости[2] для различных по составу мерзлых грунтов. Они свидетельствуют о том, что сжимаемость возрастает в ряду пески — супеси — суглинки — глины, что объясняется последовательным увеличением количества незамерзшей воды в этих мерзлых грунтах. Этой же причиной обус-

[1] **Цытович Николай Александрович** (*1900—1984*) — инженер-геолог, теоретик в области механики грунтов, выпускник Ленинградского института гражданских инженеров (1927, ныне СПбИСИ), чл.-корр. АН СССР (1943), зав. кафедрой механики грунтов, оснований и фундаментов МИСИ (с 1952), Герой Социалистического Труда (1980).

[2] Величину суммарного коэффициента относительной сжимаемости мерзлых пород определяют по формуле $a_0^{\varepsilon} = S_{\infty}/(h \cdot P)$, где S_{∞} — стабилизированная осадка слоя грунта при сохранении его отрицательной температуры; h — толщина слоя грунта в одометре; P — величина действующего давления.

Таблица 19.14

Критерии подразделения мерзлых засоленных грунтов на твердомерзлые, пластично-мерзлые и охлажденные

(Рекомендации по определению прочности мерзлых грунтов с морским типом засоления, 2001)

Состояние грунта	Суммарное содержание легкорастворимых солей, % от массы сухого грунта					
	пески		супеси		суглинки и глины	
	$T = -1...-3$	$T = -3...-8$	$T = -1...-3$	$T = -3...-8$	$T = -1...-3$	$T = -3...-8$
Твердомерзлые	0—0,05	0—0,15	0—0,15	0—0,3	0—0,2	0—0,5
Пластично-мерзлые	0,05—0,3	0,15—0,5	0,2—0,6	0,4—0,8	0,2—1,0	0,5—1,5
Охлажденные	>0,3	>0,5	>0,6	>0,8	>1,0	>1,5

ловлено повышение сжимаемости мерзлых грунтов, особенно глинистых, при изменении их температуры в области более высоких значений, особенно близких к 0°С.

Засоленность мерзлых грунтов резко увеличивает их сжимаемость. Это также объясняется увеличением содержания незамерзшей воды в грунте при возрастании его засоленности. При этом чрезвычайно важно, что увеличение содержания незамерзшей воды происходит за счет уменьшения доли льда, что приближает такие мерзлые грунты по свойствам к талым.

Наличие ледяных прослоек в мерзлом грунте существенно сказывается на величине осадок и их развитии во времени. Если ледяные прослойки находятся вблизи подошвы штампа, то вначале происходит их изгиб, а затем при больших нагрузках прослойки прорезаются уплотненным грунтовым ядром. Поскольку лед является вязкой средой, то осадка штампа при прорезании ледяной прослойки резко возрастает, уменьшаясь лишь после того как прослойка будет прорезана и ядро «упрется» в минеральный грунт (рис. 19.15). Если же ледяные прослойки расположены на большом расстоянии от подо-

Таблица 19.15

Значение модуля общей деформации E_0 мерзлых грунтов

(по Ю.Я.Велли, В.В.Докучаеву, Н.Ф.Федорову, 1977)

Грунт	Нагрузка, МПа	Влажность, %	Температура, °С	E_0, МПа	Вид испытаний и источник информации
Грунт пылеватый с линзами льда	0,1—0,8	—	–2,5	113—214	Полевые испытания, Норильскпроект
То же	0,2—1	—	–1	51,5—142	То же
То же	0,4—1,2	—	–2	38—62	То же
Супесь пылеватая	0,7	20—23	–5	59—68	Лабораторные опыты, В.Г.Березанцев
То же	0,7	20—23	–7	63,5	То же
Суглинок пылеватый	0,77	33—39	–1	56	Полевые испытания, Ленморпроект
Супесь пылеватая	0,1—0,7	28,5	–0,3	5,7—8,2	Длительные испытания малыми штампами, С.С.Вялов
То же	0,1—0,7	28,5	–1,4	9,2—18,5	
То же	0,1—0,7	28,5	–3,6	15—24	

Таблица 19.16

Значения суммарных коэффициентов относительной сжимаемости для различных мерзлых грунтов

(*по Н.А.Цытовичу, 1973*)

Порода	W_c,%	$W_{нз}$ %	ρ, г/см^3	t °С	$a_0^e \cdot 10^5$ МПа$^{-1}$ в интервале ступеней давления, МПа				
					0—0,1	0,1—0,2	0,2—0,4	0,4—0,6	0,6—0,8
Песок среднезернистый	21	0,2	1,99	–0,6	12	9	6	4	3
То же	27	0,0	1,87	–4,2	17	13	10	7	5
То же	27	0,2	1,86	-0,4	32	26	14	8	5
Супесь тяжелая пылеватая массивной текстуры	25	5,2	1,90	–3,5	6	14	18	22	23
То же	27	8,0	1,88	–0,4	24	29	26	18	14
Суглинок средний пылеватый массивной текстуры	35	12,3	1,83	–4,0	8	15	26	28	24
То же	32	17,7	1,84	–0,4	36	42	37	21	14
Суглинок средний пылеватый сетчатой текстуры	42	11,6	1,71	–3,8	5	10	18	42	32
То же	38	16,1	-	–0,4	56	59	39	24	16
Суглинок средний пылеватый слоистой текстуры	104	11,6	1,36	–3,6	54	54	59	44	34
То же	92	16,1	1,43	–0,4	191	137	74	36	18
Глина ленточная	36	12,9	1,84	–3,6	15	22	26	23	19
То же	34	27,0	1,87	-0,4	32	30	25	20	16

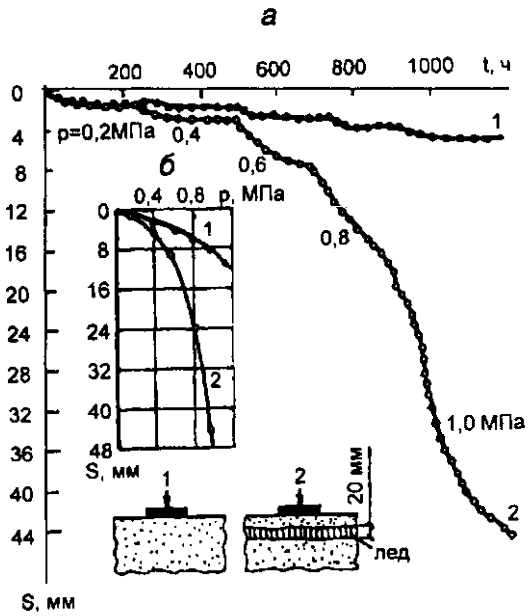


Рис. 19.15. Влияние ледяных прослоек на развитие осадок в ленточной глине при ступенчатом нагружении во времени (*а*) и от величины нагрузки (*б*) (*по С.С.Вялову, 2000*):

1 — грунт без ледяных включений; *2* — тот же грунт с ледяной прослойкой толщиной 20 мм

швы штампа, то их влияние существенно уменьшается. Поэтому при устройстве фундамента с близким залеганием ледяных прослоек или непосредственно на подземном льду следует под подошвой фундамента укладывать защитный слой из промороженного грунта.

Длительные полевые опыты по испытанию мерзлых грунтов штампами в полевых условиях были организованы в Игарке и продолжались в течение 19 лет. Всего было установ-

лено три опытных штампа, которые заглублялись на 3 м в супесчано-суглинистые грунты (W = 0,2—0,3). Грунты имели массивную криогенную текстуру, хотя в отдельных местах встречались небольшие ледяные включения. Температура грунта −0,1...−0,3°С с помощью теплоизоляции поддерживалась на поверхности грунта с небольшими колебаниями в течение 10 лет, после чего для оценки влияния температуры теплоизоляционная засыпка была уменьшена, а еще через 7 лет полностью удалена.

Кроме того, проводились и лабораторные испытания на монолитах естественного грунта (диаметр штампов 50 и 72 мм).

На рис. 19.16 представлено развитие осадок во времени при ступенчатом нагружении в лабораторных опытах и за первый год испытания в полевых

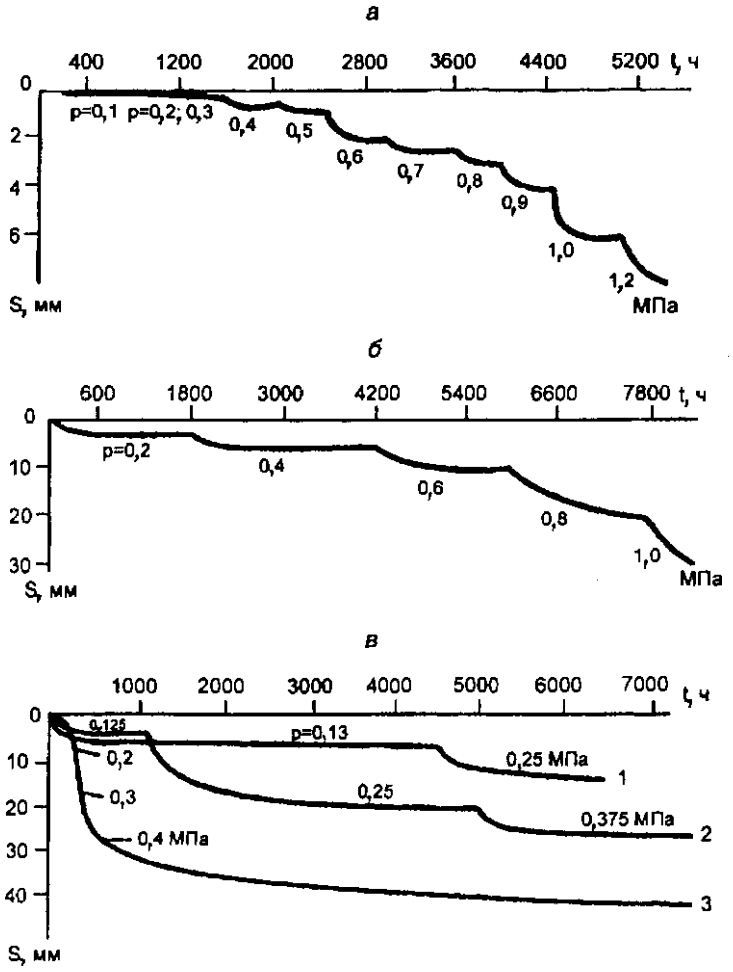


Рис. 19.16. Развитие осадок в мерзлых супесчано-суглинистых грунтах во времени при ступенчато-возрастающей нагрузке (*по С.С.Вялову, 2000*):

а — лабораторный опыт (супесь; W = 26%, t = −0,4°С, штамп d = 72 мм); *б* — лабораторный опыт (супесь пылеватая, льдонасыщенная; W = 42%, t = −0,4°С; штамп d = 50 мм); *в* — полевые опыты (супесчано-суглинистые грунты; W = 20—30%; t = −(0,1—0,2)°С; штамп d = 705 мм); *1—3* — номера штампов

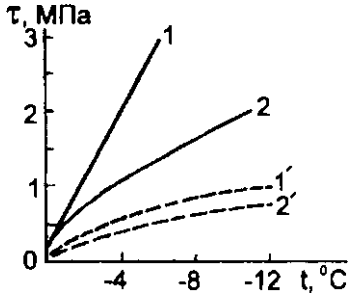


Рис. 19.17. Зависимость сопротивления сдвигу мерзлых глинистых грунтов от их температуры (*по Н.А.Цытовичу*):

1 и *1′* — суглинок пылеватый, соответственно временное и предельно длительное сопротивление сдвигу; *2* и *2′* — то же, глины

условиях. Обращает на себя внимание длительность затухания осадок в полевых опытах. Так, осадка штампа № 1 при первой ступени нагрузки P=0,13 МПа хотя и составила всего 7 мм, но стабилизовалась только через 6 мес. Осадка штампа № 2 под нагрузками 0,125 и 0,25 МПа стабилизовалась соответственно через 1100 и 4000 ч. Повышение нагрузок штампов № 1 и 2 до 0,25 и 0,375 МПа соответственно и приложенная почти сразу нагрузка 0,4 МПа на штамп № 3 привели к развитию многолетних незатухающих осадок. Эти осадки хотя и развивались с уменьшающейся скоростью, но не стабилизировались, т.е. относились к так называемым «вековым» осадкам. Подобное поведение характерно для пластично-мерзлых грунтов с температурой близкой к 0°С. Через 16 лет после начала опыта температура грунта стала понижаться (до −1,5...−3°С), что после 17 лет от начала опыта привело к прекращению осадок. Прекращение осадок с понижением температуры мерзлого грунта хорошо иллюстрирует возможность регулирования осадок основания путем управления температурным режимом грунта (например, с помощью термосвай и др.).

Прочность ледоминеральных и минерально-ледяных грунтов, как и другие физико-механические свойства, чрезвычайно сильно зависит от их температуры: в большинстве случаев она возрастает с понижением температуры (рис. 19.17). Это обусловлено тем, что с понижением температуры уменьшается количество незамерзшей воды и одновременно увеличивается количество приконтактного льда, усиливается льдоцементационное сцепление и упрочняется сам лед.

При уменьшении дисперсности в ряду глина—песок прочность мерзлых пород увеличивается. Однако такое соотношение прослеживается лишь до определенной температуры. Так, при температуре −50°С и ниже прочность мерзлой глины стала превышать прочность мерзлого песка (Ершов, 2002).

Существенное влияние на сопротивление сдвигу оказывает криогенное строение мерзлых грунтов. При высоких отрицательных температурах мерзлый глинистый грунт с большим количеством незамерзшей воды в случае массивной криогенной текстуры характеризуется, по Э.Д.Ершову, меньшими величинами сопротивления быстрому сдвигу, сцепления и трения, чем в случае сетчатой криогенной текстуры, для которой с ростом толщины шлиров льда прочность грунта возрастает, если плоскость сдвига расположена перпендикулярно к ее слоистости. При этом сопротивление сдвигу грунта со слоистой криогенной текстурой тем больше, чем больше площадь сдвига проходит через лед.

Прочность мерзлых грунтов в большей степени зависит от времени воздействия на них нагрузки, снижаясь по мере его увеличения. Так, при t=−10°С максимальное сопротивление сдвигу мерзлого глинистого грунта было равно 1,8 МПа, а длительная прочность — 0,68 МПа, т.е. уменьшилось почти в три раза. Понижение сопротивления сдвигу в этом случае происходит главным образом за счет сил сцепления мерзлой породы и частично — угла внутренне-

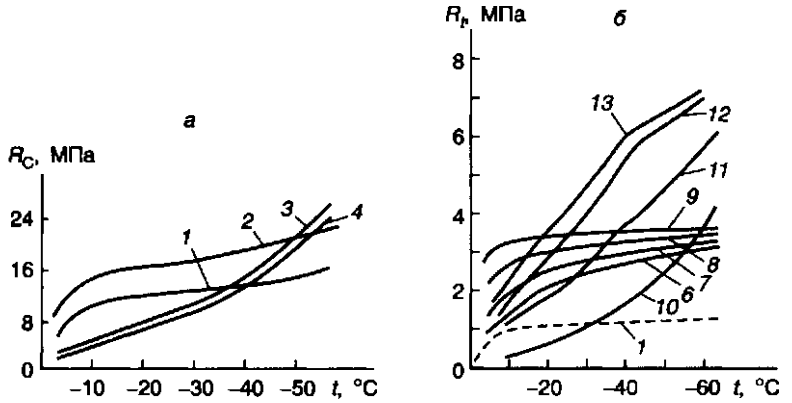


Рис. 19.18. Зависимость сопротивления одноосному сжатию (*а*) и разрыву (*б*) песчано-глинистых мерзлых грунтов от температуры (*по Е.П.Шушериной, И.Н.Иващенко и В.В.Врачеву*):

1 — лед; *2* — песок; *3* и *4* — глина соответственно с естественным и нарушенным сложением; *6—9* — песок с влажностью, равной соответственно 10, 12, 15, 18%; *10—13* — суглинок с влажностью соответственно 12, 15, 18, 20%

го трения. Прочность понижается до некоторого предельного значения, так называемого предела длительной прочности (Ершов, 2002).

Сопротивление ледоминеральных мерзлых песчано-глинистых грунтов одноосному сжатию и разрыву в целом подчиняется описанным закономерностям (рис. 19.18). При увеличении суммарной влажности до величин, превышающих величину полного водонасыщения таких же по составу немерзлых грунтов, сопротивление одноосному сжатию для всех мерзлых грунтов возрастает, а при полном их льдозаполнении и распучивании льдом, как правило, уменьшается. Характер зависимости сопротивления разрыву мерзлых грунтов от величины суммарной влажности при низких температурах (от −10 до −55°С), подробно исследованный Е.П.Шушериной, принципиально одинаков для всех видов мерзлых грунтов: при неполном влагонасыщении и рыхлом сложении сопротивление разрыву возрастает, что обусловлено появлением льдоцементационного сцепления. При полном же льдонасыщении и криогенном распучивании сопротивление мерзлого грунта уменьшается, стремясь к сопротивлению разрыву льда.

Засоление мерзлых грунтов существенно снижает их прочность. Это объясняется тем, что увеличение концентрации растворенных солей вызывает (при постоянной температуре) соответствующее увеличение незамерзшей воды и уменьшение содержания льда в мерзлом грунте. Кроме того, от концентрации порового раствора зависят структура и прочность образовавшегося льда.

Величина сцепления, получаемая в ходе определения сопротивления мерзлых грунтов сдвигу, была использована А.М.Фищем и Р.В.Максимяк для подразделения мерзлых грунтов на четыре группы — очень прочные (I), прочные (II), средней прочности (III) и малопрочные (IV). Принадлежность грунтов разного гранулометрического состава, льдистости и температуры к этим группам охарактеризована в табл. 19.17.

Расчетные давления на ледоминеральные мерзлые грунты под нижним концом сваи приведены в табл. 19.18. Минерально-ледяные грунты такого же

Таблица 19.17

Группировка мерзлых ледоминеральных грунтов по величине сцепления (С, МПа)

(по А.М.Фишу и Р.В.Максимяк, 1979)

Грунт	Категория грунта			
	I	II	III	IV
	$C > 0{,}3$	$0{,}3 \geq C > 0{,}2$	$0{,}2 \geq C > 0{,}1$	$C \leq 0{,}1$
	при отрицательной температуре T,°C			
Крупнообломочный и песчаный крупный и средней крупности при льдистости менее 0,2 (д.е.)	$T > 2$	$2 \geq T > 1$	$1 \geq T > 0{,}3$	$T \leq 0{,}3$
Песчаный мелкий и пылеватый при льдистости менее 0,2	$T > 3$	$3 \geq T > 2$	$2 \geq T > 0{,}5$	$T \leq 0{,}5$
Супесь при льдистости менее 0,2	$T > 5$	$5 \geq T > 3$	$3 \geq T > 1$	$T \leq 1$
Суглинок и глина при льдистости менее 0,2	$T > 7$	$7 \geq T > 4$	$4 \geq T > 1{,}5$	$T \leq 1{,}5$
Перечисленные виды грунтов при льдистости более 0,2	$T > 9$	$9 \geq T > 5$	$5 \geq T > 2$	$T \leq 2$

гранулометрического состава характеризуются более низкими значениями этого показателя и определяются на каждом объекте непосредственно в ходе прямых экспериментов.

Для засоленных грунтов значения величин сопротивления нормальному давлению существенно ниже. Нормативные значения этого показателя для засоленных песчано-глинистых грунтов приведены в табл. 19.19.

Совместный анализ экспериментальных реологических кривых для талых и мерзлых грунтов, проведенный Л.Т.Роман, показал, что независимо от состояния грунтов (талое или мерзлое), гранулометрического и минерального состава, а для мерзлых грунтов — независимо от температуры, льдистости, вида криогенной текстуры, зависимость между скоростью течения и напряжением имеет общий характер — реологические кривые мерзлых грунтов аналогичны таковым для твердого тела, с четким прослеживанием критических значений напряжения (см. гл. 14). С увеличением льдистости при неполном заполнении пор вязкость породы повышается и достигает максимальной величины при степени влажности 0,8—0,9. Далее вязкость снижается по мере увеличения льдистости и стремится к вязкости льда.

Для грунтов с массивной криогенной текстурой шведовский предел текучести при прочих равных условиях оказывается больше, а граница практически неразрушенной структуры ниже, чем для пород со слоистой криотекстурой. Соответственно в первом случае нижний участок реологической кривой течения развит в меньшей степени, чем во втором случае, в котором отмечается более резкий характер перегиба на реологической кривой у пород с массивной криогенной текстурой.

Значительные изменения вязкости грунта происходят при замерзании и понижении температуры грунтов. Появление льда приводит к увеличению

Таблица 19.18

Расчетные давления на мерзлые грунты R под нижним концом сваи

(по СНиП 2.02.04-88)

Грунты	Глубина погружения свай, м	Расчетные давления R (кг/см^2) при температуре грунта (°С)											
		–0,3	–0,5	–1	–1,5	–2	–2,5	–3	–3,5	–4	–6	–8	–10
При льдистости грунтов $JI_c < 0,2$													
1.Крупнообломочные	При любой глубине	25	30	35	40	43	45	48	53	58	63	68	73
2. Пески крупные и средней крупности	То же	15	18	21	24	25	27	28	31	34	37	46	55
3. Пески мелкие и пылеватые	3—5	8,5	13	14	15	17	19	19	20	21	26	30	35
	10	10	15,5	16,5	17,5	20	21	22	23	25	30	35	40
	15 и более	11	17	18	19	22	23	24	25	27	33	38	43
4. Супеси	3—5	7,5	8,5	11	12	13	14	15	17	18	23	27	30
	10	8,5	9,5	12,5	13,5	14,5	16	17	19	20	26	30	35
	15 и более	9,5	10,5	14	15	16	18	19	21	22	29	34	39
5. Суглинки и глины	3 5	6,5	7,5	8,5	9,5	11	12	13	14	15	18	23	28
	10	8	8,5	9,5	11	12,5	13,5	14,5	16	17	20	26	30
	15 и более	9	9,5	11	12,5	14	15	16	18	19	22	29	35
При льдистости грунтов $0,2 \le JI_c \le 0,4$													
6. Все виды грунтов, указанные в поз.1—5	3—5	4	5	6	7,5	8,5	9,5	10	11	11,5	15	16	17
	10	4,5	5,5	7	8	9	10	10,5	11,5	12,5	16	17	18
	15 и более	5,5	6	7,5	8,5	9,5	10,5	11	13	13,5	17	18	19

Таблица 19.19

Нормативные значения *R* засоленных мерзлых грунтов с морским типом засоления

(из Рекомендаций по определению прочности мерзлых грунтов с морским типом засоления, 2001)

Засоленность грунта *Ds*, %	Нормативные давления *R* (кг/см²) при температуре грунта (°С)					
	–1	–2	–3	–4	–6	–8
Пески мелкие и пылеватые						
0,03	(11,8)	14,2	17,0	19,7	25,8	30,7
0,05	(6,7)	9,5	11,0	13,0	15,0	19,3
0,1	(3,7)	5,3	6,6	8,1	8,8	9,8
0,2		2,9	3,9	4,3	5,0	6,0
0,5				2,5	3,0	4,5
Супеси						
0,05	11,0	14,1	16,2	18,2	19,3	20,0
0,2	5,0	8,3	11,0	13,0	14,4	15,7
0,5	—	2,4	3,0	4,0	4,9	5,6
0,8	—	—	—	1,5	2,8	3,7
Суглинки легкие						
0,05	6,5	9,5	12,1	14,2	17,6	20,0
0,2	3,5	7,3	9,5	12,2	16,2	19,0
0,5	—	1,9	5,3	7,5	10,2	13,3
1,0	—	—	1,9	2,8	4,3	6,5
1,5	—	—	—	—	2,8	4,3
Суглинки тяжелые						
0,05	7,0	10,0	12,0	14,0	18,0	—
0,2—0,3	4,5	7,0	9,0	11,0	16,4	—
0,5	1,5	3,0	4,5	6,5	12,2	—
1,0	—	1,5	2,5	4,2	6,1	—
1,5	—	—	1,5	3,0	4,7	—
Глины						
0,05	—	10,0	12,0	14,0	17,0	20,2
0,2	—	6,0	9,0	9,8	15,0	18,5
0,5	—	2,5	3,5	6,0	10,2	15,3
1,0	—	—	2,0	3,6	5,6	8,3
1,5	—	—	1,5	3,0	4,0	7,0

вязкости в 100—1000 раз и более. Это вызвано общим упрочнением породы в результате формирования льдоцементационных связей. Радикальные изменения при этом отмечаются и в характере реологических кривых. В интервале отрицательных температур реологическая кривая приобретает характерный изгиб, возрастают абсолютные значения коэффициентов вязкости и одновременно происходит общее увеличение области развития вязкопластического течения для данного диапазона скоростей деформации, т.е. реологические кривые как бы растягиваются. Что же касается чистого льда, то для него реологическая кривая получается еще более вытянутой.

Массивы ледоминеральных и минерально-ледяных многолетнемерзлых грунтов благодаря наличию в них льдоцементных связей при сохранении отрицательной температуры являются достаточно прочными и устойчивыми природными образованиями. Однако при повышении и понижении их температуры (даже в области отрицательных температур) происходят существен-

ные изменения свойств грунтов, а при оттаивании порового льда структурные льдоцементные связи разрушаются и возникают значительные деформации. Для маловлажных (слабольдистых) массивов мерзлых грунтов оттаивание порового льда, разрушающего льдоцементные связи между частицами, уменьшает устойчивость структуры, значительно увеличивает сжимаемость и водопроницаемость оттаявших массивов и во много раз снижает их прочность. При оттаивании же льдистых и сильнольдистых грунтов наблюдается лавинное разрушение их структуры, скачкообразное изменение пористости, возникают местные просадки (в местах локального оттаивания), часто сопровождающиеся выдавливанием разжиженных масс оттаивающего грунта в стороны от нагруженной поверхности, например из-под фундаментов сооружений.

В качестве одной из характеристик деформационных свойств грунтов при оттаивании (обычно называемой в геокриологии просадочностью) принята относительная осадка мерзлого грунта при переходе его в оттаявшее состояние, и рассчитывается по формуле

$$\delta = \Delta h_{fh}/h_{fh},$$

где Δh_{fh} — осадка при оттаивании слоя грунта мощностью h_{fh}. В зависимости от этого показателя мерзлые грунты подразделены на четыре категории: I — мерзлые непросадочные; II — мерзлые среднепросадочные; III — мерзлые просадочные; IV — мерзлые сильнопросадочные (табл. 19.20).

Таким образом, ледоминеральные и минерально-ледяные грунты являются чрезвычайно сложными грунтами. При их инженерно-геологическом изучении важно знать (как и для других типов мерзлых грунтов) серию показателей прочностных и деформационных свойств не только для мерзлого их состояния, но и при неполном или полном оттаивании (в талом состоянии). Для мерзлого состояния важнейшими показателями, согласно Н.А.Цытовичу, служат: длительная прочность грунтов при сжатии, предельная величина эквивалентного сцепления и определенное по ней нормативное расчетное давление на массив мерзлого грунта в основаниях сооружений, суммарный коэффициент относительной сжимаемости массива грунтов на уровне подошвы фундаментов. В оттаивающем состоянии к категории таких показателей относятся: параметры основного уравнения осадок мерзлых грунтов при оттаива-

Таблица 19.20

Группировка многолетнемерзлых грунтов по величине их относительной осадки при оттаивании

(по С.С.Вялову, 2000)

Грунт	Категория грунта			
	I	II	III	IV
	$\delta < 0{,}01$	$0{,}01 \le \delta < 0{,}1$	$0{,}1 \le \delta < 0{,}2$	$\delta \ge 0{,}2$
	при влажности W, в долях единицы			
Песчаный, включая крупнообломочный	$W < 0{,}01$	$0{,}01 \le W < 0{,}15$	$0{,}15 \le W < 0{,}3$	$W \ge 0{,}3$
Супесь	$W < 0{,}14$	$0{,}14 \le W < 0{,}21$	$0{,}21 \le W < 0{,}3$	$W \ge 0{,}3$
Суглинок	$W < 0{,}24$	$0{,}24 \le W < 0{,}31$	$0{,}31 \le W < 0{,}42$	$W \ge 0{,}42$
Глина	$W < 0{,}32$	$0{,}32, \le W < 0{,}4$	$0{,}4 \le W < 0{,}52$	$W \ge 0{,}52$

нии (именно коэффициент оттаивания и коэффициент уплотнения при оттаивании) и коэффициент консолидации. Коэффициент оттаивания в особо сложных грунтах и в наиболее ответственных случаях определяется методом пробной нагрузки в шурфах при послойном оттаивании и непосредственном загружении горячего штампа размером не менее 0,5×0,5 м. Для оттаявшего грунтового массива важными являются: параметры сопротивления сдвигу для состояния, приобретенного грунтом непосредственно после оттаивания, угол внутреннего трения в недренированном и недоуплотненном состоянии грунта, определяемый методом быстрого сдвига. С этими величинами связана несущая способность оттаивающих грунтов в наиболее опасном и неустойчивом их физическом состоянии, когда они еще не успели уплотниться под нагрузкой.

МЕРЗЛЫЕ ДИСПЕРСНЫЕ ОРГАНОМИНЕРАЛЬНО-ЛЕДЯНЫЕ И ОРГАНОЛЕДЯНЫЕ ГРУНТЫ

Подразделение, распространение и состав. К *органоминерально-ледяным* относятся преимущественно сильнольдистые песчано-глинистые заторфованные грунты. Их образование происходит тогда, когда в процессе накопления песков, супесей, суглинков и глин в них включается от 10 до 60% (по массе) растительных остатков. Кроме того, к этой категории могут быть отнесены и мерзлые сапропели.

К органоледяным грунтам относятся главным образом сильнольдистые торфяные грунты, а также богатый органикой перегнойно-аккумулятивный горизонт почв. Многолетнемерзлые автохтонные торфяники формируются в результате промерзания болотных растений после их естественного отмирания и неполного разложения в условиях повышенной влажности при недостатке кислорода, а многолетнемерзлые аллохтонные торфяники — в результате многолетнего промерзания размываемого и переотложенного материала автохтонных торфяников. Среди органоледяных грунтов несколько меньше распространены многолетнемерзлые морские органические илы и органические озерно-болотные сапропели, формирующиеся при промерзании осадков морских акваторий, содержащих органическое вещество в виде растительных остатков, гумуса и пресноводного ила, образовавшегося на дне застойных водоемов из продуктов распада растительных и животных организмов.

Рассматриваемые мерзлые грунты очень широко распространены в пределах криолитозоны, но в целом они занимают существенно меньшие площади по сравнению с мерзлыми дисперсными ледоминеральными и минеральноледяными грунтами. Пространственная приуроченность органоминеральноледяных и органоледяных грунтов различна: первые встречаются во всех районах криолитозоны, а вторые — органоледяные широко развиты в южных и центральных областях.

Мощность органоледяных грунтов обычно 1—2 м, однако в отдельных случаях встречаются мерзлые торфяники мощностью до 5—6, а иногда 7—8 м. Мощность органоминерально-ледяных грунтов в экстремальных случаях может (например, в пределах едомных массивов) превышать несколько десятков метров.

Главная отличительная черта состава этих грунтов — наличие большого количества органического материала и высокая льдистость. Суммарная льдистость торфов может достигать 80—90% и более, а значения естественной влажности — сотни процентов. При этом большая часть чрезвычайно слабо-

минерализованных водных растворов к моменту промерзания находилась в свободном состоянии. В связи с этим температуры начала замерзания торфов, несмотря на высокие значения влажности, невелики: ее значения могут быть приняты равными для верхового торфа: слаборазложившегося −0,05°С, среднеразложившегося −0,07°С, а для низинного торфа слаборазложившегося − 0,12°С, среднеразложившегося −0,15°С, сильноразложившегося −0,2°С.

В торфе, как и в других мерзлых грунтах, при природных температурах всегда содержится определенное количество незамерзшей жидкой компоненты. Исследованиями Р.И.Гаврильева, С.В.Елисеева (1970), А.В.Конюхова (1975), Л.Т.Роман (1987) показано, что с уменьшением исходной влажности количество незамерзшей воды при одной и той же температуре уменьшается. Например, в образцах верхового слаборазложившегося торфа при понижении температуры от 0 до −12°С количество незамерзшей воды при начальной влажности 400% снижалось с 400 до 70—80%, а в образце с исходной влажностью 50% — от 50 до 10—15%.

Криогенное строение грунтов. В сравнении с минеральными дисперсными грунтами мерзлым органоминеральным и органическим грунтам значительно чаще присущи базальные и массивно-поровые криогенные текстуры. При *эпигенетическом* промерзании массивов дисперсных органоминеральных и органических грунтов формирование криогенных текстур тесно связано с влажностью, непосредственно предшествующей промерзанию; поэтому предварительно иссущенные органоминеральные и органические грунты промерзают с формированием массивных криотекстур. Чаще всего промерзают сильно обводненные торфяные и болотные массивы, поэтому непосредственно в торфе формируются базальные и массивные криогенные текстуры, этим грунтам присуща высокая льдистость и интенсивное распучивание.

В пределах массивов эпигенетически промерзших дисперсных органоминерально-ледяных и органоледяных грунтов выделяются бугристые массивы, возникающие в результате перераспределения влажности внутри массива при промерзании под действием миграционно-сегрегационных и сегрегационно-инъекционных процессов. Это ведет к образованию площадей и бугров пучения, возвышающихся над окружающими понижениями в среднем на 2—3 м, иногда бугры достигают 7—8 м и более. В торфе, перекрывающем такие бугры, фиксируется базальная, массивная и редкошлировая криотекстура (с кристаллами и корками льда вокруг веточек и стволов деревьев и кустарников), а на границе с подстилающими, обычно тонкодисперсными минеральными грунтами нередко встречаются линзы льда мощностью до 0,2—0,3 м. Вблизи от подошвы торфа нередко можно встретить ядро сильнольдистых пород с сетчатой и сетчато-слоистой криотекстурой.

Криогенные текстуры и льдистость дисперсных органоминеральных и органических грунтов, промерзающих *сингенетически* вследствие обычно большой обводненности, часто очень сходны с сильнольдистыми эпикриогенными. Синкриогенные органоминерально-ледяные и органоледяные грунты характеризуются обычно очень высокой (до 60—90%) льдистостью.

Среди органоледяных синкриогенных грунтов особо высокой льдистостью выделяются массивы с мощными залежами повторно-жильных льдов, достигающих вертикальной протяженности 5—7 м в голоценовых торфяниках и десятков метров в позднеплейстоценовых органоминерально-ледяных грунтах.

Таблица 19.21

Сравнение определенных экспериментально и рассчитанных по формулам значений плотности торфа

(по Л.Т. Роман, 1987)

Тип торфа	Категория степени разложения	Состояние грунта	Влажность	Плотность, г/см³		Ошибка, %
				определенная методом режущего кольца	вычисленная по формулам	
Низинный	Сильноразложившийся	Мерзлое (–4°)	4,57	0,972	0,996	+2,5
			3,90	0,962	0,952	–1,0
			2,50	1,020	1,020	±0,0
Верховой	Среднеразложившийся	Талое	3,90	1,002	0,950	–5,0
			3,18	0,970	0,970	±0,0
			5,06	1,019	0,995	–2,4

Свойства грунтов. Плотность мерзлых торфов — величина низкая вследствие высокой льдистости и органического состава твердой компоненты. Во многих случаях ее значение менее 1 г/см³. Непосредственное ее определение не всегда возможно и в этих случаях значения плотности рассчитывают через значение естественной влажности, газосодержание и плотность твердых частиц. Сходимость получаемых данных с данными прямых определений удовлетворительная (табл. 19.21).

Незначительная теплопроводность частиц торфа и повышенное влагосодержание обусловливают существенное отличие в протекании теплофизических процессов в торфяных грунтах по сравнению с минеральными. В них существенно замедлена скорость оттаивания—промерзания, иное и распределение температуры грунтов по глубине: как правило, глубина нулевых годовых амплитуд располагается ближе к поверхности.

При оценке теплопереноса в торфяных грунтах особое внимание обращают на их большое влагосодержание, так как значения коэффициентов теплопроводности, температуропроводности, теплоемкости воды значительно больше, чем твердых частиц торфяных грунтов. Поэтому возрастание всех эффективных теплофизических характеристик торфяных грунтов с увеличением их влажности происходит быстрее, чем у минеральных.

Торфы обладают хорошо выраженной анизотропией тепловых свойств. Теплопроводность их в мерзлом и талом состоянии по направлению волокон больше, чем в направлении, перпендикулярном слоистости. У слаборазложившихся торфов с выраженной слоистой текстурой анизотропия теплопроводности наибольшая.

Для органоминерально-ледяных и органо-ледяных грунтов, как и для других типов мерзлых грунтов, чрезвычайно важным является установление температурной границы пластично-мерзлого и твердомерзлого их состояния. В табл. 19.22 приведены результаты стандартных расчетов значения этой величины, полученные исходя из содержания количества незамерзшей воды в этих грунтах. Л.Т.Роман экспериментально показала, что эти значения несколько завышены, так как они не учитывают ползучесть грунтов и льдосодержание. При температурах грунтов, указанных ниже в табл. 19.22, расчет

оснований, сложенных такими грунтами, ведется только по несущей способности. Если же грунт имеет более высокую температуру, то основания рассчитываются как по несущей способности, так и по деформациям.

Таблица 19.22

Расчетное значение температурной границы (°С) пластично-мерзлого и твердомерзлого состояния для заторфованных грунтов и торфа

(по Л.Т.Роман, 1987)

Вид грунта	Заторфованность грунтов				
	0,1	0,2	0,3	0,4	1,0
Песчаные заторфованные грунты	–0,7	–2,5	–4,5	–6,0	—
Глинистые заторфованные грунты	–1,6	–2,7	–6,0	–7,0	—
Торф	—	—	—	—	–8,0

Значения модуля общей деформации описываемых грунтов приведены в табл. 19.23. Они сильно зависят от температуры заторфованных грунтов (рис. 19.19).

Модуль упругости (мгновенный модуль деформации), определенный по скорости прохождения ультразвука, для торфа составил около $(50—100)\cdot10^2$ МПа, для льда $(85—100)\cdot10^2$ МПа, для заторфованного песка $(110—150)\cdot10^2$ МПа. Его величина также зависит от температуры грунта (рис. 19.20).

Сопротивление сдвигу мерзлых заторфованных грунтов и торфа часто характеризуют так называемым «эквивалентным сцеплением», получаемым по результатам испытаний сферическим (шариковым) штампом, при интерпретации которых не выделяют отдельно внутреннее трение и сцепление.

Характер зависимости эквивалентного сцепления от величины нагрузки в торфе оказался иным по сравнению с минеральными грунтами. Как и для минеральных грунтов, эта зависимость нелинейна, но, если для глины, суглинка и супеси увеличение нагрузки приводит к возрастанию сцепления (по данным С.С.Вялова), что свидетельствует об упрочнении мерзлых грунтов, то для торфа наблюдается уменьшение сцепления с ростом нагрузки (рис. 19.21). Указанная закономерность объясняется Л.Т.Роман отсутствием упрочнения ввиду податливости самих частиц торфа. Характерно, что с увеличением времени воздействия нагрузки ее влияние на сцепление уменьшается. Это

Таблица 19.23

Модуль общей деформации мерзлых заторфованных грунтов (РО — содержание растительных остатков) и торфа при температуре –5°С по данным компрессионных испытаний и испытаний шариковым штампом

(по Л.Т. Роман, 1987)

Вид грунта	ρ, г/см³	ρ_s, г/см³	W, доли единицы	E_0 (МПа) по данным	
				компрессионных испытаний	испытаний шариковым штампом
Заторфованный песок (РО = 0,2)	1,4	2,3	0,7	16	20,3
Заторфованный суглинок (РО = 0,1)	1,49	2,55	0,46	40	41,1
Заторфованный суглинок (РО = 0,2)	1,12	2,34	0,73	28,5	28,7
Торф	0,99	1,56	5,2	33	28

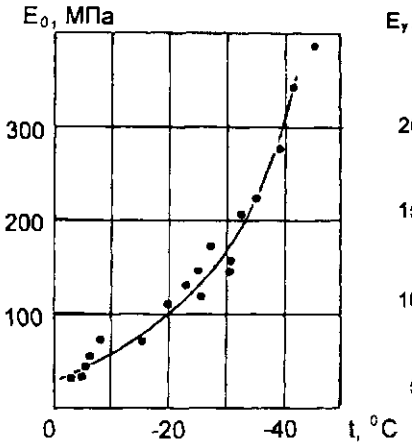


Рис. 19.19. Зависимость модуля общей деформации мерзлого верхового среднеразложившегося торфа от температуры по данным восьмичасовых испытаний шариковым штампом. Степень разложения торфа — 20%, влажность — 520%, плотность скелета — 0,144 г/см³.

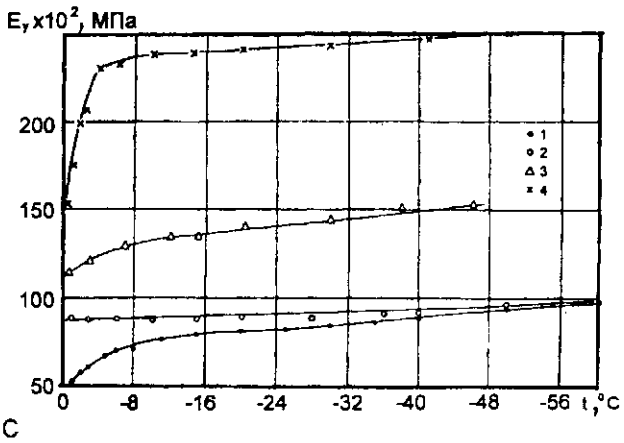


Рис. 19.20. Зависимость мгновенного модуля упругости от температуры (*по Л.Т.Роман, 1987*):

1 — торф; *2* — лед; *3* — заторфованный песок; *4* — песок

результат воздействия временно́го фактора на процесс разрушения, при малых нагрузках необходим больший период времени для разрушения внутренних связей. При достаточном увеличении нагрузки и длительности воздействия эффект ее влияния на сцепление практически исчезает, и для торфа, как и для минеральных грунтов, сцепление можно рассматривать как постоянную величину, независимую от давления (рис.19.22).

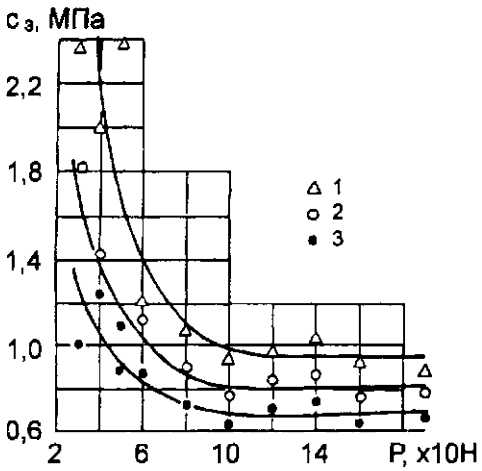


Рис. 19.21. Зависимость эквивалентного сцепления от нагрузки. Испытан древесно-осоковый торф при температуре −42°С; d = 22 мм (*по Л.Т.Роман, 1987*).

Время нагрузки: *1* — 1 час; *2* — 3 часа; *3* — 8 часов

Из факторов, определяющих прочностные характеристики мерзлых торфяных грунтов, Л.Т.Роман выделила влажность. Именно количество льда и незамерзшей воды обусловливают величину сил сцепления (рис.19.23). Показателем количества льда в грунте может служить влажность за счет льдистости. Второй важной характеристикой влажности является полная влагоемкость, которая определяется коэффициентом пористости, плотностью, а для торфа находится в корреляционной связи со степенью разложения, т.е. полная влагоемкость объединяет несколько свойств, определяющих прочностные характеристики грунтов, являясь их комплексным показателем и постоянной величиной для данного образца грунта независимо от его температуры. Самые высокие прочностные показатели мерзлых грунтов при прочих равных условиях со-

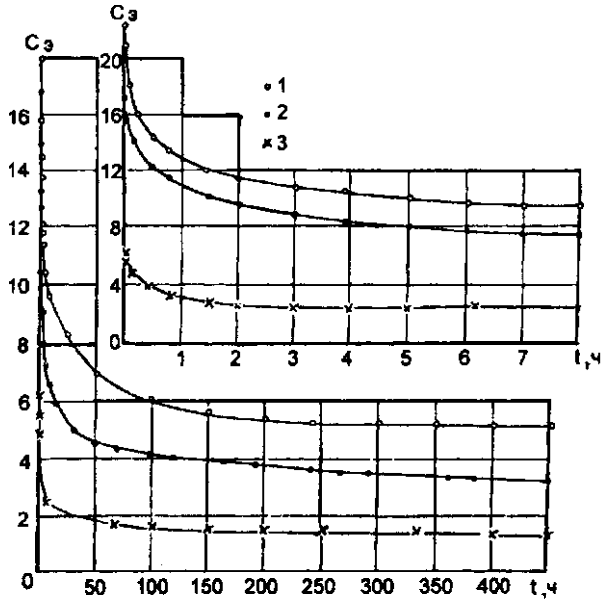


Рис. 19.22. Снижение во времени эквивалентного сцепления верхового древесно-травяного среднеразложившегося торфа (ρ = 1,2 г/см³; *W* = 370%), испытанного при температуре −7°С (*1*), −4,5°С (*2*), −2,5°С (*3*)

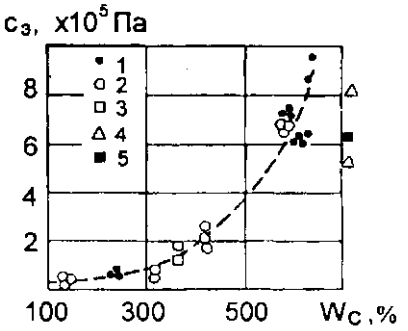


Рис. 19.23. Зависимость эквивалентного сцепления от суммарной влажности для верхового древесно-травяного торфа ненарушенного сложения при *t*=−7°С (данные восьмичасовых испытаний) (*по Л.Т.Роман, 1987*):

1—5 — номера образцов

ответствуют состоянию, когда влажность грунта близка к полной влагоемкости. Дальнейшее увеличение влажности обусловливает образование ледяных шлиров, что приводит к снижению «эквивалентного сцепления», приближению его к сцеплению льда.

Большое влагосодержание торфяных грунтов обусловливает большую по сравнению с минеральными грунтами интенсивность роста несущей способности при понижении температуры (рис. 19.24).

Расчетные сопротивления рассматриваемых грунтов сдвигу по поверхности смерзания в зависимости от содержания растительных остатков и температуры приведены в табл. 19.24. Они справедливы для грунтов с массивным криогенным строением, все поры которых заполнены льдом-цементом (Роман, 1978). Расчетные давления на те же грунты под нижним концом показаны в табл. 19.25

Анализ результатов исследования реологических свойств мерзлых торфяных грунтов, проведенный С.С.Вяловым,

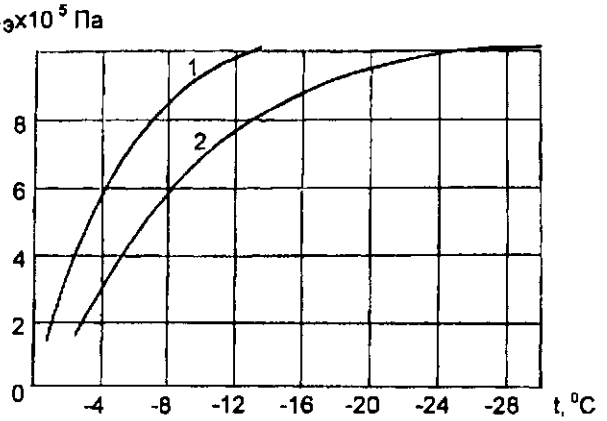


Рис. 19.24. Зависимость эквивалентного сцепления торфов от их температуры (*по Л.Т.Роман, 1987*):

1 — торф влажностью 756%, плотностью грунта 0,93 г/см³, плотностью скелета грунта 0,11 г/см³; *2* — торф соответственно 911%, 1,04 и 0,09 г/см³

Таблица 19.24

Расчетные сопротивления мерзлых грунтов с растительными остатками, заторфованных грунтов и торфа сдвигу по поверхности смерзания $R_{см}$

(по СНиП 2.02.04-88)

Мерзлые грунты	Значение сопротивления сдвигу $R_{см}$ (МПа) при температуре грунта (°С)						
	–1	–2	–3	–4	–6	–8	–10
Песчаные							
при $0,03<q\leq0,1$	0,09	0,13	0,16	0,21	0,25	0,28	0,32
при $0,1<q\leq0,3$	0,05	0,09	0,12	0,16	0,19	0,22	0,24
при $0,3<q\leq0,5$	0,04	0,07	0,09	0,13	0,15	0,17	0,19
Пылевато-глинистые							
при $0,05<q\leq0,1$	0,06	0,1	0,13	0,18	0,2	0,23	0,27
при $0,1<q\leq0,3$	0,03	0,06	0,09	0,12	0,14	0,16	0,18
при $0,3<q\leq0,5$	0,02	0,05	0,08	0,1	0,12	0,14	0,16
Торф	0,008	0,04	0,07	0,09	0,11	0,12	0,14

Л.Т.Роман и другими исследователями, показал, что для торфа и минеральных грунтов, имеющих заторфованность выше 0,3, деформации носят вязкий характер с преобладанием стадин установившегося течения. Причем если напряжение не превышает некоторого предела $\sigma_{дп}$, то стадия установившегося (с постоянной скоростью) вязкого течения продолжается неограниченно долго. Если же $\sigma>\sigma_{дп}$, то установившаяся стадия переходит в стадию прогрессирующего течения с возрастающей скоростью (рис. 19.25).

Деформационные свойства мерзлых заторфованных грунтов при заторфованности меньше 0,3 по своему характеру приближаются к свойствам мерзлых минеральных грунтов с выраженной стадией затухающей ползучести.

Но из-за большого содержания незамерзшей воды и наличия растительных остатков в заторфованных грунтах больше проявляются пластические свойства. Закономерности деформирования для них отражаются типичными кривыми ползучести (рис. 19.25). При напряжении, меньшем предела длительной прочности σ_{∞}, для них отмечается затухающая ползучесть, а при напряжении, превышающем указанный предел, — незатухающая ползучесть.

Таблица 19.25

Расчетные давления под нижним концом сваи (R) на мерзлые грунты с примесью растительных остатков, заторфованные грунты и торф

(по СНиП 2.02.04-88)

Мерзлые грунты	Значение R (МПа) при температуре грунта (°С)						
	–1	–2	–3	–4	–6	–8	–10
Песчаные:							
при $0,03<q\leq0,1$	0,25	0,55	0,9	1,2	1,5	1,7	1,9
при $0,1<q\leq0,3$	0,19	0,43	0,6	0,86	1,0	1,15	1,3
при $0,3<q\leq0,5$	0,13	0,31	0,46	0,65	0,75	0,85	0,97
Пылевато-глинистые							
при $0,05<q\leq0,1$	0,2	0,48	0,7	1,0	1,16	1,33	1,5
при $0,1<q\leq0,3$	0,15	0,35	0,54	0,7	0,82	0,94	1,05
при $0,3<q\leq0,5$	0,1	0,28	0,43	0,57	0,67	0,76	0,86
Торф	0,06	0,22	0,32	0,45	0,52	0,59	0,67

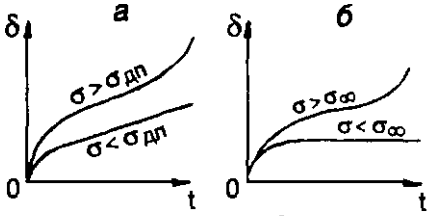


Рис. 19.25. Кривые ползучести мерзлых торфяных грунтов:

а — торф и заторфованные грунты при содержании растительных остатков (*q*) больше 0,3; *б* — заторфованные грунты при *q*>0,3

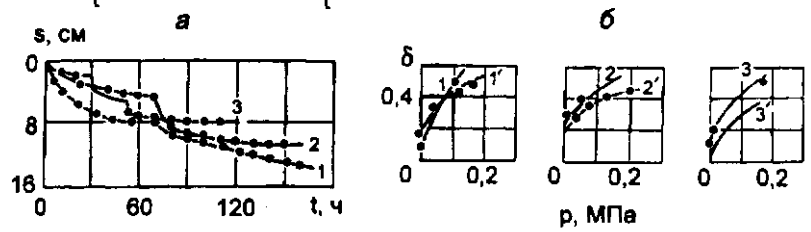


Рис. 19.26. Осадка в процессе оттаивания и уплотнения (*а*) и зависимость относительной осадки от давления (*б*) по данным полевых штамповых (*1—3*) и лабораторных (*1', 2', 3'*) испытаний верхового среднеразложившегося торфа (*по Л.Т.Роман, 1987*)

Мерзлые заторфованные грунты и торф являются, как правило, сильнольдистыми. Несмотря на это, их осадка при оттаивании без дополнительной нагрузки невелика или совсем отсутствует. По Л.Т.Роман, это связано с податливостью частиц торфа, которые претерпевают уплотнение под действием давления, возникающего при замерзании грунтовой влаги, а затем после ее оттаивания проявляют упругие свойства и набухают. Поэтому коэффициент оттаивания для торфа в непригруженном состоянии весьма невелик, а при незначительной степени разложения набухание иногда превышает осадку, обусловленную оттаиванием льда, содержащегося в торфе, вызывая увеличение объема образцов. Если же оттаивание торфа происходит в пригруженном состоянии, то осадки весьма значительны даже при небольших давлениях. Опытами И.Н. Вотякова (1951), А.В. Садовского (1960), Л.Т.Роман (1987) установлена более выраженная нелинейность компрессионной кривой оттаивающих торфяных грунтов по сравнению с минеральными.

Данные, приведенные на рис. 19.26, подтверждают это. Они получены в ходе натурных испытаний горячим штампом торфа со слоистой (опыт *1* и *2*) и массивной (опыт *3*) криогенными текстурами. Степень разложения, влажность, плотность торфа и его скелета в первом опыте составляли соответственно 30 и 504%, 1,04 и 0,144 г/см^3, во втором — 30 и 420%, 1,02 и 0,194 г/см^3, в третьем — 20 и 390%, 1,00 и 0,22 г/см^3. Значительные осадки торфа (рис. 19.26, *а*) получены при глубине оттаивания торфа, соответствующей половине диапазона горячего штампа, равного 50,5 см (площадь 2000 см^2).

19.3. Мерзлые ледяные грунты

Подразделение, распространение и состав. Эта группа природных грунтов представлена льдом — льдом как мономинеральным образованием или льдом с той или иной примесью терригенного материала. В составе группы выделено три подгруппы ледяных грунтов — конституционные (внутригрунтовые или автохтонные), погребенные (или аллохтонные) и пещерно-жильные (см. табл.

16.8). К первой подгруппе обычно относят сегрегационные, повторно-жильные, инъекционные, ледниковые льды, ко второй — наледные, речные, озерные, морские, донные, инфильтрационные (снежные), погребенные льды, к третьей — разные генетические типы льдов, образовавшихся в пещерах, точнее пустотах массивов грунтов разного генезиса и состава[3].

Следует подчеркнуть, что в качестве ледяных грунтов выступают не только льды многолетнемерзлых массивов (включая ледники), но и сезонные ледяные покровы различных водоемов — озер, рек и морей. Они учтены в принятой в учебнике общей классификации грунтов с прямым указанием названия на уровне вида (лед речной, лед морской и др.), который в систематическом плане относится к подгруппе конституционных льдов.

Лед — один из самых распространенных на поверхности Земли грунтов. Общая масса льда, заключенного в ледниках, айсбергах, подземных льдах, снежном покрове, в морских льдах и атмосфере, составляет $2{,}423 \cdot 10^{16}$ т (табл. 19.26). Это более чем в 30 раз превышает массу всех поверхностных вод суши.

Максимальная мощность (толщина) льда наблюдается в пределах ледников. Для горных ледников она составляет сотни метров (150 м — для ледников Эльбруса, 900 м — на леднике Федченко). Еще большую толщину имеют ледниковые купола и щиты. В Гренландии максимальная мощность ледникового покрова достигает 3400 м, а в Антарктиде превышает 4700 м.

Природные льды всегда содержат примеси твердых, жидких и газообразных включений. Это объясняется тем, что в природных водах всегда содержатся растворенные или взвешенные вещества. При замерзании таких вод, несмотря на частичную дифференциацию этих веществ, некоторое количество примесей остается во льду. Газообразная среда, в которой образуются кристаллы снега и льда, также содержит твердые частицы различных веществ и в той или иной степени минерализованные жидкие капельки. Все они совместно с газами попадают в лед.

По содержанию солей природные льды подразделяются на пресные и соленые. В первых содержание солей не превышает 0,5‰, во вторых может дос-

---

[3] Необходимо подчеркнуть, что в гляциологии — науке о льдах и природных системах, свойства и динамика которых определяются льдом, — все льды по происхождению подразделяются на три группы: 1) конжеляционные льды, образованные в результате замерзания воды; 2) осадочные; 3) метаморфические.

К *конжеляционным льдам* относятся: ледяной покров, образующийся на поверхности быстродвижущихся вод, внутриводный или донный лед, ледяной покров относительно спокойных вод, ледяные ядра бугров пучения, ледяные образования в виде эффузивных пород, сталактиты и сталагмиты, повторно-жильные льды, сформировавшиеся в виде полигональной сети на поверхности рыхлых пород (горных), ледяные шлиры и интрузивные пласты в мерзлых породах.

Осадочные льды разделяются на пять видов: 1) пушистый снег, образовавшийся из твердых осадков без ветра; 2) метелевый снег, сложенный твердыми атмосферными осадками при ветровом воздействии (метелевый перенос, ветровое уплотнение); 3) мелкозернистый снег, возникший в процессе смерзания, сублимационного округления и уплотнения; 4) зернистый снег, образовавшийся в результате сублимационной перекристаллизации и уплотнения (оседания); 5) снег-плывун, сформировавшийся в процессе сублимационного выноса, сопровождавшийся образованием глубинной изморози. Твердые продукты быстрого замерзания переохлажденной воды в атмосфере в виде ледяной крупы, ледяного дождя и града, хотя и имеют конжеляционное происхождение, но при выпадении частиц в другую среду и образовании из них новой конструкции — ледяной породы, последнюю следует отнести к осадочным льдам.

Метаморфические льды делятся на четыре подгруппы: фирн, первичные осадочно-метаморфические льды, динамометаморфические и термометаморфические льды.

Таблица 19.26

Масса и площадь распространения льда на Земле

(по П.А.Шумскому, А.Н.Кренке, 1969)

Вид льда	Масса льда, т	Площадь распространения		
		% от общей площади льдов	млн км^2	%
Ледники	$2{,}398 \cdot 10^{16}$	98,95	16,3	10,9 суши
Айсберги	$7{,}65 \cdot 10^{12}$	0,03	63,5	18,7 океана
Снежный покров	$1{,}05 \cdot 10^{13}$	0,04	72,4	14,2 Земли
Морской лед	$3{,}483 \cdot 10^{13}$	0,14	26,0	7,2 океана
Подземный лед	$(2 - 5) \cdot 10^{14}$	0,83	21,0	14,1 суши
Атмосферный лед	$1{,}68 \cdot 10^{12}$	0,01	510,0	100 Земли
Всего	$2{,}423 \cdot 10^{16}$	100		

тигать 5—9‰ и в целом увеличиваться с понижением температуры морских льдов. При температурах льда ниже −8°С внутри морского льда могут возникать области кристаллизации отдельных солей (рис. 19.27).

Твердые вещества внутри ледяного тела разделяются на заметно растворимые и почти нерастворимые в воде. Поскольку растворы отдельных минеральных солей отвердевают при разных отрицательных температурах, то присутствие их в ледяном теле при наличии соответствующего поля температуры приводит к образованию жидкой фазы рассола. Она сохраняется даже при достаточно низких температурах.

Количество рассола и содержащих его пор в ледяном покрове не остаются постоянными. Они претерпевают непрерывные изменения, вызываемые колебаниями температуры, динамометаморфизмом ледяного покрова, миграцией рассола, межфазовыми физическими и химическими реакциями и др. В итоге эти изменения отражаются на прочности ледяного покрова и других его качествах. Известно, что соленые морские льды при одинаковой плотности менее прочны, чем льды осадочного происхождения или пресноводные. Особенно велико различие между ними в проявлении реологических свойств. Б.А.Савельев указывал еще на одну характерную особенность морского льда, обусловленную наличием в нем жидкой фазы. Аномалия заключается в том, что при определенной концентрации солей понижение температуры в ледяном покрове приводит к его расширению, тогда как другие твердые тела, в том числе и пресный лед, при подобном воздействии испытывают обычно сжатие.

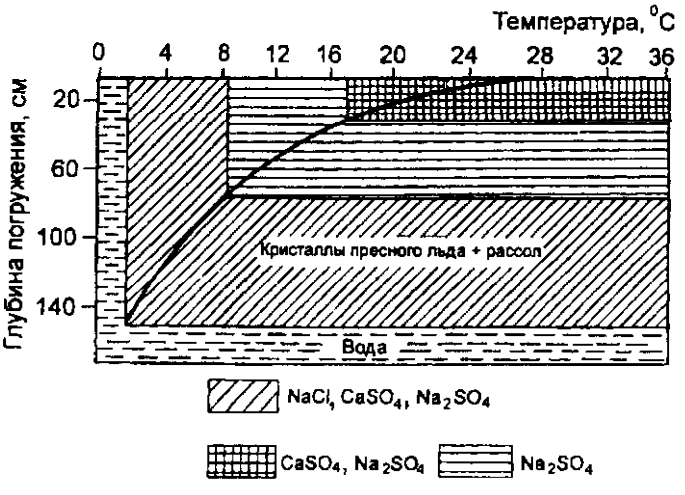


Рис. 19.27. Области кристаллизации солей в морском льду (*по Б.А.Савельеву, 1991*)

Строение ледяных грунтов. Главной особенностью макростроения этих грунтов является их слоистость в ледниковых покровах, подчеркивающаяся различиями текстуры и состава параллельных слоев, располагающихся горизонтально или косослоисто. Слоистость образуется за счет периодического изменения размеров кристаллов льда, а также количества воздушных пузырьков, частиц пыли и других микропримесей. Мощность отдельных слоев в верхнем снежно-фирновом покрове существенно варьирует — от первых метров до первых сантиметров в зависимости от интенсивности снегонакопления и абляции (таяния), а в ледниках после метаморфизации отдельные слои льда обычно имеют толщину от 1 до 10 см.

В строении ледников умеренного типа обычно участвуют три типа льда (Патерсон, 1984): крупнозернистый пузырчатый, крупнозернистый чистый («голубой») и мелкозернистый пузырчатый («белый»). Кристаллы крупнозернистого пузырчатого льда имеют размеры от 1 до 15 см, а мелкозернистого — менее 0,5 см. Наиболее распространен крупнозернистый пузырчатый лед.

Холодные ледники с температурами ниже −10°С состоят из мелкозернистого льда и их слоистость связана с чередованием слоев чистого и пузырчатого льда, состоящего из кристаллов одинакового размера. Накопление различных по строению слоев льда обусловлено сезонностью снегонакопления — толстые слои крупнозернистого пузырчатого льда формируются из зимнего снега, тонкие слои — из летнего снега или замерзающей талой или дождевой воды. Наиболее заметная элементарная слоистость — за счет концентрации эоловой пыли.

В гляциологии широко используется понятие сланцеватости льда (синоним — кливаж). Это тип вторичной текстуры, не совпадающей с первичной осадочной, возникающей вследствие динамометаморфизма льда как результат течения ледников. Сланцеватость нередко выражена даже на поверхности ледников, особенно в их прибортовых частях, в виде вертикальной (а не горизонтальной) полосчатости и трещиноватости, возникающей обычно как результат трения ледника о боковые борта долин.

В природных условиях крупные монокристаллы льда, как отмечал К.Ф.Войтковский (1960), встречаются редко. Большей частью приходится иметь дело с поликристаллическим льдом, который состоит или из беспорядочно ориентированных кристаллов, спаянных между собой (зернистый лед), или сросшихся отдельных кристаллов, направление осей которых приблизительно параллельное.

Н.А.Цытович и М.И.Сумгин (1937) выделяли шесть типов структуры льда и определили условия ее образования: 1) сплошная кристаллическая структура — образуется при спокойном замерзании воды; 2) игольчатая структура, часто с наличием пузырьков воздуха, образуется в месте соприкасания воды и льда; 3) слоистая структура образуется при периодических замерзаниях отдельных слоев воды или при уплотнении отдельных мокрых слоев снега; 4) фирновая, или зернистая, структура, образуется при смерзании снега; 5) мелкоагрегатная неправильная структура образуется при перемещенном замерзании с перемешиванием (наблюдается в верхнем слое льда больших водоемов); 6) рыхло-чешуйчатая структура наблюдается в свежевыпавшем снежном покрове, а также при замерзании воды, конденсирующейся из пара.

Свойства ледяных грунтов. Плотность чистого льда при температуре 0°С и давлении 1 атм равна 0,9168 г/см^3. Она увеличивается на 0,0015 г/см^3 при понижении температуры на 10°С.

Плотность пресных льдов изменяется в широких пределах — от плотности снега (0,3—0,4 г/см³) до предельной величины (0,9 г/см³). Ее величина закономерно увеличивается вниз по разрезу ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии и на глубине около 100 м достигает предельной из указанных ранее величин (Савельев, 1991).

Таблица 19.27

Пористость льдов криосферы

(по Б.А.Савельеву, 1991)

Льды криосферы	Пористость, %		
	максимальная	минимальная	средняя
Снег	92,5	45,5	75,0
Фирн	50,0	30,0	40,0
Ледниковый лед	4,0	1,0	2,5
Айсберги	15,0	7,0	11,0
Морской лед	8,0	0,7	3,0

Плотность морских льдов может достигать 0,920—0,953 г/см³. При этом она растет с увеличением засоленности этих льдов и несколько снижается с падением их температуры.

Ледяные грунты — системы пресные. Величина пористости различных льдов неодинакова и в целом наименьшая в ледниковых покровах (табл. 19.27).

Плотный прозрачный лед или совсем не содержит макропор, или количество их незначительно (пористость до 1%). При большем количестве воздушных включений лед менее прозрачен и мутный. Такой лед обычно встречается в нижних слоях ледяного покрова, в ледниках и ледяных жилах. Встречается также лед с большим количеством воздушных пор (от 5 до 40%), имеющий снегообразный вид. Он чаще всего возникает в результате смерзания увлажненного снега (Войтковский, 1999).

При понижении температуры линейные размеры и объем образцов и массивов льда уменьшаются, а при повышении температуры наблюдается противоположный процесс — термическое расширение льда. Коэффициент линейного расширения льда зависит от температуры, увеличиваясь при ее повышении. В интервале температуры от — 20 до 0°С коэффициент линейного расширения в среднем равен $5{,}5 \cdot 10^{-5}$, а коэффициент объемного расширения составляет $16{,}5 \cdot 10^{-5}$ на 1°С. В интервале от −40 до −20°С коэффициент линейного расширения уменьшается до $3{,}6 \cdot 10^{-5}$ на 1°С.

Закономерности расширения морского льда несколько отличаются от закономерностей расширения пресного льда. Это относится и ко льду с примесями солевых растворов. Объясняется это тем, что, кроме обычного расширения или сокращения твердой и жидкой компонент, при изменении температуры происходит увеличение (или уменьшение) общего объема в результате растворения пресного льда рассолом или ростом кристаллов за счет вымораживания воды из рассола. Поэтому при некоторых значениях температуры и солености вместо термического расширения при повышении температуры наблюдается уменьшение его объема, т.е. коэффициент объемного расширения приобретает отрицательное значение (табл. 19.28).

Лед обладает свойством режеляции (смерзаемости), которое характеризуется тем, что при соприкосновении и сжатии двух кусков льда они смерзаются. Под действием местных повышенных давлений на контактах может происходить некоторое плавление льда. Образующаяся при этом вода выдавливается в места, где давление меньше, и там замерзает. Смерзание ледяных поверхностей может происходить и без давления, и без участия жидкой фазы.

Таблица 19.28

Коэффициент объемного расширения морского льда 1/°С 10–5

(по Б.А.Савельеву, 1963)

Соленость, ‰	Температура льда, °С			
	–1,8	–8	–12	–18
1	-13,3	9,9	14,0	16,3
2	-28,2	2,9	11,1	15,6
5	-73,2	-18,1	2,3	13,7
10	–147,9	-53,2	-6,8	10,5
15	–222,7	–88,2	–36,8	7,8

Благодаря свойствам режеляции трещины в ледяных покровах и массивах способны «залечиваться» и трещиноватый лед может превращаться в монолитный. Это важно при использовании льда в качестве строительного материала для возведения инженерных конструкций (ледяных складов, водонепроницаемых ядер гидротехнических сооружений и др.).

Величина модуля упругости льда, получаемая при статических испытаниях, колеблется в пределах 10^{-3}—10^{-4} МПа (Войтковский, 1999). Динамический модуль упругости изменяется в более узком диапазоне и чаще всего составляет $(8—10)\cdot10^{-3}$ МПа. Его величина существенно зависит от плотности льда (рис. 19.28), температуры (рис. 19.29, 19.30), времени действия нагрузки (рис. 19.31) и др. Модули упругости морских льдов в зависимости от температуры и солености находятся в пределах $(3—9)\cdot10^3$ МПа.

Модуль сдвига пресноводных льдов колеблется в диапазоне $(1—2)\cdot10^3$ МПа при статических испытаниях. При динамических исследованиях его величина несколько выше и достигает $(2—3,4)\cdot10^3$ МПа. У морских льдов его величина составляет $(2,0—2,6)\cdot10^3$ МПа.

Коэффициент Пуассона пресноводных льдов составляет 0,31—0,38, морских льдов — 0,32—0,44 (Богородский, Гаврило, 1980), чаще всего значения этого коэффициента составляют 0,35—0,36.

Временное сопротивление одноосному сжатию пресноводных речных и озерных льдов и льдов водохранилищ составляет 1,0—5,9 МПа в интервале температур 0...−35°С и в целом при ее понижении возрастает. При этом величина этого показателя в направлении, перпендикулярном поверхности замерзания, обычно в 1,1—1,5 раза выше, чем в параллельном. Прочность на одноосное сжатие морских льдов изменяется в еще большем диапазоне — от 0,4—0,7 МПа при температуре около 0°С до 4,5—4,8 МПа при температуре −30°С (Богородский, Гаврило, 1980).

Прочность пресноводных льдов на разрыв (растяжение) изменяется от 0,9—1,2 МПа при температуре 0...−10°С до 1,4—1,8 МПа в интервале температур −20...−35°С. Для морских льдов прочность в первом из этих интервалов температур составила 0,6—1,1 МПа, а в интервале −10...−20°С составила 1,4—1,8 МПа. Ее величина (R_t, МПа) во многом определяется содержанием в морском льду рассола (рис. 19.32) и при его содержании V_p менее 16% описывается линейной зависимостью:

$$R_t = 2{,}85[1 - (V_p/0{,}234)^{1/2}].$$

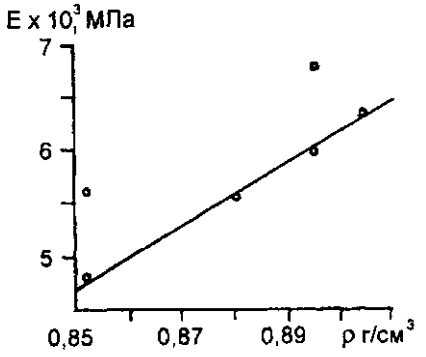


Рис. 19.28. Зависимость модуля Юнга (E) от плотности (ρ) льда (*по В.В.Богородскому и В.П.Гаврило, 1980*)

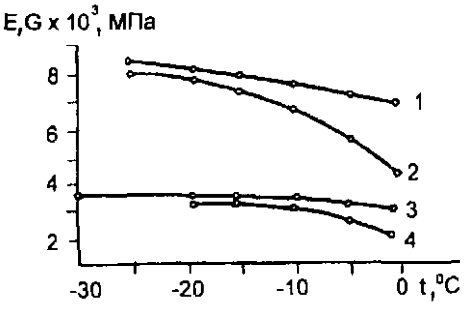


Рис. 19.30. Зависимость модуля Юнга (E) и модуля сдвига (G) от температуры (t) для дрейфующего морского льда (*по В.В.Богородскому и В.П.Гаврило, 1980*):

1, 2 — модуль Юнга; *3, 4* — модуль сдвига; *1, 3* — паковый лед толщиной 40—50 см; *2, 4* — годовалый лед толщиной 30—130 см

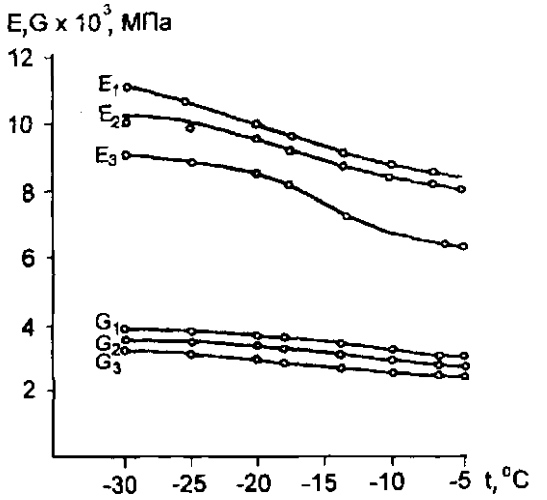


Рис. 19.29. Зависимость модуля Юнга (E) и модуля сдвига (G) льда Ладожского озера от температуры (t) льда (*по В.В.Богородскому и В.П.Гаврило, 1980*):

значения E_1 и G_1 соответствуют прозрачному, почти без пузырьков воздуха, крупнокристаллическому льду плотностью 0,90 г/см³, значения E_2 и G_2 получены при прозвучивании всей толщи блока вместе с мутным слоем, толщина которого составляла 15 см. Значения E_3G_3 характеризуют наполовину мутный лед с большим количеством пузырьков воздуха; плотность этих блоков составляла 0,89 г/см³

Существенное влияние на прочность льдов на растяжение оказывает структура льда (рис. 19.33). Наибольшие значения прочности свойственны монокристаллическому льду или льду, близкому к нему, состоящему из двух-трех больших кристаллов с вертикальной C-осью. Лед с кристаллами средней крупности и горизонтальной C-осью обладает промежуточной прочностью. Минимальные ее значения характерны для мелкозернистого, шугового льда.

Прочность морских льдов на растяжение мало зависит от на-

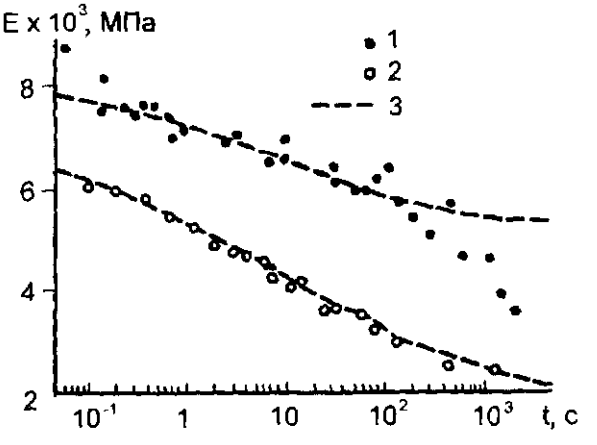


Рис. 19.31. Изменение модуля Юнга (E) во времени при температуре льда −10°С (*по В.В.Богородскому и В.П.Гаврило, 1980*):

1 — столбчато-гранулированный лед; *2* — зернистый лед; *3* — теоретическая кривая

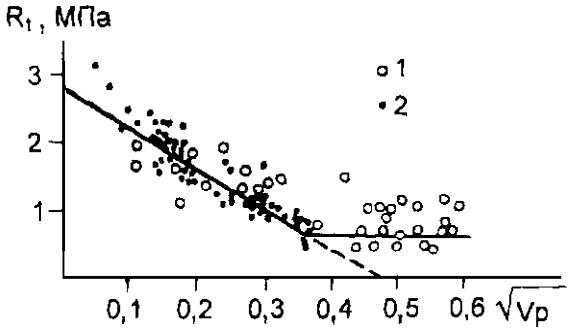


Рис. 19.32. Зависимость предела прочности льда на разрыв (R_t) от содержания в нем рассола (V_p) (*по В.В.Богородскому и В.П.Гаврило, 1980*):

температура льда: *1* — 0...−8,2°С; *2* — −8,2...−22,9°С

правления приложения нагрузки (рис. 19.34, *2*). В то же время оно существенно сказывается на сопротивлении одноосному сжатию (рис. 19.34, *1*). На рисунке обозначение «00:90» указывает на угол, равный нулю, между направлением силы и вертикалью (вертикальный образец) и угол 90° между направлением силы и *С*-осью кристалла льда. Ориентация «90:00» обозначает угол между вертикалью и силой, приложенной по *С*-оси.

Прочность пресноводного льда на срез ($R_{ср}$) изменяется от 0,5 до 3,5 МПа и в целом повышается при уменьшении его температуры по зависимости

$$R_{ср} = 2{,}7 + 0{,}6t,$$

где t — температура ниже 0°С, взятая со знаком «плюс». В морских льдах она существенно ниже.

Сопротивление сдвигу антарктических льдов припая (мощностью 152 см) в районе ст. Мирный при кратковременном приложении вертикальной нагрузки (ступенями 1,0—1,6 МПа/с) до глубины 85 см характеризовалось величина-

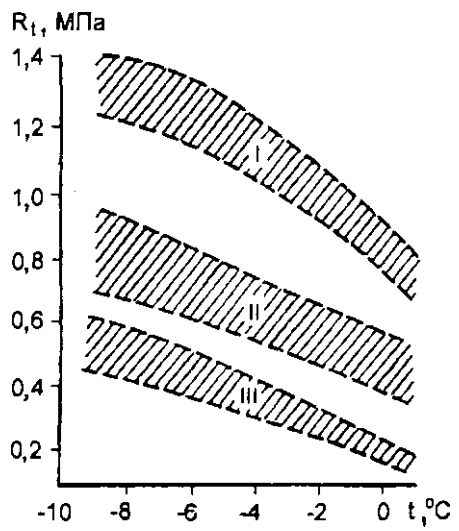


Рис. 19.33. Зависимость временного сопротивления растяжению R_t от температуры для льда Ладожского озера различной структуры (*по И.Г.Петрову и П.В.Черепанову*):

I — монокристаллический; II — средней крупности; III — мелкозернистый, призматический

Рис. 19.34. Прочность морского льда на растяжение (R_t) сжатие (R_c) при различных условиях ориентации образца в стандартных условиях (*по В.В.Богородскому и В.П.Гаврило, 1980*):

1 — сжатие; *2* — растяжение

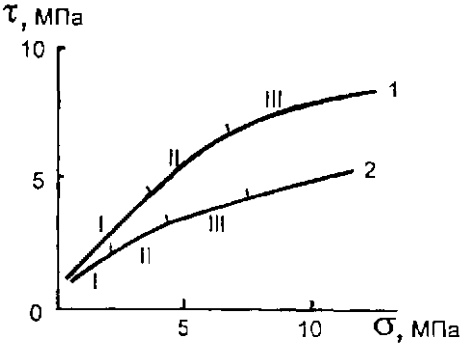


Рис. 19.35. Сопротивление сдвигу морского антарктического льда на глубине 85 см (*по В.В.Панову и Н.Ф.Фокееву, 1977*). Римскими цифрами обозначены номера участков. Образцы испытывались при приложении осевой нагрузки перпендикулярно (*1*) и параллельно (*2*) плоскость замерзания ледяного покрова

ми: угол внутреннего трения 17—55°, сцепление 0,4—4,5 МПа[4]. В целом зависимость τ—σ для льда является нелинейной (рис. 19.35). Наибольшие значения угла внутреннего трения (40—55°) характерны для первого участка кривых, минимальные (17—37) — для третьего. Значения сцепления, наоборот, минимальны (0,4—0,6 МПа) для первого участка, а максимальны — для третьего (1,0—4,5 МПа). Установлена четко проявляющаяся анизотропия величин, определяющих сопротивление сдвигу припайного льда: при приложении нагрузки перпендикулярно плоскости намерзания ледяного покрова $\varphi = 40—55°$, $C = 0,4—0,6$ МПа, параллельно этой плоскости $\varphi=30—40°$, $C=0,7—2,5$ МПа на втором участке кривой и $\varphi = 17—37°$, $C = 1,0—4,5$ МПа на третьем участке.

Значения показателей, характеризующих физико-механические свойства льда, зависят от скорости приложения нагрузки и времени ее действия (рис. 19.36, 19.37). Это обусловлено проявлением вязкопластичных свойств льда, проявляющихся в способности льда проявлять деформации ползучести (и течения). Их реализация обусловлена небольшой величиной предела текучести льда, которая в случае небазисного скольжения при температуре −1°С в 80 раз, а при базисном скольжении в 1000 раз ниже, чем у железа (Богородский, Гаврило, 1980).

При сдвиге льда по базисным плоскостям выделяются две стадии ползучести. На первой скорость деформации постепенно повышается, и кривые ползучести имеют слегка вогнутый вид (рис. 19.36, *а*). При достижении относительной деформации сдвига 10—20% происходит интенсивное кратковременное нарастание скоростей сдвига и последующее установление примерно постоянной повышенной скорости сдвига. Кристалл льда, однажды деформированный до второй стадии, остается «мягким» даже после пребывания в разгруженном состоянии в течение нескольких сотен часов.

В тех случаях, когда сдвиг по базисным плоскостям происходит с заданной постоянной скоростью, сопротивление сдвигу по мере нарастания деформации, увеличиваясь почти линейно, достигает максимума при относительной деформации 0,5—2%, после чего начинает уменьшаться сначала довольно резко, а затем более плавно (рис. 19.36, *б*). Величины максимального сопротивления сдвигу тем больше, чем быстрее происходит сдвиг и чем ниже температура кристалла. Уменьшение сопротивления сдвигу связано с ростом в кристалле льда количества дислокаций.

[4] Эти показатели были получены для льдов в верхних 12 см соленостью 0,16‰ и в более глубоких слоях 2,30—3,54‰, с температурой −1,9...3,3°С, плотностью 0,853—0,890 г/см³ и пределом прочности на сжатие 1,51—2,83 МПа (Панов, Фокеев, 1977).

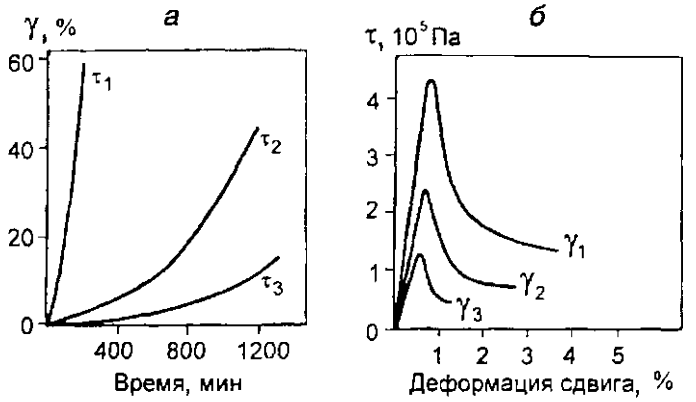


Рис. 19.36. Деформации монокристаллического льда (*по К.Ф.Войтковскому, 1999*):

а — кривые ползучести при сдвиге по базисным плоскостям при $t = -2{,}3$°С ($\tau_1 = 2{,}2 \cdot 10^5$ Па; $\tau_2 = 0{,}5 \cdot 10^5$ Па; $\tau_3 = 0{,}4 \cdot 10^5$ Па); *б* — сопротивление сдвигу по базисным плоскостям при $t = -15$°С (скорости сдвига $\gamma_1 = 16 \cdot 10^{-5}$ мин$^{-1}$; $\gamma_2 = 8 \cdot 10^{-5}$ мин$^{-1}$; $\gamma_3 = 2 \cdot 10^{-5}$ мин$^{-1}$)

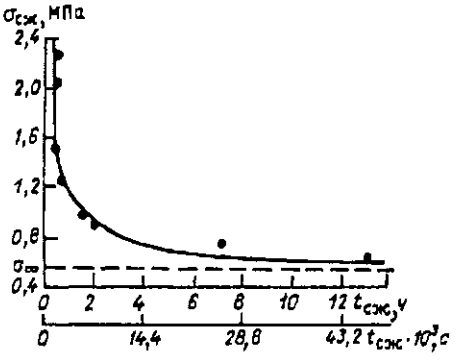


Рис. 19.37. Напряжения ($\sigma_{сж}$), вызвавшие разрушения пресноводного поликристаллического льда при одноосном сжатии за время $t_{сж}$ (*по Ю.К.Зарецкому и А.М.Фишу, 1974*):

σ_∞ — предел длительной ползучести

Кристалл льда допускает значительные пластические деформации растяжения при действии растягивающего усилия под углом к базисной плоскости. Известны случаи, когда образец вытягивался в два раза больше своей первоначальной величины и превращался в тонкую ленту, оставаясь монокристаллом (Войтковский, 1999).

Пластические деформации поликристаллического льда (рис. 19.38, 19.39) в целом аналогичны деформации отдельных кристаллов. Они также зависят от направления действия приложенных сил относительно осей большинства кристаллов. Из-за возможности относительных скольжений кристаллов льда, а также из-за того, что в деформированном массиве льда напряженное состояние почти всегда неоднородно и, следовательно, напряжения сдвига действуют в различных направлениях относительно осей кристаллов, анизотропия проявляется в несколько меньшей степени, чем у монокристалла льда. Часто поликристаллический лед ведет себя как изотропное твердое тело. По мнению ряда исследователей, поликристаллический лед под нагрузкой ведет себя подобно ньютоновскому вязкому веществу: скорость его деформации связана линейно с напряжением через постоянный коэффициент пропорциональности, названный коэффициентом вязкости льда. По их данным, этот коэффициент изменяется в пределах 10^8—10^{14} Па·с. Однако такая изменчивость коэффициента вязкости свидетельствует, по мнению В.В.Богородского и В.П.Гаврило (1980), о том, что лед не является ньютоновской жидкостью.

Отдельно охарактеризуем свойства повторно-жильных льдов, по данным В.Н.Зайцева, Е.П.Шушериной (1976), В.В.Рогова (1982), полученные при изучении повторно-жильных льдов на Северо-Востоке России в разрезах плейстоценовых и голоценовых синкриогенных мерзлых толщ разного генезиса (аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных, морских и др.) в интервале глубин 0,4—42 м.

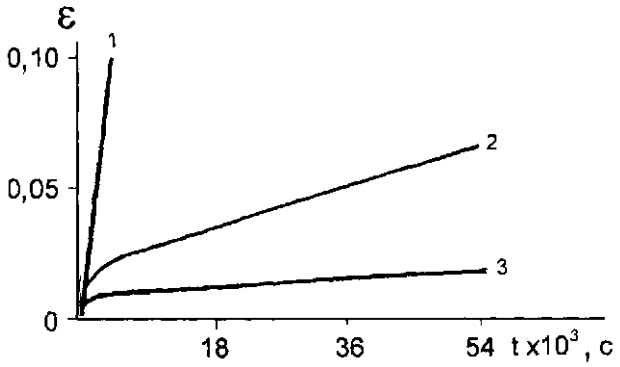


Рис. 19.38. Кривые ползучести поликристаллического льда в условиях одноосного сжатия (*по Ю.К.Зарецкому и А.М.Фишу, 1974*):

1—11 — напряжение: *1* — 2,30 МПа; *2* — 2,04 МПа; *3* — 1,53 МПа; *4* — 1,28 МПа; *5* — 1,02 МПа; *6* — 0,89 МПа; *7* — 0,76 МПа; *8* — 0,64 МПа; *9* — 0,51 МПа; *10* — 0,25 МПа; *11* — 0,15 МПа

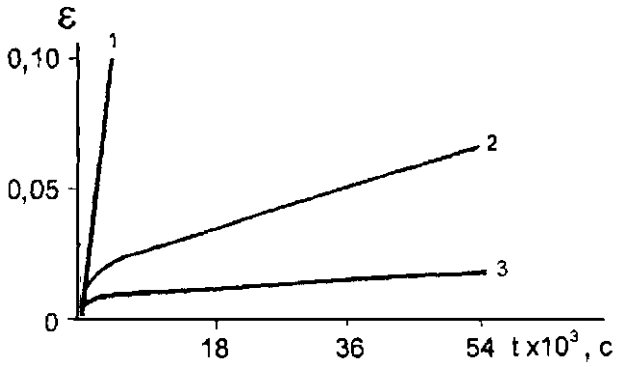


Рис. 19.39. Кривые ползучести поликристаллического льда при напряжении 0,6 МПа (*по J.W.Glen, 1952*): температура льда:

1) −0,02°С; *2*) −6,7°С; *3*) −12,8°С

Плотность льдов повторно-жильных тел изменяется от 0,830 до 0,983 г/см³, чаще 0,88—0,90 г/см³. Эти величины превышают значения плотности чистого льда, несмотря на наличие в повторно-жильных льдах воздушных пузырьков. Это объясняется наличием в этих льдах минеральных и органических примесей (до 5—6,5%). Лед более молодых жил значительно чище: количество примесей для голоценовых аласных жил определено В.В.Роговым в пределах 0,5—1,8% (в среднем 0,6—0,8%), для жил современных пойменных отложений оно не превышало 0,9% при средних значениях 0,5%. Наименьшее значение примесей 0,16% было отмечено во льду жил торфяников.

Плотность повторно-жильных льдов, сформировавшихся в толщах разного гранулометрического состава, несколько отлична. В песчаных разрезах, по данным В.В.Рогова, ее величина составляет 0,915—0,940 г/см³, в супесчаных — 0,83-0,983 г/см³, в толщах пестрого состава — 0,870—0,948 г/см³.

Плотность льда наиболее древних жил, залегающих в песках маастахской свиты, составляет 0,92—0,93 г/см³. В верхнечетвертичных толщах ее значение изменяется в более широком диапазоне — 0,870—0,983 г/см³. Для голоценовых аласных ледяных жил преобладающие значения плотности колеблются в диапазоне 0,884-0,903 г/см³, в образцах льда, отобранных из современных жил, формирующихся на пойме — от 0,855 до 0,901 г/см³, в отложениях прирусловой части поймы плотность льдов жил, как правило, выше, чем у жил, залегающих в более заиленных и заторфованных грунтах.

Для льда повторно-жильных тел характерна пузырчатость. Ее величина изменяется от 1 до 11%, чаще всего 2—4%. Пузырчатость льда позднеплейстоценовых жил едомной и алешкинской свит составляет около 2%, голоценовых жил аласов — от 2 до 4%, а жил современной поймы — 3,5—11% (Рогов, 1982).

Таблица 19.29

Сопротивление повторно-жильных льдов (R_c) одноосному сжатию

(по В.В.Рогову, 1982)

Возраст повторно-жильного льда	Направление действия нагрузки	Плотность, г/см^3	R_c (МПа) при температуре (°С)	
			-1,1°	-11,6°
Позднеплейстоценовый	в	0,830	1,22	1,40
	г	0,835	1,10	1,55
Голоценовый	в	0,855	1,15	1,45
	г	0,860	1,15	1,50

Примечание: в — вертикальное (в плоскости развития морозобойных трещин), г — горизонтальное (параллельное дневной поверхности).

При охлаждении повторно-жильных льдов от −1 до −60°С наблюдается, по данным Е.П.Шушериной и В.Н.Зайцева (1976), только сокращение образцов. В диапазоне температур от −1 до −20°С коэффициент линейного расширения α повторно-жильных льдов из плейстоценовых отложений характеризуется величинами (47—63)·10 ^{6} град$^{-1}$, при наиболее характерных значениях (52—59)·10 ^{6} град ^{1}. Для повторно-жильных льдов голоцена получены близкие к указанным значения — около $53 \cdot 10^{-6}$ град$^{-1}$. При дальнейшем понижении температуры от −20 до −60°С наблюдается некоторое снижение значений рассматриваемого коэффициента — до (43—47)·10 ^{6} град ^{1}, что отмечалось и по материалам экспериментальных исследований других типов льда (Вотяков, 1963 и др.).

Данные о временном сопротивлении повторно-жильных льдов одноосному сжатию приведены в табл. 19.29. Они получены на образцах цилиндрической формы диаметром 40 и высотой 60 мм с определенной ориентировкой, вырезанных из монолитов льда, отобранных в районе оз. Мал. Олер в низовьях р. Колымы. Время испытаний до разрушения образцов составляло от 5 до 11 с.

Результаты показывают, что повторно-жильный лед обладает весьма небольшой прочностью на сжатие, которая растет с понижением температуры, причем в рассматриваемых разновозрастных льдах она практически одинакова. Не оказывает существенного влияния и направление сжимающего усилия — значения близки для образцов, ориентированных как в горизонтальной плоскости, так и в вертикальной.

Сопротивление повторно-жильных льдов разрыву в интервале температур от −2 до −17°С невелико и составляет 0,11—0,20 МПа (табл. 19.30). При дальнейшем понижении температуры оно в целом возрастает с небольшим понижением при температуре −30...−35°С (рис. 19.40).

Эти данные были получены методом раскалывания цилиндрических образцов с помощью клина по образующей. При испытании образцы повторно-жильных льдов и многолетнемерзлых пород ориентировались таким образом, чтобы моделировался случай, когда поверхность разрыва образовывалась перпендикулярно дневной поверхности. В соответствии с этим в образцах многолетнемерзлых пород слоистой криогенной текстурой поверхность разрыва проходила практически перпендикулярно шлирам льда. В образцах повторно-жильных льдов, характеризующихся вертикальной полосчатостью, указанная поверхность развивалась параллельно этой полосчатости. Для образцов по-

Таблица 19.30

Сопротивление разрыву (R_t в МПа) повторно-жильных льдов при разной температуре

(по Е.П.Шушериной и др., 1977)

№ монолита, адрес	$t = -2°$			$t = -5°$			$t = -9°$			$t = -17°$		
	ρ	n	R_t	ρ	n	R_t	ρ	n	R_t	ρ	n	R_t
III-К, позднеплейстоценовая жила, гл. 4 м у пос. Черский	0,87	4,5	0,20	0,87 0,88	4,5 3,4	0,18 0,20	0,88 0,88	3,4 3,4	0,17 0,15	0,87 0,88	4,5 3,4	0,12 0,12
VI-К, голоценовая жила, с гл. 0,6 м на пойме, Стадухинской протоки	0,90 0,90	1,1 1,1	0,19 0,19	0,90 0,89	1,1 2,3	0,18 0,15	0,90 0,90	1,1 1,1	0,13 0,14	0,90 0,90	1,1 1,1	0,13 0,11
	$t = -24°$			$t = -30°$			$t = -50°$					
	ρ	n	R_t	ρ	n	R_t	ρ	n	R_t			
III-К, позднеплейстоценовая жила, гл. 4 м у пос. Черский	0,87 0,87	4,4 4,5	0,52 0,51	0,88 0,88	3.4 3,4	0,37 0,39	0,88 0,87	3,4 4,4	0,57 0,55			
VI-К, голоценовая жила, с гл. 0,6 м на пойме, Стадухинской протоки	0,90 0,89	1,1 2,2	0,72 0,68	0,90 0,90	1,1 1,1	0,36 0,39	0,89 0,90	2,2 1,1	0,57 0,68			

Примечание: ρ — плотность льда, г/см^3; n — воздушная пористость, %; t — температура в °С.

вторно-жильных льдов время до разрушения составляло от 5 до 10 с; для образцов многолетнемерзлых пород — от 7—8 до 12—15 с, увеличиваясь, как правило, с понижением температуры. Все испытанные образцы раскалывались по ди-

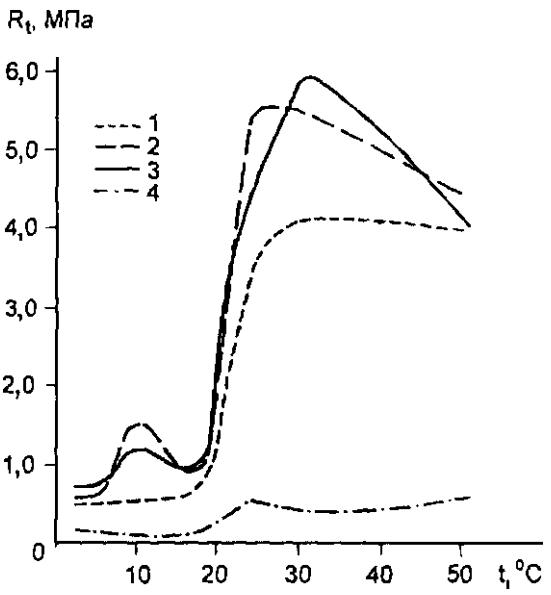


Рис. 19.40. Сопротивление разрыву многолетнемерзлых грунтов нарушенного сложения и повторно-жильных льдов из разрезов Мус-Хая на р.Яне и в низовьях Колымы (*по Е.П.Шушериной и др., 1977*):

1 — супесь голоценовая из разреза поймы р.Колымы; *2* — суглинок позднеплейстоценовый из разреза едомы близ пос. Черский; *3* — супесь позднеплейстоценовая из разреза едомы Плахинского Яра; *4* — повторно-жильный лед

аметральной плоскости в направлении действия сил. Разрушение носило хрупкий характер (деформации практически не развивались) и сопровождалось коротким глухим щелчком, наиболее отчетливо отмечавшимся для образцов многолетнемерзлых пород.

Сравнение данных, полученных Е.П.Шушериной с соавторами, с результатами опытов на образцах природного наземного пресного и искусственно приготовленного льда показывает, что повторно-жильные льды отличаются, как правило, значительно меньшей прочностью на разрыв. По данным В.Н.Пинегина, Б.П.Вейнберга, Б.Д.Карташкина, относящимся, главным образом к речному и искусственному льду, в области температуры от 0 до −35°С сопротивление разрыву в большинстве случаев изменяется в пределах 0,9—1,8 МПа. При этом с понижением температуры у последних отмечается плавное увеличение R_t. О меньшей прочности на разрыв повторно-жильных льдов свидетельствуют также и результаты испытаний Е.П.Шушериной образцов искусственно приготовленного льда. В диапазоне температуры от — 10 до −50° величина R_t этого льда плавно возрастала от 1,03 до 1,26 МПа. Близкие к рассматриваемым повторно-жильным льдам значения σ_p были получены также В.В.Лавровым (1962) для структурно-моделированного льда (при t=−2°С, R_t≈0,3 МПа). Результаты его испытаний образцов речного льда при той же температуре показывают значительно более высокую прочность (R_t = 0,86—1,37 МПа).

Сравнительно низкую прочность на разрыв образцов повторно-жильного льда можно объяснить рядом причин. Прежде всего она обусловлена, по-видимому, текстурными и структурными особенностями льдов. Так, концентрация воздушных пузырьков в повторно-жильных льдах вертикальной и субвертикальной ориентировки может вызывать снижение R_t в плоскостях, совпадающих с зонами сгущения этих пузырьков. Подобным же образом на R_t может влиять наличие тонких вертикальных залеченных трещин в повторно-жильных льдах, которые довольно часто фиксируются при полевых исследованиях даже визуально. Изучение шлифов из исследуемых монолитов повторно-жильных льдов на поляризационном микроскопе показало, что в рассматриваемом льде довольно часто наблюдается микротрещиноватость, по-видимому, в значительной степени связанная с самим процессом формирования повторно-жильных льдов, в основе которого лежит частое морозобойное растрескивание. Последнее должно обусловливать развитие во льду первичных механических «дефектов». Не исключено, что в процессе роста и существования повторно-жильных льдов в нем могут возникать и вторичные «дефекты» под воздействием криометаморфических преобразований (рекристаллизация, дробление кристаллов и др.). Кроме текстурных и структурных особенностей повторно-жильных льдов их низкая прочность на разрыв возможно связана и с методикой испытаний. Большинство данных о R_t льда получено прямым способом путем растяжения фигурных образцов при загружении их со стандартной скоростью (1,5—2,0 МПа в 1 мин). В этом случае образцы в процессе испытания, который может продолжаться до нескольких минут, перед разрушением, как правило, деформируются (растягиваются), в связи с чем имеющиеся в образцах дефекты могут «залечиваться». При быстром же (менее 10—15 с) разрушении образцов повторно-жильных льдов методом раскола с помощью клина, который использовался Е.П.Шушериной с соавторами, указанные дефекты не залечивались, что и явилось одной из причин более низкого сопротивления рассматриваемых повторно-жильных льдов разрыву

по сравнению с большинством ранее полученных данных. В связи с этим интересно отметить, что близкие к результатам испытаний повторно-жильных льдов значения R_i для структурно-моделированного льда получены при более быстром (10—12 с) разрушении.

Результаты испытаний на разрыв многолетнемерзлых пород, вмещающих повторно-жильные льды показывают, что все они значительно прочнее вмещающих повторно-жильных льдов (см. рис. 19.40). Большая прочность пород при данном виде деформирования может быть объяснена, прежде всего, значительной прочностью на разрыв структурных связей мерзлых пород, превышающей меж- и внутрикристаллическую прочность льда. Следует указать, что аналогичное соотношение прочности на разрыв мерзлых дисперсных пород и льда наблюдалось Е.П.Шушериной и В.Н.Зайцевым и по данным испытаний искусственно приготовленных образцов (сравнение замороженных паст со льдом, намороженного слоями, а также полученного замораживанием насыщенного водой снега).

Литература

Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 384 с.

Войтковский К.Ф. Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 225 с.

Вялов С.С. Реология мерзлых грунтов. М.: Стройиздат, 2000. 464 с.

Ершов Э.Д. Общая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2002. 685 с.

Каган А.А., Кривоногова Н.Ф. Многолетнемерзлые скальные основания сооружений. Л.: Стройиздат, 1978. 208 с.

Патерсон У.С.Б. Физика ледников. М.: Мир, 1984. 472 с.

Рекомендации по определению прочности мерзлых грунтов с морским типом засоления. М.; ПНИИИС, 2001. 42 с.

Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. М.: Наука/Интерпериодика, 2002. 426 с.

Савельев Б.А. Гляциология. М.: Изд-во МГУ, 1991. 288 с.

Строительные нормы и правила. СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1990. 56 с.

Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 448 с.

ГЛАВА 20

Царство техногенных (искусственных) грунтов

Это царство, как показано в табл. 16.9, объединяет широкий круг грунтов — природные измененные (не обязательно целенаправленно), перемещенные при хозяйственной деятельности человека, а также антропогенные образования — твердые отходы переработки минерального или органического сырья. Большая часть массивов техногенных грунтов на планете находится в пределах промышленных комплексов, городских агломераций и на территориях горно-добывающих предприятий. Особое беспокойство сегодня вызывает все ускоряющееся накопление твердых бытовых и производственных отходов, не только захватывающих все большие площади, но и наносящих ощутимый вред состоянию окружающей среды. Еще одним источником техногенных грунтов являются военные действия и испытания нового ору-

жия, при которых производится перемещение значительных объемов природных грунтов в фортификационных и боевых целях. В результате создаются техногенно нарушенные массивы природных грунтов и искусственные грунтовые накопления, в том числе и за счет разрушенных инженерных сооружений. Техногенные грунты достаточно часто используются и как основания сооружений (особенно при дефиците территории для возможной застройки — как во многих крупных городах мира), и в качестве материала земляных сооружений. Объемы создаваемых человеком искусственных грунтов огромны: только при добыче, переработке и сжигании твердого топлива каждые 5 лет на Земле в отвалы укладывается около 40 млрд м^3 вскрышных пород и до 2 млрд м^3 золошлаков.

В соответствии с общей классификацией техногенные грунты подразделяются на три класса по общему характеру структурных связей: выделяются скальные, дисперсные и мерзлые техногенные грунты, в которых далее выделяются группы, аналогичные таковым для природных грунтов тех же классов. Последующее же подразделение техногенных грунтов на подгруппы определяется способом их преобразования, перемещения или образования в процессе хозяйственной деятельности человека (см. табл. 16.9).

20.1. Класс скальных и полускальных техногенных (искусственных) грунтов

Скальные и полускальные грунты, выделяющиеся в классе техногенных скальных грунтов, имеют жесткие структурные связи кристаллизационного или цементационного типов. При прочности на одноосное сжатие менее 5 МПа в водонасыщенном состоянии грунт называется полускальным.

Обычно они представляют собой природные (скальные либо дисперсные) образования, измененные в условиях естественного залегания каким-либо физическим или физико-химическим воздействием. При этом образуются разные по свойствам скальные и полускальные техногенные грунты в зависимости от того, было ли их изменение целенаправленным или побочным следствием производственной деятельности человека. В первом случае скальные и полускальные техногенные грунты образуются методами технической мелиорации для обеспечения устойчивости сооружений, обеспечения проходки и эксплуатации горных выработок, а также локализации промышленных отходов и производственных вод. Во втором случае они возникают как побочные продукты инженерно-строительной, горно-технической деятельности человека или промышленного производства в результате последующих, как правило, неконтролируемых изменений напряженного состояния, водного и теплового режимов, а также физико-химических характеристик природных скальных и полускальных грунтов. Эти изменения чаще выражаются в трещинообразовании, разуплотнении, выветривании и растворении различных по составу и генезису грунтов с жесткими структурными связями.

СКАЛЬНЫЕ И ПОЛУСКАЛЬНЫЕ ИНЪЕКЦИОННО ЗАКРЕПЛЕННЫЕ ГРУНТЫ

В условиях естественного залегания скальные и полускальные природные грунты всегда разбиты трещинами, а растворимые разности кроме того и закарстованы. Трещиноватость и карстовая пустотность снижают прочность

грунтов, увеличивают их деформируемость и водопроницаемость. *Для повышения несущей способности и снижения водопроницаемости природных скальных и полускальных грунтов применяют их* ***инъекционное закрепление*** *веществами, заполняющими пустоты и трещины в породах.* Чаще всего используется тампонирование грунтов цементными и цементно-грунтовыми растворами, глинистыми суспензиями, заполнение трещин горячим битумом или жидким стеклом (силикатизация).

Чаще всего в строительной практике применяется способ ***цементации*** грунтов, отличающийся технической простотой, удобством применения и высокой надежностью достигаемых результатов. В современном гидротехническом строительстве нет почти ни одного крупного объекта, который возводился бы на трещиноватых скальных грунтах без применения цементации. Сущность метода состоит в том, что через пробуренные скважины под давлением от 3 до 70 атм нагнетается цементный раствор, заполняющий трещины и пустоты в массиве грунта. При этом он уплотняется за счет отжатия воды, твердеет при «схватывании» цемента, в результате чего достигается более чем 100-кратное снижение водопроницаемости (до 0,02—0,03 л/мин) и повышение несущей способности.

Возможность применения цементации определяется размерами трещин и других пустот в грунте, скоростями фильтрационного потока подземных вод и их химическим составом. Так, цементация грунтов происходит при ширине трещин более 0,1 мм, а при меньшем их раскрытии частицы суспензии не проходят в них и способ становится неэффективным. С другой стороны, при слишком широких трещинах и высокой скорости фильтрации по ним подземных вод цементная суспензия выносится потоком за пределы закрепляемой зоны. Расчеты и практика цементации грунтов показывают, что допустимая скорость движения подземных вод не должна превышать 200 м/сут. При больших скоростях опасность выноса суспензии в отдельных случаях может быть уменьшена применением быстросхватывающихся цементов и ускорителей твердения цементного камня. Химический состав подземных вод в зависимости от их минерализации, градиента напора и температуры может привести к последующему быстрому разрушению образовавшегося цементного камня. Особенно опасны сульфатные воды, обладающие сульфатной агрессивностью по отношению к цементу, связанной с образованием в порах цементного камня кристаллогидрата — малорастворимого трехсульфатного гидросульфоалюмината кальция (эттрингита), что сопровождается увеличением объема примерно в два раза, развитием в порах кристаллизационного давления и растрескиванием цементного камня.

В случае агрессивных подземных вод, возможности больших потерь цемента в крупных пустотах или при наличии глинистых отложений в трещинах лучшие результаты в плане снижения водопроницаемости грунтов может дать их *глинизация.* Она дешевле цементации и особенно эффективна при тампонировании безводных трещиноватых и кавернозных пород с удельным водопоглощением от 0,1 до 100 л/мин. Способ заключается в нагнетании через систему скважин глинистых суспензий с плотностью 1,1—1,15 г/см^3 под давлением 15—20 атм (для отжатия избытка воды из суспензии). Однако глинизация не улучшает физико-механические свойства трещиноватых грунтов, а кроме того сохраняется возможность последующего суффозионного выноса глинистого материала из глинизированного грунта.

Ряд преимуществ и недостатков имеет способ ***битумизации*** — нагнетания в грунт через скважины горячего битума. Битум устойчив к действию агрессивных подземных вод, не выносится из трещин при значительных скоростях фильтрационного потока, что делает битумизацию особенно эффективной при обработке закарстованных пород. Однако этот способ неприменим в породах, нарушенных тонкими трещинами, с коэффициентами фильтрации менее 60 м/сут. Кроме того, битум пластичен и при длительных нагрузках может выдавливаться из трещин.

Для закрепления грунтов с низкой водопроницаемостью (аргиллиты, мергели и др.) применяют ***силикатизацию*** — нагнетание в трещины гелеобразующих растворов (жидкого стекла — $Na_2O{\cdot}nSiO_2{\cdot}mH_2O$) с отвердителями. Тампонажные растворы такого рода обладают высокой проникающей способностью, а затвердевшие гели устойчивы к агрессивным подземным водам. Однако применение метода может ограничиваться относительно высокой стоимостью самого жидкого стекла, а также агрессивностью некоторых его рецептур к металлам.

Геологические и гидрогеологические условия строительства гидротехнических сооружений при возведении подземных сооружений в тоннелестроении и горном деле могут потребовать комбинированного применения описанных методов для получения техногенных скальных грунтов с требуемыми свойствами: 1) горячей битумизации крупных трещин с последующей цементацией более мелких, в особенности при значительных скоростях фильтрации; 2) силикатизации тонких трещин с последующей цементацией остальных пустот; 3) холодной битумизации тонких трещин и цементации остальных трещин.

В ряде случаев *техногенные скальные и полускальные грунты образуют и из дисперсных грунтов при работах по повышению несущей способности оснований.* При введении в дисперсные грунты различных вяжущих веществ (горячего битума или холодной битумной эмульсии, цементных растворов, жидкого стекла, карбамидных смол, извести) в результате физико-химических процессов в системе «грунт—вяжущее» формируются жесткие структурные связи, повышается прочность, водо- и морозостойкость грунтов. Получаемые в результате техногенно упрочненные грунты по своим свойствам могут быть близки к осадочным сцементированным породам. В частности, прочность на одноосное сжатие песков после силикатизации может достигать 2—4 МПа.

В основном для повышения прочности дисперсных грунтов используются методы искусственного формирования цемента разного состава между частицами. Так, при *силикатизации* дисперсных грунтов введением в них раствора жидкого стекла $Na_2O{\cdot}nSiO_2{\cdot}mH_2O$ образуется кремнистый цемент. При ***известковании*** — введении в дисперсные грунты гашеной извести $Ca(OH)_2$ ее взаимодействие с углекислотой приводит к образованию цементирующего частицы карбоната кальция. При взаимодействии извести с кремнекислыми соединениями грунтов образуются устойчивые кальциевые силикаты, прочность которых нарастает со временем. Аналогичного эффекта можно достичь внесением в дисперсные грунты *цементов* разного состава. Из *органических вяжущих* для улучшения свойств дисперсных грунтов чаще всего используются расплавленный битум или холодная битумная эмульсия. При застывании битума или выпадении его из эмульсии на поверхности частиц образуются адсорбированные пленки, связывающие частицы между собой. Они увеличивают прочность грунта и придают ему гидрофобные свойства.

Выбор метода закрепления дисперсного грунта зависит от его минерального и гранулометрического состава. Крупнообломочные грунты, химически инертные и крупнопористые, хорошо закрепляются цементными растворами. Для упрочнения песчаных грунтов помимо цементации применяется силикатизация, известкование, обработка карбамидными смолами. Сложнее ввести вяжущие в связные грунты, обладающие очень мелкими порами. Для их закрепления используют жидкое стекло, фенолформальдегидные и фурановые смолы, акрилаты и другие полимеры.

В случаях, когда введение химических реагентов в грунт технически невозможно или нерационально, скальные и полускальные техногенные грунты могут быть получены с помощью методов, основанных на приложении к грунту физических полей — температурного и электрического.

СКАЛЬНЫЕ И ПОЛУСКАЛЬНЫЕ ТЕРМИЧЕСКИ УПРОЧНЕННЫЕ ГРУНТЫ

Термическое упрочнение грунтов обусловлено физическими, физико-химическими и химическими процессами: 1) дегидратацией и агрегацией частиц, 2) размягчением и спеканием частиц (прежде всего высокодисперсных), 3) диссоциацией карбонатов и частичным разрушением алюмосиликатов с образованием аморфного кремнезема и глинозема, а затем — кальциевых силикатов и алюминатов, придающих техногенному грунту дополнительные гидравлические вяжущие свойства, 4) плавлением и кристаллизацией новых минералов. В зависимости от температуры и времени обжига в грунте преобладают те или другие процессы.

Техногенные грунты с жесткими структурными связями в ходе **термического упрочнения** возникают при спекании и плавлении исходного грунта. К минералам, которые при обжиге плавятся раньше остальных, вызывая спекание, относятся полевые шпаты, слюды, карбонаты щелочных земель, гипс, сернистые соединения железа и растворимые в воде соли. Различают три стадии спекания: 1) начало спекания, когда расплавлено достаточное для образования сплошной массы количество материала, 2) полное спекание, при котором поры в породе заполняются расплавившимся материалом, 3) плавление породы, выражающееся в ее размягчении и течении. Температура начала спекания у некоторых глинистых грунтов около 450°С, а у большинства 750—800°С. Разница между температурой спекания и плавления (период спекания) может достигать 300°С и более.

Изменение свойств дисперсных грунтов при термообработке обусловливается тремя основными группами реакций. Во-первых, реакцией между глиноземом и кремнеземом с образованием силлиманита ($Al_2O_3 \cdot SiO_2$) при температуре выше 1000°С и муллита ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) при более высоких температурах. Муллит огнеупорен, химически стоек и, обладая большой механической прочностью, повышает физико-механические характеристики грунта. Во-вторых, реакцией между кремнекислотой и щелочами и щелочными землями, которые при высоких температурах способствуют остеклованию и образованию силикатов кальция. В-третьих, реакцией между кремнекислотой и окисью железа, способствующей образованию ферросиликатов ($FeO \cdot SiO_2$).

Термообработка грунтов используется, в частности, для закрепления плывунов при их проходке выработками и ликвидации просадочных свойств лёссовых грунтов. Электроплавление плывунов производится с помощью элект-

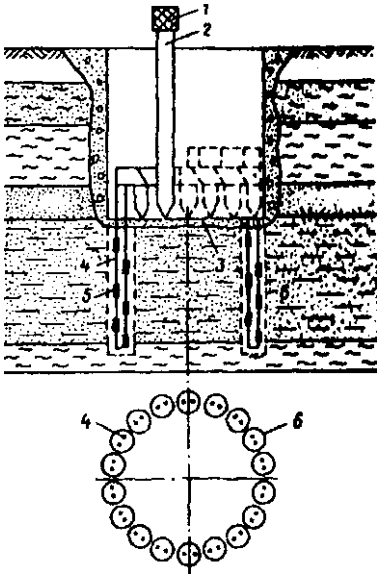


Рис. 20.1. Схема электроплавления плывунов (*по С.Д.Воронкевичу, 1981*):

1 — трансформатор, *2* — электросеть, *3* — настил из досок, *4* — П-образные нагреватели, *5* — соединительные муфты, *6* — расплавленный плывун

родов-нагревателей, которые устанавливаются в толще плывунных грунтов по контуру проектируемой выработки (рис. 20.1) и при пропускании электрического тока нагреваются до температур порядка 2500°С. Прилегающий грунт постепенно спекается при температурах 1500—1600°С и в результате плавится, образуя прочную, но тонкую (порядка 20—50 см) стенку. Прочность застывшего расплава может достигать 26—43 МПа. Недостатком этого способа является большая энергоемкость и выделение при электроплавлении грунтов вредных газов (водорода, углекислого газа, метана), что требует проветривания горных выработок.

По способу Н.А.Осташева в лёссовый грунт через скважины нагнетается воздух, нагретый до 600—1400°С (рис. 20.2, *а*). Прогрев упрочняемой толщи осуществляется за счет циркуляции горячего воздуха по порам грунта под избыточным давлением 1—2 атм. Радиус зоны упрочненного грунта вокруг

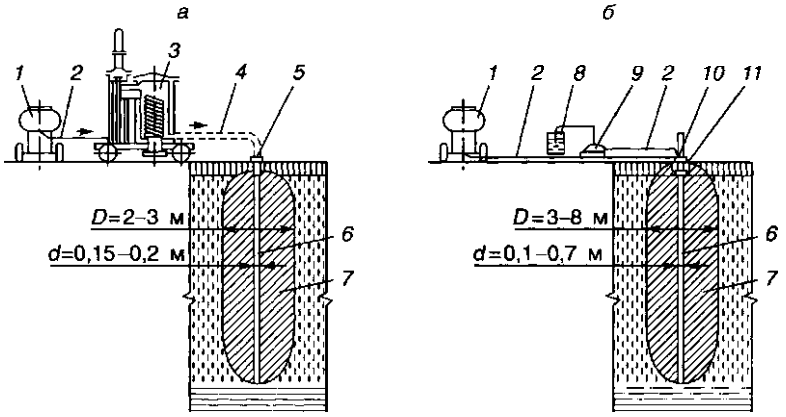


Рис. 20.2. Схема установок для глубинного термического укрепления просадочных лёссовых пород (*по С.Д. Воронкевичу, 1981*):

а — по первому способу — нагнетание в грунт предварительно нагретого на поверхности воздуха; *б* — по второму способу — сжигание топлива непосредственно в укрепляемой толще грунта в термически закрытых сверху скважинах; *1* — компрессор, *2* — трубопровод холодного воздуха, *3* — агрегат для подогрева воздуха, *4* — термоизолированный трубопровод из жаростойкой стали, *5* — затвор, *6* — скважина, *7* — зона термически укрепленного грунта, *8* — емкость для жидкого или газообразного горючего, *9* — насос для подачи в скважины топлива под давлением, *10* — форсунка, *11* — герметически закрытый сверху затвор с камерой сгорания (может находиться в грунте и над скважиной)

каждой скважины 1—1,5 м. Лёссовый грунт в значительной степени теряет свои просадочные свойства уже при температурах 300—400°, а при 700—900°С по физико-механическим свойствам приближается к кирпичу.

Способ И.М.Литвинова основан на обработке грунтов газообразными продуктами горения, обогащенными при необходимости химическими добавками (термохимический метод). Сжигание горючего в смеси со сжатым воздухом проводится непосредственно в скважинах (или в их устьях), пройденных в толще закрепляемых грунтов (рис.20.2, *б*). В качестве топлива применяются газы, жидкое топливо (солярное масло, нефть) или твердый кокс в пылевидном состоянии. По этому методу в одной скважине диаметром 10—20 см за 5—10 дней можно выполнить термическое упрочнение грунта в пределах зоны глубиной 10—15 м и диаметром 2—3 м. Лёссовый грунт, обработанный по методу Литвинова, утрачивает просадочные свойства, не размокает и в 2—3 раза повышает свои основные физико-механические характеристики. Располагая скважины соответствующим образом, можно получать монолитные стены или массивы другой конфигурации из термически упрочненного грунта. Очевидно, что по условиям проведения работ термическое упрочнение наиболее эффективно для грунтов с низкой естественной влажностью и высокой газопроницаемостью. Помимо лёссовых к этой категории относятся древние выветрелые или сильнотрещиноватые глинистые грунты.

Техногенные грунты с жесткими структурными связями могут быть также получены методами ***электрохимического закрепления*** глинистых водонасыщенных грунтов. *Электролитическая* обработка глинистых пород с коэффициентом фильтрации 0,005—0,01 м/сут основана на совместном действии электроосмотического и электрохимического процессов, протекающих в грунтах под действием постоянного тока, усиленных введением в них растворов электролитов ($NaCl$, $CaCl_2$, $MgCl_2$, $AlCl_3$, $FeCl_3$) через анод. Образующиеся при электрохимических реакциях слаборастворимые соединения (например, гидроокиси железа и кальция) выпадают в осадок как в анодной, так и в катодной зонах, цементируя частицы грунта. Кроме того, за счет CO_2 воздуха из $Ca(OH)_2$ может образовываться $CaCO_3$, что также способствует закреплению грунта. В результате электролитической обработки уменьшается набухаемость, пучинистость и усадочность грунтов, увеличиваются их прочностные характеристики. Максимальные прочности полученных техногенных грунтов на одноосное сжатие достигают 0,6—0,8 МПа.

Для закрепления дисперсных грунтов с $K_ф$=0,01—0,1 м/сут может применяться метод *электросиликатизации*, заключающийся в нагнетании через инъекторы-электроды раствора силиката натрия (жидкого стекла) с отвердителем или без него при одновременном наложении постоянного тока. Такое сочетание увеличивает диапазон применимости этого способа в области малой проницаемости грунтов, ускоряет проникновение растворов в глубь породы, интенсифицирует образование геля кремнекислоты, гидроокиси кальция и др., вызывает агрегацию частиц, обезвоживает грунт и тем самым закрепляет его. Эффект закрепления зависит от минерального состава грунтов и их дисперсности, а также от минерализации поровых вод. При наилучших результатах электросиликатизация приводит к достижению прочности грунта 0,5—0,8 МПа в зоне радиусом 50—70 см.

СКАЛЬНЫЕ И ПОЛУСКАЛЬНЫЕ ТЕХНОГЕННО УХУДШЕННЫЕ ГРУНТЫ

Скальные и полускальные техногенные грунты, образующиеся как побочные продукты хозяйственной деятельности, представлены грунтами с жесткими структурными связями, свойства которых претерпели изменения (обычно в сторону их ухудшения) в результате этой деятельности.

Прежде всего это грунты в массивах, непосредственно прилегающих к горным выработкам (карьерам, шахтам, штольням, котлованам, тоннелям). Возникновение техногенных скальных и полускальных грунтов в этих зонах определяется изменением их напряженного состояния при выемке породы, взрывных работах и водопонижении, а также интенсификацией выветривания. Перечисленные процессы приводят к усилению трещиноватости и снижению прочностных и деформационных характеристик, понижению морозостойкости. Возможен суффозионный вынос рыхлого заполнителя из полостей и трещин, а также активизация карстообразования, что выражается в увеличении водопроницаемости грунтов.

Термически измененные скальные и полускальные грунты образуются по периметру полостей при подземной газификации углей или серы. В них при этом идут те же процессы, что и при целенаправленной термообработке грунтов. Кроме того, вблизи сооружений, оказывающих отепляющее воздействие на окружающие многолетнемерзлые породы, могут формироваться техногенно оттаявшие грунты с жесткими структурными связями. В наибольшей степени их свойства при этом изменяются при наличии в трещинах значительного количества рыхлого заполнителя в исходно мерзлом состоянии.

ПОЛУСКАЛЬНЫЕ АНТРОПОГЕННО ОБРАЗОВАННЫЕ ГРУНТЫ

В общей классификации грунтов (ГОСТ 25100-95) подгруппа антропогенных образований в классе скальных техногенных грунтов отсутствует. Между тем антропогенные грунты с жесткими структурными связями образуются, например, в отвалах калийных месторождений. На территории бывшего СССР действовало восемь калийных комплексов. Крупнейшими в мире месторождениями являются Верхнекамское (Урал) и Старобинское (Белоруссия), где добывается сильвинитовая руда, содержащая около 20% хлористого калия, — основной источник калийных удобрений для сельского хозяйства. После флотационной обработки этой руды образуются изначально несвязные твердые отходы (более 90% в них составляет хлористый натрий), по дисперсности отвечающие песку (более 50% составляют фракции 0,25—1 мм), и жидкие глинистые шламы. Твердые солеотходы размещаются на земной поверхности механически или при помощи гидромониторов в виде отвалов, а жидкие — в шламохранилищах. Объемы солеотвалов крупных месторождений составляют многие десятки и даже сотни миллионов тонн. С течением времени в грунтах отвалов за счет выпадающих в осадок солей при их дегидратации и под действием уплотняющего давления формируются кристаллизационные связи, превращающие их в полускальный техногенный грунт. Так, по данным Н.М.Головина (1980), величина сцепления таких грунтов в старых солеотвалах может достигать 1 МПа.

Формирование антропогенных образований с жесткими структурными связями (золоцементогрунты, образующиеся при закреплении золошлаковых

грунтов) получается из отходов топливной промышленности и металлургии с помощью различных вяжущих, обычно цементов или извести.

20.2. Класс дисперсных техногенных (искусственных) грунтов

НЕСВЯЗНЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ ГРУНТЫ

В группе техногенных несвязных грунтов выделяется три подгруппы: 1) природные образования, измененные в условиях естественного залегания (техногенно измененные грунты), 2) природные перемещенные образования (техногенно переотложенные), 3) антропогенные образования (см. табл. 16.9).

Среди **техногенно измененных несвязных грунтов**, полученных из природных несвязных образований методами технической мелиорации, можно выделить несколько основных типов. Прежде всего, это ***уплотненные*** несвязные грунты. *Механическое уплотнение* несвязных грунтов не приводит к принципиальному изменению их структурных связей — упрочнение и снижение водопроницаемости достигается за счет снижения пористости и увеличения суммарной площади контактов между частицами грунта в единице его объема. Методы уплотнения грунтов подразделяются на поверхностные, когда уплотняющее воздействие прикладывается на поверхности массива и приводит к уплотнению толщи грунтов сравнительно небольшой мощности, и глубинные — при передаче уплотняющего воздействия на значительную глубину. Поверхностное уплотнение производится укаткой, трамбованием, вибрационными механизмами, подводными взрывами, методом вытрамбовывания котлованов. Для водонасыщенных песчаных грунтов наиболее эффективны методы глубинного виброуплотнения и уплотнение подводными взрывами.

Уплотнение грунтов *водопонижением* эффективно для мелких и пылеватых песков. При $K_ф$=0,05—0,002 см/с для водопонижения можно использовать иглофильтровальные установки, а при меньшей водопроницаемости — эжекторные иглофильтры, позволяющие понижать уровень подземных вод до 25 м. При этом в пределах зоны водопонижения снимается взвешивающее действие воды на скелет грунта, и развивающаяся сила, численно равная разнице между удельным весом влажного грунта и удельным весом скелета грунта, взвешенного в воде, вызывает уплотнение толщи.

Существенное уменьшение пористости и водопроницаемости несвязных грунтов достигается также при *кольматации*, в основе которой лежит механическое и физическое поглощение тонкодисперсных частиц из фильтрующейся через грунт суспензии. С помощью глинистых суспензий разной концентрации могут быть закольматированы как песчаные, так и гравийно-галечные грунты. При кольматации высокопроницаемых грубообломочных грунтов и крупных песков в суспензию следует добавлять более грубые — пылеватые или тонкопесчаные фракции, либо проводить ее в два этапа — сначала закольматировать их тонкопесчаным и пылеватым материалом, а затем — глиной. Кольматация мелких песков возможна только диспергированными устойчивыми суспензиями, содержащими преимущественно частицы мельче 5 мкм, свободно проникающими в песок на достаточную глубину.

Улучшение грунтов методом составления *оптимальных гранулометрических смесей* заключается в добавлении частиц заданной крупности в грунт определенного гранулометрического состава, чтобы получить материал с наиболь-

шей плотностью (например, глинизация песка). Подбор оптимального состава грунта без уплотнения малоэффективен (Воронкевич, 2001), поэтому внесение гранулометрических добавок обычно выполняется в комбинации с последующим механическим уплотнением несвязных грунтов.

Армирование грунтов, в том числе и несвязных, не меняет существенно строения и свойств природного грунта, но создает в массиве пространственные разноуровенные конструкции за счет: а) каркасообразования в теле массива пород путем внедрения системы элементов повышенной прочности или плотности; б) совмещения грунтовых масс с армирующими элементами (пленки, сетки, ткани, металлические полосы, стержни и др.) с последующей укладкой и уплотнением нового своеобразного композиционного материала (Воронкевич, 2001). Для армирования природных несвязных грунтов чаще всего используются: метод «стена в грунте», балластные колонны и песчаные сваи, грунтовые анкеры, буроинъекционные сваи.

Техногенно измененные несвязные грунты, возникшие *как побочные продукты хозяйственной деятельности человека*, образуются: 1) в результате разуплотнения и дренирования в бортах карьеров и котлованов; 2) при обводнении массивов несвязных грунтов в результате техногенного подтопления территорий, вследствие чего снижается устойчивость грунтов. Так, разжижение песков в связи с техногенным повышением уровня грунтовых вод происходило в Кзыл-Орде (Хазанов, 1975); 3) при засолении грунтов в аридных зонах в результате неправильно организованного орошения и на территориях нефтегазовых месторождений при разливах минерализованных вод глубоких водоносных горизонтов; 4) в основании отвалов и гидроотвалов вскрышных пород, зол, шлаков, шламов, полигонов бытовых и промышленных отходов за счет уплотнения, а также изменения состава и свойств под влиянием фильтрующихся вод из техногенного водоносного горизонта и диффузионного привноса солей; 5) при загрязнении грунтов разливами сырой нефти, нефтепродуктами на территориях нефтегазовых месторождений и нефтеперерабатывающих предприятий, по трассам нефте- и газопроводов. С ростом степени загрязнения углеводородами снижаются такие свойства песчаных грунтов, как удельный вес, высота и скорость капиллярного поднятия, но могут повышаться коэффициент пористости (за счет снятия капиллярных сил) и угол естественного откоса; 6) при техногенном оттаивании многолетнемерзлых несвязных грунтов в результате отепляющего воздействия сооружений или водохранилищ в криолитозоне. Это, пожалуй, случай наиболее существенного нецеленаправленного изменения свойств грунтов в строительной практике.

Среди **техногенно переотложенных несвязных грунтов** выделяются две подгруппы. ***Насыпные*** техногенные несвязные грунты формируются в процессе строительства как необходимый элемент строительных конструкций, земляных сооружений или в процессе складирования строительных материалов или промышленных отходов. Толщи насыпных грунтов обычно неоднородны по составу, часто обладают неравномерной сжимаемостью и способны к самоуплотнению под весом вышележащих толщ, при вибрации и водопонижении. Наличие органических включений способствует развитию со временем дополнительных осадок за счет их разложения. В толщах насыпных грунтов могут встречаться большие пустоты или твердые включения больших размеров (обломки свай, кирпичной кладки, элементов конструкций и др.). По условиям образования насыпные несвязные грунты можно подразделить на планомерно возведенные насыпи и отвалы.

Планомерно возведенные насыпи обычно устраиваются из однородных природных грунтов для планировки территорий, устройства оснований под фундаменты, обратных засыпок котлованов, подушек на слабых грунтах. К ним также относятся многие земляные сооружения: плотины, дамбы, насыпи железных и автомобильных дорог. Все качественные насыпи возводятся по специальному проекту с уплотнением укладываемых грунтов до заданной плотности для достижения равномерной сжимаемости и требуемой прочности.

Отвалы грунтов и отходов промышленных производств устраиваются в виде отсыпки отдельных видов грунтов при вскрытии котлованов, планировании территорий, проходке горных выработок. Уплотнение грунтов в таких отвалах не ведется, поэтому плотность и сжимаемость отвалов даже при относительной однородности состава могут изменяться по глубине и протяженности. Среди отвалов горно-технического производства можно выделить отвалы открытой разработки полезных ископаемых, основу которых составляют раздробленные вскрышные породы, и терриконы, формирующиеся при подземной добыче углей, в составе которых присутствуют горючие компоненты — уголь, углистые сланцы, сера и др. Строительные отвалы представляют собой неланомерно отсыпанные массивы техногенных грунтов и сложены строительным мусором и природными грунтами, перемещенными при планировке местности и проходке котлованов.

Намывные несвязные техногенные грунты создаются в понижениях рельефа при подготовке территории к строительству, как намывные сооружения из грунтовых материалов, как запасы строительного материала для устройства насыпей при последующем освоении территорий или гидроотвалы горного производства.

Массивы намывных грунтов созданы во многих крупных городах. Для намыва обычно используются пески русловой фации аллювия, уплотнение и дегидратация которых после укладки происходят достаточно быстро. В последующем наблюдается постепенное упрочнение намытых грунтов во времени, обусловленное возникновением дополнительных структурных связей за счет отложения на контактах соединений кремния, железа, алюминия и кальция.

Гидронамыв применяется при строительстве плотин на равнинных реках, а также оградительных дамб разного назначения. По строению намывные плотины подразделяются на однородные (возводимые из грунтовых материалов одинаковой дисперсности) и разнородные, содержащие в центральной части противофильтрационное ядро из более дисперсного материала. Технология намыва этих земляных сооружений несколько различается.

Своеобразные намывные грунты образуются при работе ирригационных систем. По свойствам они могут быть близки к аллювиальным отложениям, но часто характеризуются большей однородностью по составу и меньшей изменчивостью свойств в пространстве, поскольку образование таких грунтов происходит в потоках, регулируемых человеком.

Несвязные техногенные грунты гидроотвалов формируются при использовании гидромеханизации земляных работ в горно-техническом производстве: разработке вскрышных пород, добыче песчано-гравийных строительных материалов и др. Со временем в этих грунтах часто происходят неравномерные осадки, являющиеся результатом кратковременности накопления и пространственной изменчивости состава намываемых грунтов.

Антропогенно образованные несвязные грунты, вещественный состав которых не имеет аналогов в природе, представляют собой промышленные отхо-

ды. По механизму образования их (так же как и техногенно переотложенные грунты) можно подразделить на насыпные и намывные. Несвязные антропогенные образования представлены отвалами и гидроотвалами шлаков металлургического производства, золошлаков, образующихся на тепловых электростанциях при сжигании твердого топлива, а также шламами хвостохранилищ горно-обогатительных производств.

Шлаки черной металлургии (доменные, мартеновские, ферромарганцевые) представляют собой побочный продукт выплавки чугуна и стали из железных руд. Выход шлаков очень велик и составляет 0,4—0,65 т на 1 т чугуна. В состав этих шлаков входит до 30 различных химических элементов, преимущественно в виде оксидов. Состав шлака зависит от состава кокса и пустой породы. Доменные шлаки используются в цементной промышленности для производства шлакопортландцемента, заполнителей для бетонов, шлакоситаллов и других искусственных каменных строительных материалов. Особенно широко используются гранулированные шлаки, получаемые при быстром охлаждении шлакового расплава, в результате которого шлак приобретает стекловидную структуру и высокую активность. Но все же очень много шлаков скапливается в отвалах, где идет их постепенный распад и химическое преобразование.

Золы и шлаки тепловых электростанций — это минеральный остаток, получающийся при сжигании твердого топлива — угля, торфа, горючих сланцев. Одна ТЭС средней мощности ежегодно выбрасывает в отвалы до 1 млн т золы и шлаков, а ТЭС, сжигающая многозольное топливо (например, сланцы), — до 5 млн т. По химическому составу топливные золы и шлаки состоят из оксидов кремния, алюминия, железа, кальция и др. (табл. 20.1), а также содержат несгоревшее топливо. На современных ТЭС уголь сжигают в пылевидном состоянии. *Шлак* образуется в результате слипания размягченных частиц золы в объеме топки и накапливается в шлаковом бункере под топкой. После охлаждения расплава в водяной бане кусковой шлак подвергается дроблению и направляется в систему гидроудаления. Размер зерен шлака колеблется от 0,3 до 50 мм. *Зола* представляет собой тонкодисперсный порошок, образующийся из минеральной части твердого топлива, уносится из топки с дымовыми газами (зола уноса) и улавливается при их очистке в циклонах и электрофильтрах. Зола состоит из частиц сферической формы размером от не-

Таблица 20.1

Химический состав зол уноса

(*по данным НИИЖБ, 1977*)

Компоненты химического состава	Пределы изменения химического состава золы (%), образующейся при сжигании углей			
	Донбасса	Кузбасса	Караганды	Подмосковья
SiO_2	50—55	58—63	59—61	48—56
Al_2O_3	21—28	20—26	25—26	27—36
Fe_2O_3	7—16	5—7	5—6	7—10
FeO	0—7	—	—	0—6
CaO	2—5	2—4	3—4	2—5
MgO	1—3	0,4—1,5	1—1,2	0,2—0,9
SO_3	0,6—1,6	—	0,8	0,2—0,9
K_2O	2,5—4,7	1,7—2,3	1,6—1,7	0,4—0,7
Na_2O	0,4—1,3	1—1,4	1	0,1—0,4

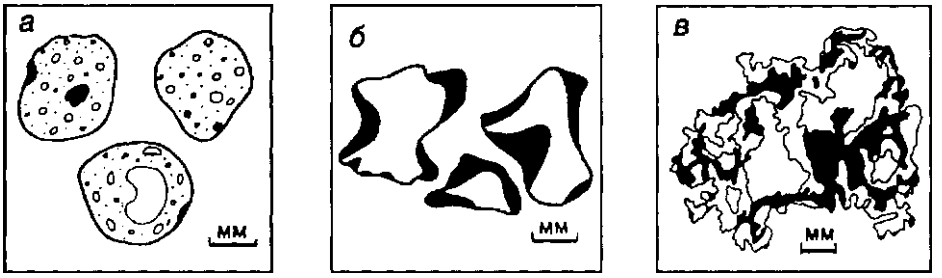


Рис. 20.3. Морфология зерен и агрегатов золы (*по А. Дронговскому, И. Пининской, 1984*):
а — зерна золы губчато-пемзового строения (на поверхности видно большое количество пор; ×10); *б* — остроугольные зерна золы, представленные аморфными материалами (на поверхности виден раковистый излом); *в* — агрегаты золы

скольких до 50—60 мкм, имеющих гладкую остеклованную поверхность. На микроуровне эти частицы имеют пемзовиднос строснис (рис. 20.3), обусловленное формированием пустот при быстром остывании материала. При совместном гидроудалении отходов формируются гидроотвалы золошлаков — смеси тонкодисперсной золы и зернистого шлака. Золы и шлаки ТЭС широко используются при изготовлении тяжелых бетонов и строительных растворов, в дорожном строительстве, а также при закреплении дисперсных грунтов. Применение основано на способности золы связывать свободный гидрат окиси кальция, формирующийся при гидратации цемента, улучшая характеристики затвердевшего бетона.

Шламы образуются при получении цветных металлов по ряду так называемых «мокрых» технологий. Шлам — это общее название осадков суспензий, получаемых в металлургических и химических производствах в результате процессов, осуществляемых гидрохимическим методом. Например, побочным продуктом производства алюминия является бокситовый шлам — рыхлый сыпучий материал красного цвета (красный шлам). Выход его от 1 до 2,5 т на 1 т глинозема, химический состав — оксиды кремния, алюминия, кальция, железа, натрия и др. При получении глинозема из нефелинового сырья в качестве побочного продукта образуется нефелиновый шлам. Он называется белитовым шламом, так как состоит в основном из мелких кристаллов клинкерного минерала белита ($2CaO \cdot SiO_2$) и образуется в количестве 6 т на 1 т глинозема. Очевидно, что большинство шламов представляют собой глинистые техногенные образования, однако в связи с четким фракционированием взвеси в регулируемом потоке пульпы возможно формирование как отдельных прослоев, так и зон несвязных отложений в теле хвостохранилищ.

Несвязные антропогенные образования могут встречаться и среди других промышленных отходов — гранулированных электротермофосфорных шлаков, пиритных огарков и других, а также в толще так называемого культурного слоя.

СВЯЗНЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ ГРУНТЫ

В группе техногенных связных грунтов выделяются три подгруппы: 1) природных образований, измененных в условиях естественного залегания (техногенно измененные грунты), 2) природных перемещенных образований (тех-

ногенно переотложенные), 3) антропогенных образований (см. табл. 16.9). Это, пожалуй, наиболее широкая по набору возможных разновидностей группа искусственных грунтов.

Техногенно измененные связные грунты могут быть получены методами технической мелиорации из природных как несвязных, так и связных образований. В первом случае они являются результатом ***инъекционного закрепления*** несвязных грунтов с помощью глинистых суспензий или органических вяжущих. *Глинизация* применяется в основном для снижения водопроницаемости песков с коэффициентом фильтрации 20—40 м/сут, для которых эффективное тампонирование цементными и глиноцементными суспензиями невозможно. Хорошую проникающую способность имеют суспензии бентонитовых глин, однако из-за удаленности месторождений бентонитов и их ограниченной добычи шире используются более дешевые местные глины. В некоторых случаях для повышения суффозионной устойчивости создаваемого грунта в суспензию добавляется немного (3—10% от массы глины) силикатного раствора, что позволяет получить гель, устойчивый при градиентах напора 300 и более.

При создании водонепроницаемых завес для борьбы с фильтрацией используется обработка песчаных грунтов методом *холодной битумизации*. Он заключается в нагнетании битумной эмульсии через систему инъекторов. По мере поступления в грунт битумной эмульсии она оттесняет воду, частично смешиваясь с ней и заполняя поры. В дальнейшем под влиянием коагулирующих веществ, которые вводятся во время или после инъекции, битумная эмульсия распадается, и частицы битума заполняют поры в виде прерывистой пленки. В результате этого у песков снижается водопроницаемость в 4—100 раз, и они приобретают связность. Метод холодной битумизации применим для песков с $K_ф$=10—100 м/сут и обычно используется в гидротехническом строительстве.

Связные грунты могут существенно изменять свои свойства, в частности повышать прочность и несущую способность при уменьшении их влажности. Этот механизм положен в основу получения техногенных ***осушенных*** грунтов. Обезвоживание связных грунтов самотечным или гидродинамическим дренированием неэффективно, и для них применяется вакуумное водопонижение или электроосмотическое осушение. *Вакуумное водопонижение* эффективно в грунтах с коэффициентом фильтрации от 0,01 до 2 м/сут (обычно это супеси, иногда легкие суглинки). В основе метода лежит создание вакуума в песчаной «дрене» и подтягивание к ней воды из прилегающего массива под действием разрежения 26—78 кПа, которое повышает интенсивность водопритока к дренажной скважине в 2—3 раза. Водопонижение ведется с помощью системы скважин по заданному контуру. В забое каждой скважины ставится фильтр, выше она засыпается песком, а приустьевой участок тампонируется глиной или битумом (рис. 20.4). Вакуумное водопонижение позволяет удалять не только свободную, но и капиллярную влагу, что способствует уплотнению и упрочнению породы. При $K_ф$< 0,01 м/сут для обезвоживания глинистых грунтов может использоваться их *электроосмотическое осушение*. Метод заключается в том, что при наложении на водонасыщенный глинистый грунт постоянного тока вода от анода передвигается в сторону катода за счет электроосмотического смещения жидкой фазы относительно поверхности частиц. Глубина заложения электродов в грунт зависит от мощности осушаемого слоя. Перфорированные трубы-катоды соединяются в единую сеть водосборного коллектора, из которого ведется откачка воды (рис. 20.5). Затраты электроэнергии

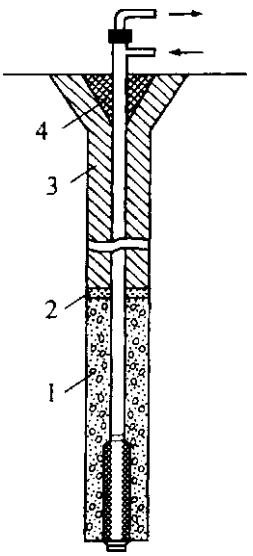


Рис. 20.4. Схема устройства вакуумирующих скважин (*по С.Д.Воронкевичу, 1981*):

1 — обсыпка из крупного песка; *2* — мелкий песок; *3* — глина; *4* — битум

составляют 4—5 кВт·ч на 1 м^3 грунта. В разнородных по водопроницаемости грунтах (например, при переслаивании) возможно сочетание электроосмотического водопонижения с вакуумным.

Техногенные связные грунты целенаправленно формируются с помощью различных методов ***уплотнения*** природных пылевато-глинистых грунтов с целью повышения их несущей способности. Уплотнение может вестись трамбованием, подводными взрывами, методом вытрамбовывания котлованов. Для уплотнения сильносжимаемых и заторфованных грунтов применяют песчаные или известковые сваи. Наиболее разнообразны способы ликвидации просадочности лёссовых грунтов — кроме перечисленных методов для них также применяются замачивание и гидровиброуплотнение.

Трамбование может вестись тяжелыми трамбовками, сбрасываемыми с помощью крана-экскаватора на поверхность грунтов, или трамбующими машинами ударного действия. Метод эффективен для грунтов при степени влажности менее 0,7. Уплотнение *подводными взрывами* эффективно для просадочных лёссовых и рыхлых пылевато-глинистых грунтов при степени влажности 0,7—0,8. При меньшей влажности проводится их предварительное замачивание.

Вытрамбовывание котлованов заключается в образовании в грунтовом массиве полости сбрасыванием в одно и то же место трамбовки, имеющей форму будущего фундамента. Впоследствии полость заполняется бетонной смесью,

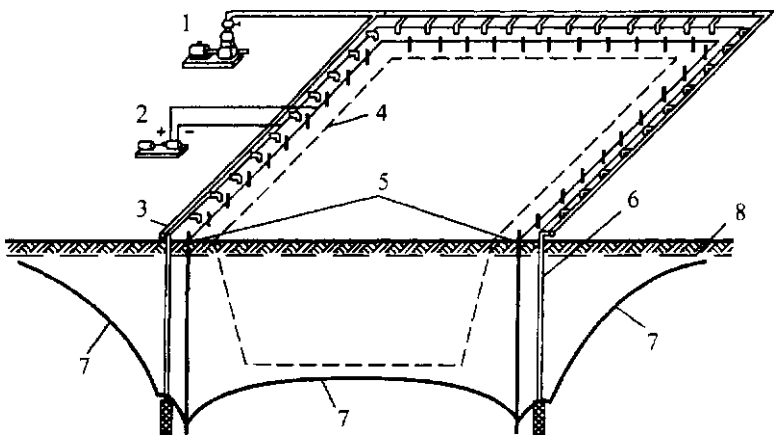


Рис. 20.5. Общая схема электроосмотического водопонижения (*по С.Д. Воронкевичу, 1981*):

1 — насосная установка, *2* — мотор-генератор, *3* — водосбросный коллектор, *4* — контур котлована, *5* — трубы-аноды, *6* — иглофильтры-катоды, *7* — уровень грунтовых вод после электроосушения, *8* — уровень грунтовых вод до осушения

после твердения которой образуется фундаментная конструкция. Суть метода заключается в уплотнении грунта вокруг выграмбовываемой полости с повышением несущей способности.

Для слабых водонасыщенных связных грунтов большой мощности применяется предварительное *уплотнение статической нагрузкой*, которая создается отсыпкой на уплотняемой площади насыпи из местных материалов. Для ускорения консолидации устраиваются вертикальные дрены разных конструкций (песчаные, бумажные комбинированные и др.).

Наиболее надежным и распространенным способом уплотнения лёссовых грунтов считается их предварительное *замачивание* в котлованах. Для повышения его эффективности в толще просадочных грунтов бурятся скважины, засыпаемые хорошо фильтрующим материалом, через которые пропускают воду. *Гидровиброуплотнение* применяется для уплотнения лёссов в заданном боковом направлении пучком направленных вибрационных воздействий при одновременном замачивании. Для этого в контурные траншеи опускаются узкие плоскостные виброштампы направленного действия со скошенной нижней поверхностью. Для глубинного уплотнения просадочных грунтов второго типа большой мощности И.М.Литвиновым был разработан ускоренный способ замачивания совместно со взрывом с предварительным оконтуриванием зоны уплотнения траншеями.

Армирование природных связных грунтов проводится разными способами. *Песчаные сваи* применяют для уплотнения сильносжимаемых дисперсных грунтов на глубину до 18—20 м. Способ заключается в погружении металлической трубы с самораскрывающимся наконечником. Затем в нее порциями засыпают песок и поднимают трубу с одновременной передачей на нее вибрации. После полного извлечения трубы в основании остается столб уплотненного песка (песчаная свая), вокруг которого грунт также находится в уплотненном состоянии. Глубинное уплотнение лёссов *грунтовыми сваями* заключается в устройстве вертикальной полости в основании, которая затем засыпается местным грунтом с послойным уплотнением. Полость может устраиваться ударно-канатным бурением или взрывом. Для глубинного уплотнения водонасыщенных связных грунтов применяют также *известковые сваи*. Приготовленные скважины заполняются негашеной комовой известью с трамбованием, которая затем гасится при взаимодействии с поровой водой и в процессе гашения значительно увеличивается в объеме, уплотняя окружающий полость грунт. Выделяющееся при гашении извести тепло повышает температуру сваи до 300°С, под действием которой происходит частичное испарение воды и ускоряется упрочнение грунта. Кроме того, по периметру сваи происходит и физико-химическое закрепление грунта.

Техногенно-измененные связные грунты могут представлять собой и побочные продукты хозяйственной деятельности человека, так же как и несвязные формируются в бортах карьеров и других выемок, при подтоплении массивов связных грунтов или в результате их засоления, в основании отвалов и гидроотвалов вскрышных пород, зол, шлаков, шламов, полигонов бытовых и промышленных отходов, а также при загрязнении грунтов разливами нефти и нефтепродуктов, наконец, при техногенном оттаивании многолетнемерзлых связных грунтов.

Техногенно переотложенные связные грунты аналогично несвязным подразделяются на ***насыпные*** (планомерно возведенные насыпи и отвалы) и ***на-***

мывные. Все толщи насыпных грунтов способны самоуплотняться во времени от собственного веса, но отличительной особенностью связных насыпных грунтов является гораздо больший период их самоуплотнения (2—5 лет) по сравнению с песчаными (6 месяцев—2 года). Строительство однородных насыпных плотин из глинистых грунтов ведется послойной укладкой насухо с уплотнением или отсыпкой их в воду, а при возведении однородных плотин из супесей или суглинков (в том числе лёссовидных) средствами гидромеханизации используется двусторонний намыв с дамбами обвалования на откосах для их принудительного формирования. Насыпные связные грунты формируются также при устройстве разнородных земляных плотин, например каменно-земляных с глинистым ядром. А поскольку с повышением дисперсности грунта удлиняется время его консолидации, то в последнем случае содержание в ядре глинистых частиц не должно превышать 20%. Наиболее пригодны для противофильтрационных устройств глинистые грунты с коэффициентом фильтрации (в уплотненном состоянии) менее 0,1 м/сут. Кроме того, допускается использование и искусственной грунтовой смеси из глинистых, пылеватых и крупнообломочных грунтов.

Связные антропогенно образованные грунты представлены наиболее тонкодисперсными фациями в отвалах и гидроотвалах золошлаков, глинистыми шламами хвостохранилищ горно-обогатительных производств, осадками, формирующимися при очистке промышленных и бытовых сточных вод, свалками и культурными слоями.

Золы гидроудаления тепловых электростанций могут быть представлены гранулометрическими разностями от супесей и даже мелких песков до пылеватых суглинков и глин. Обычно преобладают супеси. В прудах — отстойниках гидроотвалов образуются донные илы глинисто-пылеватого состава, для которых характерна текучая консистенция.

Шламы существенно глинистого состава формируются в гидрохимических процессах металлургических и химических, а также горно-обогатительных производств. Так, при получении глинозема из высокоалюминатных глин в строительной индустрии в качестве побочного продукта образуется каолиновый шлам. В хвостах Архангельского месторождения алмазов накапливается большое количество глинистого минерала сапонита. При механической, физико-химической и биологической очистке сточных вод в целлюлозно-бумажной промышленности образуется скоп — осадок, состоящий в основном из волокон целлюлозы и частиц каолинита, шламы и активный ил коллоидной дисперсности.

Твердые бытовые отходы (ТБО) неизбежно образуются в ходе хозяйственной деятельности человека в огромных количествах — крупные страны ежегодно производят сотни миллионов тонн ТБО. Существующие промышленные методы обезвреживания отходов (например, сжигание) не позволяют решить проблему их утилизации, и преобладающим способом избавления от ТБО является их складирование на полигоны (свалки), где в результате образуются специфические антропогенные грунты. Вывозимый на полигоны ТБО мусор для уменьшения его размыва и раздувания по мере накопления пересыпается местными, обычно пылевато-глинистыми, грунтами. Для свалок характерно высокое содержание органических веществ (30% и более). Состав, сложение и сжимаемость грунтов свалок могут резко изменяться даже на небольшом расстоянии.

Культурные слои представляют собой верхнюю часть разреза крупных населенных пунктов, несущую на себе отпечаток деятельности человека. По составу и свойствам они резко отличаются от нижележащих грунтов. В культурных слоях встречаются разнообразные остатки: строительный мусор, битый кирпич и камень, глиняные черепки, предметы домашнего обихода. Формирование культурного слоя связано, с одной стороны, с геологическими и геоморфологическими условиями местности, с другой — с историей населенного пункта и характером хозяйственной деятельности человека.

Ф.П.Саваренский (1938) подразделил культурные слои по времени образования на древние и современные. Под современным понимается рыхлый, не слежавшийся грунт, иногда содержащий много неразложившихся органических остатков. Современный культурный слой малопригоден для возведения на нем фундаментов. Древние накопления культурного слоя уже успели уплотниться, благодаря чему их используют при строительстве дорог и заложении фундаментов зданий.

Интенсивное накопление культурного слоя происходит при земляных работах, при подсыпках грунта для повышения отметки строительной площадки, при благоустройстве населенного пункта и за счет накопления различного мусора. Так, значительные объемы грунта издавна извлекались в Москве, например, при строительстве оборонительных рвов вокруг Кремля, Китай-города, Белого и Земляного городов. Накопление культурного слоя связано с мощением дворов и улиц, с устройством различных настилов и других покрытий. Превращение грунтов в культурный слой происходит и за счет оставшихся в них фундаментов, погребов, срубов колодцев, свай и других предметов и остатков сооружений.

Мощность культурного слоя может колебаться в широких пределах — от нескольких сантиметров до десятков метров (например, в Москве на отдельных участках она превышает 20 м) и зависит от времени и продолжительности существования населенного пункта, рельефа местности и др. Местами накопления насыпного культурного слоя обычно служат овраги, речные долины, болота, засыпаемые при вертикальной планировке населенных пунктов и служащие для свалок мусора. Культурный слой характеризуется своеобразным неоднородным составом, причем резкая неоднородность грунтов культурного слоя прослеживается как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Кроме того, в культурном слое часто отмечается много органического вещества, как в рассеянном состоянии, так и в виде концентрированных включений — гнезд, линз, количество которых убывает с увеличением возраста культурного слоя.

20.3. Класс мерзлых техногенных (искусственных) грунтов

Мерзлые техногенные грунты образуются тремя возможными путями: 1) при целенаправленном искусственном промораживании любых природных или техногенных грунтов, 2) при намораживании искусственных льдов или 3) при естественном промерзании техногенных грунтов любого класса.

Замораживание грунтов применяется для закрепления плывунов и других водонасыщенных грунтов при шахтном и тоннельном строительстве, а также при возведении гидротехнических сооружений. В частности, этот метод применялся при строительстве метрополитена в Москве, Ленинграде и др. Ис-

кусственное замораживание проводится с помощью жидких или газообразных хладоносителей, пропускаемых через систему труб, опущенных в скважины. При этом грунты охлаждаются до −5...−10°С и ниже, вся свободная и часть связанной воды замерзает, а образующийся лед цементирует породы, превращая их в прочные водонепроницаемые тела.

При замораживании по контуру сооружения бурятся скважины, в которые опускаются колонны питающих и замораживающих труб (рис. 20.6). При циркуляции хладоносителя по колоннам замораживающих труб вокруг них постепенно нарастают ледогрунтовые цилиндры, которые при смыкании образуют сплошную завесу из замороженного грунта, обладающего высокой прочностью (от 0,9 до 13 МПа) и водонепроницаемостью. К недостаткам метода относятся его высокая стоимость и временный характер закрепления — до тех пор, пока осуществляется воздействие хладоносителя на массив. После прекращения циркуляции грунты постепенно оттаивают: если замораживание длится обычно 2—3 месяца, то оттаивание происходит еще дольше (до 1 года).

Искусственное замораживание применяется также при строительстве земляных плотин мерзлого типа в северной строительно-климатической зоне. Водонепроницаемость и устойчивость таких плотин обеспечиваются их по-

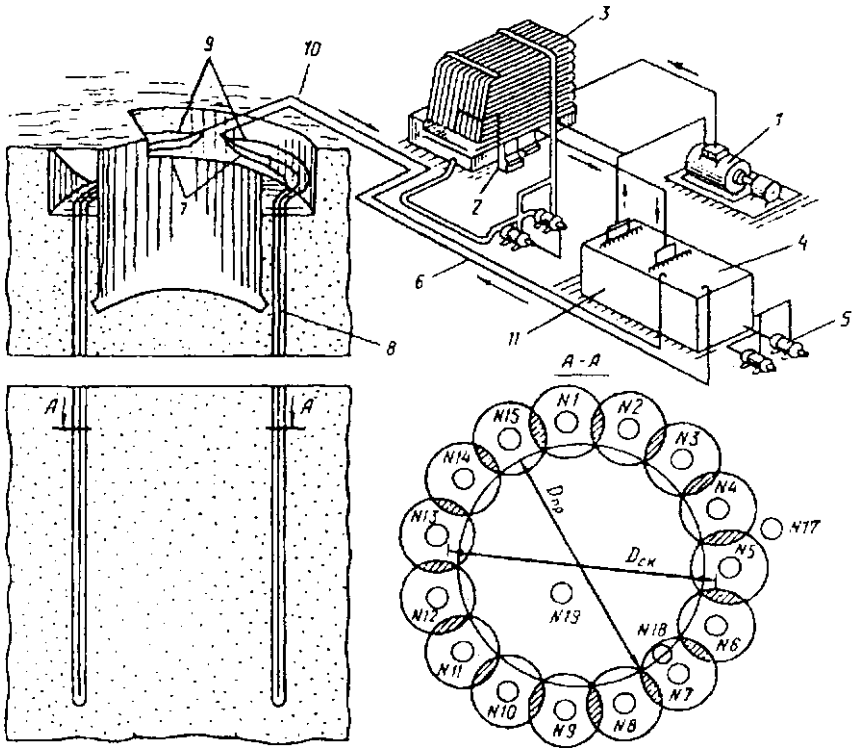


Рис. 20.6. Схема замораживающей установки и расположения скважин (*по С.Д.Воронкевичу, 1981*):

1 — компрессор, *2* — маслоотделитель, *3* — конденсатор, *4* — испаритель, *5* — рассольные насосы, *6* — рассолопровод прямой подачи, *7* — распределитель, *8* — замораживающие колонки, *9* — коллектор, *10* — рассолопровод обратной подачи, *11* — водяные насосы

стоянно мерзлым состоянием: при смыкании искусственно промороженного ядра плотины с многолетнемерзлыми грунтами основания в теле сооружения и в его основании создается ледогрунтовая противофильтрационная завеса, а низовой клин промерзает за счет отрицательных температур наружного воздуха.

Намораживание искусственных льдов может проводиться при создании автодорог, аэродромов, причалов и дамб, для повышения отметок поверхности побережья в арктических широтах и даже намораживания целых островов и платформ для организации добычи на шельфе нефти и газа. Платформы толщиной 4—5 м намораживают на естественном ледовом покрове. На шельфе Карского моря в 1980 г. был наморожен ледяной остров диаметром 50 м и высотой 5 м в месте, где глубина моря во время прилива достигала 3,2 м.

В практике строительства искусственный лед получают четырьмя возможными способами: 1) намораживанием льда прерывными поливами, 2) намораживанием прерывными поливами с добавлением кускового льда, 3) факельным намораживанием (диспергированием), 4) кладкой конструкций из призматических блоков («кабанов») природного льда.

При прерывном поливе на холодную поверхность льда в тонком слое воды образуются кристаллы внутриводного льда, которые примерзают к основанию, после чего происходит полное промерзание воды с образованием слоя льда беловатого цвета. Затем при каждом новом поливе толщина ледяного слоя увеличивается. Гранулированый лед получают путем диспергирования воды в холодную атмосферу, что позволяет получать ледяные массивы с плотностью 0,4—0,85 г/см^3. Сразу после получения гранулированный лед представляет собой сыпучий материал, но уже через 5—10 мин между гранулами за счет режеляции возникают жесткие связи, и в результате смерзания через месяц прочность льда на одноосное сжатие достигает 0,4—0,6 МПа при плотности 0,5 г/см^3. Деформационные свойства гранулированного льда близки к таковым для фирна при той же плотности. Пенолед, используемый для теплоизоляционных целей, получают вспениванием и последующим замораживанием водных растворов ПАВ. Прочность ледяных пен на одноосное сжатие не превышает 0,03—0,08 МПа для плотностей 0,5—1 г/см^3 (при −10°С). В отличие от гранулированного льда пенолед имеет замкнутые поры, но они быстро разрушаются в результате метаморфизма, особенно при температурах выше −5°С.

Особенностью льда являются явно выраженные пластические свойства, проявляющиеся даже при малых нагрузках, а также выраженная зависимость прочности и параметров ползучести от температуры. При использовании пористого льда следует учитывать его уплотняемость под нагрузкой, в том числе и от собственного веса.

Литература

Ананьев В.П., Потапов А.Д. Инженерная геология. М.: Высшая школа, 2000. 511 с.

Грунты. Классификация. ГОСТ 25100-95, 1997. 37 с.

Основы геокриологии. Часть 5. Инженерная геокриология/Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 526 с.

Плотины из грунтовых материалов. СНиП 2.06.05-84, 1991. 49 с.

Строительные материалы/Под ред. В.Г.Микульского. М.: АСВ, 2000. 536 с.

Техническая мелиорация пород/Под ред. С.Д.Воронкевича. М.: Изд-во МГУ, 1981. 342 с.

Хазанов М.И. Искусственные грунты, их образование и свойства. М.: Наука, 1975. 135 с.

Часть VI

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ, СОСТОЯНИЯ И СВОЙСТВ ГРУНТОВ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП

ГЛАВА 21

Главнейшие факторы формирования состава, строения и свойств грунтов

21.1. Исходный состав расплава или выветривающихся пород

Исходным веществом для образования грунтов различного состава являются магмы, образующиеся при выветривании пород осадки, коллоидные растворы, скелетные остатки организмов.

Магмы и магматические горные породы состоят в основном из окислов SiO_2, Al_2O_3, MgO, FeO, CaO, Na_2O, K_2O, Fe_2O_3; остальных окислов менее 1%. Кроме того, в них всегда присутствует вода. Магматические процессы протекают при очень высоких температурах, магма достигает 1000—1200°С при излиянии на поверхность.

Существуют магмы ультраосновного, основного, среднего и кислого состава и их щелочные разновидности. Ультраосновные и основные магмы формируются в условиях верхней мантии, а кислые и средние — в нижних частях земной коры. Попадая в новые термодинамические условия, эти первичные магмы изменяют свой состав. Происходящие при этом процессы в петрографии называют магматической дифференциацией, которая включает в себя кристаллизацию, взаимодействие с флюидами и взаимодействие с вмещающими породами.

Наиболее важным процессом в магматической дифференциации является разделение магмы в результате кристаллизации, представление о которой дают известные в минералогии и петрологрофии «реакционные серии Боуэна» (рис. 21.1). В процессе кристаллизации магмы между твердой и жидкой фазами поддерживается равновесие, для сохранения которого ране образованные кристаллы должны реагировать с жидкостью и изменять свой состав. Так, на правой ветви серий Боуэна показано, что на первой стадии кристаллизации образуются высокотемпературные плагиоклазы, обогащенные кальцием (анортиты). По мере падения температуры выделившийся плагиоклаз вступает в

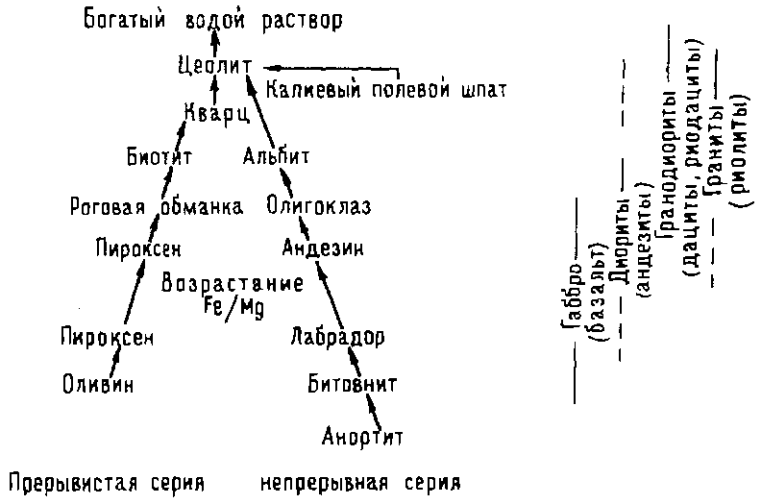


Рис. 21.1. Реакционные серии Боуэна

реакции с остаточным расплавом, обогащается натрием и образует непрерывную серию минералов.

С другой стороны, как это показано на левой ветви (см. рис. 21.1) и характерно для прерывистой реакционной серии, при реакции высокотемпературного оливина с остаточным расплавом образуются новые минералы — пироксены, а последние могут превращаться в роговую обманку. С правой стороны схемы приведены названия пород, образующихся при прогрессирующем характере реакции между кристаллами и расплавом.

Из принципа Боуэна следует, что в зависимости от особенностей дифференциации магмы может образовываться как одна порода, так и несколько разных типов пород. Так, первичная базальтовая магма может или застывать в виде габбро, или же образовывать целый ряд пород от дунитов через габбро, диориты, гранодиориты до гранитов.

Большую роль в эволюции магмы играют флюиды глубинного происхождения. Состав их очень сложен и влияние на процессы кристаллизации различно. В одних случаях они способствуют значительному снижению температуры плавления минералов, в других — повышают температуру кристаллизации. Эти процессы подробно рассматриваются в курсах петрографии.

На состав кристаллизующейся магмы оказывает влияние взаимодействие ее с горными породами, в которые она внедряется. Так, при внедрении расплавов в породы основного и ультраосновного состава повышается щелочность расплавов; развитие кислого магматизма сопровождается повышением химической агрессии к вмещающим породам, возрастает количество кислой магмы, процессы магматического замещения охватывают огромные толщи пород, примером чего может служить гранитоидный магматизм.

Горные породы различного минерального состава, попадая в поверхностные условия, подвергаются выветриванию. Промерзание и оттаивание, воздействие проникающих по трещинам водных растворов, деятельность живых организмов приводят к разрушению породы, формированию минеральных ассоциаций, иных структурных связей. Выветривание, которое начинается с технической дезинтеграции горных пород, практически всегда идет парал-

лельно с химическими изменениями эпигенных минералов. В результате образуются дисперсные грунты различного минерального состава, которые либо остаются на месте, либо перемещаются поверхностными водами, сносятся в водоемы и формируют терригенные осадки.

Общей тенденцией химического выветривания является разрушение силикатов и сульфидов с образованием за их счет окислов, гидроокислов, солей и кислот. При выветривании таких минералов, как полевой шпат, амфибол, пироксен, образуются иллит, нонтронит, каолинит и другие глинистые минералы. Реакцию их выветривания можно представить в виде:

$$\underset{\text{калиевый полевой шпат}}{6KAlSiO_3O_8}+4H_2O+4CO_2 \rightarrow 4K^+ + \underset{\text{иллит}}{K_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4}+4HCO_3+12SiO_2$$

или

$$\underset{\text{калиевый полевой шпат}}{K[AlSi_3O_8]}+H_2O+CO_2 \rightarrow \underset{\text{каолинит}}{Al_4[Si_4O_{10}](OH)_2}+K_2CO_3+SiO_2.$$

В процессе химического выветривания из породы выщелачиваются многие химические элементы, которые в благоприятных морских условиях могут образовывать химические осадки. Скелетные остатки морских организмов являются исходным материалом для образования карбонатных и силикатных грунтов.

Более подробно процессы формирования грунтов из терригенных, хемогенных и биогенных осадков рассмотрены в гл. 22.

21.2. Способ формирования осадка или породы

Вторым главнейшим фактором формирования состава, строения и свойств грунтов является способ формирования осадка или породы. Эта позиция совершенно справедлива и в отношении осадочных, и магматических, и метаморфических по генезису природных грунтов, и для техногенных (искусственных) образований.

На рис. 21.1 показано, что из одинаковых по составу магм формируются габбро при интрузивном процессе и базальты при эффузивном, диориты и андезиты, гранодиориты и дациты, граниты и риолиты соответственно. И если химический состав пород в этих парах достаточно близок, то их структурно-текстурные особенности принципиально отличны. Для первых пород в этих парах (габбро, диориты, гранолиориты, граниты) характерно полнокристаллическое строение с прекрасно выраженными кристаллами крупного, среднего и мелкого размера; вторым оно не свойственно. В связи с этим свойства отличаются.

Из одинаковой магмы базальтового состава в зависимости от особенностей проявления эффузивного процесса могут формироваться грунты с различными особенностями. Так, при эксплозивных извержениях из нее формируется комплекс вулканогенно-осадочных грунтов: пеплы, шлаки, грубообломочные грунты, состоящие из вулканических бомб и лапиллей. При излиянии же магмы формируются тела лавовых потоков, которые, застывая, приводят к образованию массивных и пористых базальтов. Последние возникают при излиянии лавы на поверхность, сложенную увлажненными породами, или в

водную среду. Свойства базальтов с массивным и пористым строением (см. гл. 17) существенно неодинаковы.

Способ формирования осадка определяет состав и строение осадочных грунтов и сложенных ими массивов. Например, в итоге деятельности рек формируется тоща аллювия, нижняя часть разреза которой в долинах равнинных рек сложена песчано-грубообломочными грунтами (перлювиальная фация). Они перекрываются песчаными отложениями русловой фации, а выше — супесчано-суглинистыми образованиями пойменной фации. В аллювии могут быть вложены тела суглинистых и глинистых грунтов с большим содержанием растительных остатков (старичная фация).

Совершенно иной состав и строение имеют в тех же областях сноса эоловые осадки. Они представлены во всей по мощности толще песками мелкими, хорошо отсортированными, однородными с прекрасно окатанными зернами. По своим особенностям они являются идеально сыпучей средой.

21.3. Температура

Влияние температуры на формирование горных пород и их свойства весьма существенно. Температурный режим континентальных районов во многом определяет скорость и направленность процессов выветривания. Температура воды в водоемах сказывается на выпадении осадка из растворов (например, карбонаты в наибольших количествах выпадают в осадок при температурах выше 4°С). Повышение температуры с глубиной ускоряет процессы минералообразования, переходы одних соединений в другие.

Температурное поле Земли изучено неравномерно. Непосредственные измерения температуры проведены от поверхности до глубины 10—12 км. На основании этих данных принято считать средним значение геотермической ступени 33 м. Вместе с тем геотермические исследования позволяют уже сейчас говорить о том, что величины эти различны для отдельных тектонических зон континентов и океанических впадин. Области докембрийской складчатости (Балтийский щит, Украинский кристаллический массив) имеют наименьшие значения теплового потока и характеризуются «растянутой» геометрической ступенью. По мере уменьшения возраста складчатости тепловые потоки постепенно увеличиваются, а геотермическая ступень сокращается (рис. 21.2).

В одновозрастных тектонических структурах геотемпературное поле может существенно дифференцироваться под влиянием вещественного состава пород, обладающих различной теплопроводностью, гидрогеологических условий, определяющих конвективный перенос тепла, процессов вулканизма,

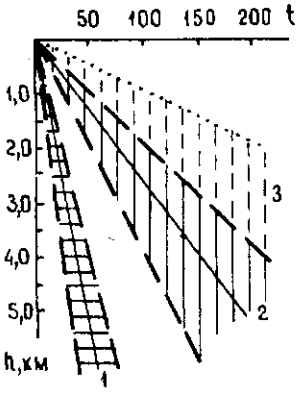


Рис. 21.2. Рост температуры с глубиной в осадочных и метаморфических породах (*по А.А.Смыслову, 1969*):

1 — докембрийские метаморфические породы (Балтийский, Канадский щиты и др., Украинский кристаллический массив); *2* — осадочные отложения на платформах и плитах (Русская платформа, Западно-Сибирская плита); *3* — осадочные отложения в красвых прогибах (Предкавказский прогиб, Японские острова)

Таблица 21.1

Геотермические характеристики различных районов

Местоположение	Средняя температура на глубине 1 км	Средний геотермический градиент, °С/км	Гетермическая ступень, м
Кавказ			
Грозненский район	90,7	83	12
Дагестан	55,6	47	21
Майкоп	50,4	40	25
Апшеронский п-ов	47,2	36	27
Западное Предкавказье	41,9	32	31
Донецкий бассейн	39,6	31	32
Эмба	41,9	30	33
Западная Украина	31,4	23	42
Нижнее Поволжье	28,6	20	49
Самарская Лука	24,8	16	64
Башкирия	18,8	12	82
Белоруссия, Полесье	23,4	12	86
Камское Приуралье	17,4	11	88
Кривой Рог	19,5	9	112

тектонического трения, окисления сульфидов и других факторов, вызывающих локальные, но существенные температурные аномалии. Об этом свидетельствуют геотермические наблюдения в буровых скважинах (табл. 21.1). В Москве геотермическая ступень равна 38 м, в Харькове — 58 м, в районе Самарской Луки — 64 м, в Белорусском полесье — 86 м, хотя все они находятся в пределах одной крупной тектонической структуры — Русской плиты.

Таблица 21.2

Повышение температуры с глубиной, рассчитанное по геотермической ступени

(по П.В.Логвиненко, 1968)

Глубина от поверхности, м	Температура, °С
100	3
500	15
1000	30
2000	60
3000	90
4000	120
5000	150
7000	210
9000	270
10000	300
12000	360
15000	450

Приведенные примеры показывают, что расчеты ожидаемых температур на больших глубинах на основании среднего значения геотермической ступени (33 м) являются очень приближенными, хотя и полезными для общей ориентировки (табл. 21.2). Они свидетельствуют о том, что температуры с глубиной нарастают достаточно быстро и уже на отметке 3000—5000 м от поверхности земли горные породы находятся в существенно иной термодинамической обстановке, чем в приповерхностных горизонтах.

Повышение температуры имеет большое значение для процессов минералообразования: увеличивается скорость реакций, повышается активность воды, возрастает растворимость минералов. Так, кварц, практически не растворимый в воде при нормальных давлениях и температуре, при температуре 300°С и давлении 100 атм растворяется в количестве 245 мг/л.

Значительная дифференциация геотемпературных градиентов в зависимости как от региональных, так и от локальных тектонических условий позво-

ляет сделать важный вывод. Можно ожидать, что в разных структурных зонах, на одних и тех же глубинах породы первоначально одинакового минерального и химического состава имеют различную температуру и поэтому находятся на разных ступенях постгенетических преобразований, т.е. обладают различными свойствами.

21.4. Давление

Горные породы в земной коре испытывают давление от веса вышележащих толщ и тангенциальное давление (стресс), возникающее во время складчатости. В табл. 21.3 приведены расчетные данные, показывающие нарастание гравитационного давления с глубиной (расчеты выполнены Н.В.Логвиненко с учетом изменения объемного веса пород). Давление стресса в ряде случаев значительно превышает давление нагрузки.

Роль гравитационного уплотнения и стресса в преобразовании горных пород подробно рассмотрена в геологической литературе. Особенно хорошо изучены постгенетические изменения осадочных терригенных пород. Установлена определенная зональность в характере и интенсивности переработки пород по глубине. Эта зональность выражается в появлении новообразованных минералов и определенных структурно-текстурных признаков пород, в изменении их физико-механических свойств.

В платформенных условиях, при горизонтальном залегании слоев, процессы гравитационного уплотнения в формировании прочностных свойств пород можно считать ведущими. В дислоцированных отложениях эпигенетическая переработка осадочных пород, их упрочнение во многом связаны с явлениями бокового тектонического давления, особенно эффективного при интенсивных проявлениях складчатости. Указания о влиянии тектонического давления на формирование свойств пород содержатся во многих литологических работах.

Таблица 21.3

Изменения давления с глубиной

Глубина от поверхности, м	*P*, рассчитанное по удельному весу, атм	*P*, рассчитанное по объемному весу, атм	Давление столба воды на тех же глубинах, атм
100	27	15	10
500	135	85	50
1000	270	200	100
2000	540	420	200
3000	810	690	300
4000	1080	978	400
5000	1350	1255	500
7000	1890	1829	700
9000	2430	2372	900
10000	2700	2700	1000
12000	3240	3240	1200
15000	4050	4050	1500
33000	9000*		
100000	31000*		

* По Берчу и др. (1949).

Наиболее обстоятельно вопрос о специфике процессов эпигенеза в платформенных и геосинклинальных областях рассмотрен А.Г.Коссовской, которая провела параллельное изучение одновозрастных терригенных пород близкого вещественного состава Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Первые из них испытали только действие вертикальной нагрузки, вторые, кроме того, подверглись интенсивному стрессу. Как в платформенной, так и в геосинклинальной областях устанавливается зональность в постседиментационных преобразованиях по глубине; для каждой зоны характерны комплекс минеральных новообразований, структурно-текстурные различия, определенные плотность и пористость.

По данным А.Г.Коссовской, все терригенные мезозойские платформенные отложения на глубине до 2000 м принадлежат единой «зоне неизменного глинистого цемента» (начального эпигенеза), в пределах которой породы сохраняют первичные текстурно-структурные и минералогические особенности, приобретенные в течение осадконакопления и диагенеза; плотность пород с глубиной увеличивается от 1,4 до 2,1 г/см^3, пористость уменьшается от 35 до 13%.

В наиболее погруженных участках платформы, на глубинах свыше 2000—25000 м, а также в краевом прогибе и периферийных областях складчатых структур выделяется «зона измененного глинистого цемента» (глубинного эпигенеза), мощность которой достигает 3500—4000 м. Породы этой зоны подверглись значительной эпигенетической переработке, что проявилось в перекристаллизации глинистого вещества, хлоритизации, появлении мозаично-регенерационных структур в песчаниках. Влияние гравитационного уплотнения на формирование свойств пород снижается; плотность по существу остается постоянной по всей зоне — 2,50—2,55 г/см^3, пористость достигает 12—13%, снижаясь к подошве до 4—5%.

Следующая зона — «зона кварцитовидных структур и хлоритово-серицитового цемента» — присуща только геосинклинальной области и сложена интенсивно дислоцированными породами, образующими сводовую часть Верхоянского мегантиклинория. В формировании отложений этой зоны решающая роль принадлежит не гравитационному уплотнению, а одностороннему давлению — стрессу. Для песчаников зоны характерна почти полная замена первичных обломочных структур кварцитовидными, глинистые породы превращены в сланцы преимущественно хлоритового и мусковитового состава. Пористость пород не меняется по разрезу (4—2,7%) и очень слабо отличается от предыдущей зоны.

Породы, слагающие наиболее дислоцированные участки Верхоянского прогиба, относятся к «зоне шиповидных структур и муковитово-хлоритового цемента» и представлены аспидными и филлитоподобными сланцами и кварцитовидными песчаниками.

21.5. Подземные воды и поровые растворы

Воде принадлежит огромная роль в геологических процессах, протекающих в земной коре. «Мы никогда не сможем познать многие процессы... диагенеза и литогенеза... если не будем знать геологические судьбы воды, ее геохимическую роль» (В.И.Вернадский).

Известно, что основная масса подземных вод приурочена к чехлу осадочных отложений, тогда как в кристаллических породах их содержится значи-

тельно меньше. Степень минерализации, солевой и газовый состав подземных вод, их температура существенно изменяются с глубиной и обусловливают различные геохимические процессы в земной коре.

По особенностям гидродинамических и гидрогеохимических условий гидрогеологи различают три зоны: свободного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена с дневной поверхностью. В первой зоне, приуроченной к зоне гипергенеза, преобладают кислородно-азотные подземные воды. Здесь господствуют процессы разрушения и выщелачивания пород. В песчано-глинистых породах происходит разложение слюд и полевых шпатов с образованием каолина; окисление сульфидов приводит к возникновению гидроокислов железа и др. В аридных областях в этой зоне наряду с выщелачиванием происходит и новообразование карбонатов, гипсов.

Следующая зона характеризуется смешанными гидродинамическими и гидрохимическими процессами. Подземные воды имеют разную степень минерализации, различный солевой и газовый состав, разную температуру. Окислительные процессы сменяются восстановительными. В условиях окислительно-восстановительной среды происходят интенсивные процессы новообразования минералов, цементации и вторичного изменения пород.

Третья зона характеризуется весьма затрудненным водообменом. Рассольные и солевые воды этой зоны взаимодействуют с вмещающими их породами в течение длительного времени, измеряемого геологическими периодами и эрами. Благодаря этому устанавливается химическое равновесие между горными породами и подземными водами, нарушаемое вследствие эпейрогенических движений или магматической деятельности.

Подземные воды и поровые растворы играют важную и многообразную роль в формировании и преобразовании горных пород. От их химического состава зависят окислительно-восстановительный потенциал (Eh) и реакция среды (pH), т.е. активность обменных реакций между породами и водой. Они являются важным фактором перемещения вещества на большие расстояния в горизонтальном направлении и миграции его по вертикали, в результате чего происходит выщелачивание одних пород и обогащение минералами других, цементация горных пород, конвективный перенос тепла, метасоматоз и многие другие процессы, существенно влияющие на свойства горных пород.

Ранее (4.11) была показана роль связанной воды в формировании свойств глинистых пород. Величина прочности глин закономерно увеличивается по мере уменьшения содержания воды до влажности 0,1 максимальной гигроскопичности. Дальнейшее снижение влажности не приводит к существенному увеличению прочности. Глина, содержащая только прочносвязанную воду, деформируется как квазиупругое тело.

Безусловно, приведенная схема является упрощенной. На самом деле процесс отжатия воды из глинистой породы сопровождается изменением ее состава, минерализации, pH, которые приводят к возникновению в глинах кристаллизационных связей и, следовательно, к повышению их прочности. Однако решающее влияние влажности на консистенцию, деформируемость и прочность глин несомненно.

21.6. Физико-химические условия среды

Физико-химические особенности среды (pH, Eh, содержание CO_2 и др.) оказывают значительное влияние на формирование минерального состава горных пород и тем самым на их свойства. Для осадочных пород влияние этих условий особенно велико на осаждение вещества из истинных растворов. На

рис. 21.3 приведены графики, показывающие влияние физико-химических особенностей среды на растворимость различных соединений, слагающих осадочные породы. Анализ их свидетельствует, что различные компоненты среды влияют на растворимость неодинаково. Изменение pH наиболее резко сказывается на растворимости гидроокислов железа, карбонатов, тогда как сульфаты и хлориды не чувствительны к pH.

Окислительно-восстановительный потенциал играет очень важную роль в осаждении железа и марганца, т.е. элементов, способных образовывать как закисные, так и окисные соединения.

Для накопления карбонатов решающее значение имеет содержание растворенной углекислоты. Отметим, что количество углекислоты во многом определяет pH и Eh раствора и, следовательно, косвенно влияет на поведение других элементов. Как известно, количество растворенной углекислоты возрастает при увеличении давления и снижается с повышением температуры. Все это влияет на поведение карбонатных соединений в воде.

Кроме того, на растворимость различных соединений влияют химический состав раствора, размер частиц, давление, температура. Так, растворимость $CaCO_3$ снижается в присутствии CaO_4, гипс наиболее растворим в интервале температур 32—41°C; при повышении температуры с 25 до 65°C растворимость карбоната кальция увеличивается в 10 раз.

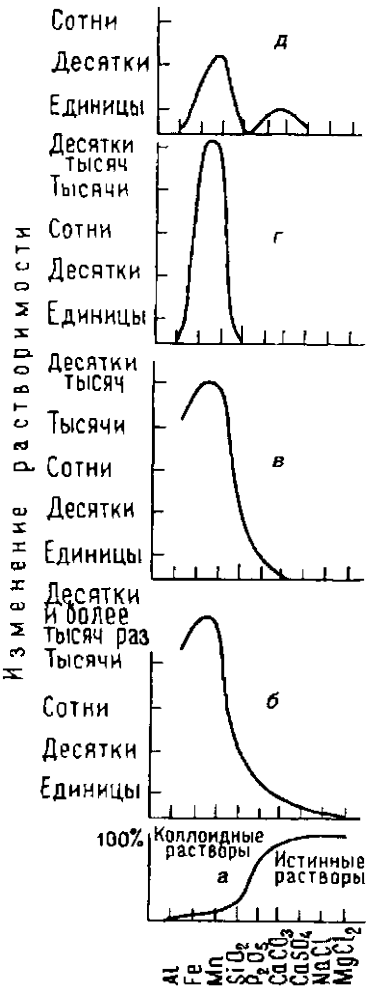


Рис. 21.3. Влияние особенностей физико-химической среды на растворимость различных соединений, слагающих осадочные породы (*по Л.Б.Рухину, 1969*):

а — соотношение выпадения в осадок из глинистых и коллоидных растворов; *б* — общее изменение растворимости в зависимости от изменений условий среды отложения; *в* — влияние pH; *г* — влияние eH; *д* — влияние содержания растворенной углекислоты

21.7. Фактор времени

Интенсивность проявления процессов, формирующих свойства горных пород, при прочих равных условиях зависит от длительности их протекания.

Даже самые незначительные изменения, происходящие в породе с очень малой скоростью, за геологически длительные отрезки времени существенно изменяют первоначальный облик породы.

Многие исследователи обращают внимание на тот факт, что степень эпигенетической переработки терригенных пород различна примерно на равных глубинах. В этом плане интересно сравнить результаты изучения песчано-глинистых пород разного возраста в различных районах Русской платформы. Так, по данным В.И.Муравьева, нижнемезозойские терригенные породы Саратовского Поволжья не меняют сколько-нибудь заметно своей пер-

вичной структуры до глубины 2500 м. Отмечается лишь некоторое сближение терригенных зерен и появление каемок. Пористость песчаников составляет 20—26%, а пористость глин — 26—28%.

В.А.Шутов указывает, что уже на глубине 1200 м палеозойские породы в центральной части Пачелмского прогиба претерпели существенные изменения, на что указывает появление кварцево-регенерационного цемента и весьма незначительная пористость песчаников: не выше 10% в верхней зоне и около первых процентов — в нижней.

Еще более интенсивная переработка была отмечена А.В.Копелиовичем. По его сведениям, уже на глубинах 1500—1600 м доордовикские песчаники Приднестровья можно сравнивать с метаморфическими породами. В.А.Шутов и А.В.Копелиович совершенно справедливо связывают эти различия с возрастом пород, т.е. с длительностью нахождения породы под воздействием процессов литогенеза.

Однако нельзя думать, что более древние породы всегда обладают большей прочностью, чем более молодые. Вследствие большого количества факторов, влияющих на инженерно-геологические свойства пород, нередко более древние породы обладают менее благоприятными свойствами, чем молодые. Так, среди отложений любого возраста можно встретить рыхлые плывунные пески, тогда как среди палеоген-неогеновых и четвертичных отложений нередки прочные песчаники. Хорошо известно, что в разрезе нижнекембрийских и каменноугольных отложений встречаются пластичные глины с низкими значениями показателей прочности.

Литература

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных горных пород. М.: Наука, 1968. 92 с.

Маракушев А.А. Петрография. М.: Изд-во МГУ. Ч. I — 1976 (381 с.); ч. II — 1981 (326 с.); ч. III — 1986 (384 с.).

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра. 1969. 703 с.

Фации метаморфизма/Под ред. В.С.Соболева. М.: Недра, 1970. 432 с.

ГЛАВА 22

Главные закономерности формирования свойств грунтов разных генетических классов

22.1. Магматические грунты

Формирование свойств магматических горных пород как грунтов начинается с момента зарождения магмы в глубинах Земли. Длительные тесно связанные между собой и последовательно сменяющие друг друга сложные физические, химические и физико-химические процессы, происходящие в течение зарождения и раскристаллизации магмы, обусловливают многообразие химического и минерального состава изверженных пород.

Уже в начальных глубинных процессах возникновения горных пород заложены будущие различия в их свойствах, обусловленные различным химичес-

ким составом магм, разной вязкостью расплавов и различным содержанием в них летучих компонентов. Огромное влияние на формирование состава, структуры и текстуры породы оказывают условия кристаллизации. По мере движения магмы в верхние части земной коры, вплоть до излияния на поверхность, в ней резко меняются термодинамические условия: падает давление, уменьшаются температуры, увеличивается вязкость расплава вследствие потери флюидов. Начинают образовываться первые кристаллы. Обычно это высокотемпературные минералы, такие, как магнезиальный оливин, пироксен, титаномагнетит, а также, при медленном застывании магмы, плагиоклазы. Центров кристаллизации на этой стадии мало и зарождающиеся кристаллы имеют возможность свободно расти в расплаве. Образуются крупные кристаллы минералов; при благоприятных тектоно-магматических условиях формируются интрузивные тела с крупнозернистой структурой.

В ходе дальнейшей кристаллизации протокристаллы могут вступить во взаимодействие с остаточным расплавом и частично раствориться. Однако при определенных условиях (например, при быстром подъеме магмы) они сохраняются, образуя порфировые вкрапленники и гломеропорфировые сростки кристаллов. Это важный этап в формировании породы, так как наличие вкрапленников создает неоднородную текстуру породы и в дальнейшем в значительной мере обусловливает неоднородность свойств грунтов. Кроме того, протокристаллы по мере раскристаллизации расплава испытывают сильные и неравномерные напряжения и всегда разбиты трещинами. При дальнейшей раскристаллизации магмы в ней в зависимости от динамики процесса могут вырасти как крупные, так и мелкие кристаллы, сформироваться крупно-, среднезернистые структуры. Крупные кристаллы и в этом случае обычно разбиты трещинами в результате напряжений, возникающих как при общем остывании расплава (что характерно для вкрапленников в излившихся породах), так и под действием тектонических сил (при формировании абиссальных и гипабиссальных геологических тел).

Высокотемпературные минералы, возникшие в глубинных зонах земной коры, попадая в иную термодинамическую обстановку по мере подъема магмы, становятся неустойчивыми и значительно легче подлаются вторичным изменениям, чем низкотемпературные, образовавшиеся в приповерхностных условиях.

Благодаря этому в породе часто могут быть встречены сильно измененные кристаллы плагиоклазов, пирокеенов и оливина на фоне свежих кристаллов основной массы. Особенно легко разлагается и замещается вторичными минералами оливин. Замещающие оливин серпентин и хлорит менее прочные, чем основные породообразующие минералы магматитов: физико-механические свойства таких пород заметно ухудшаются. Кроме того, замещение оливина на серпентин, хлориты и другие водные силикаты сопровождается растрескиванием окружающих минералов в результате напряжений, возникающих при образовании вторичных минералов, так как объем последних больше объема замещенного оливина. В результате происходит общее снижение прочности горной породы. Описанные явления объясняют, почему значения показателей прочностных и деформационных свойств реальных горных пород всегда оказываются более низкими, чем теоретические, ожидаемые при оптимальных условиях раскристаллизации расплава.

По мере продвижения магма ассимилирует окружающие породы; при этом изменяется ее химический состав, возникают дополнительные центры крис-

Рис.22.1. Изменение физико-механических свойств внутри базальтового потока (Камчатка, вулкан Толбачик, извержение 1941 г., *данные В.М.Ладыгина*)

таллизации, обусловливающие уменьшение размеров кристаллов в породе, появляются ксенолиты существенно иных минеральных ассоциаций. Таким образом, даже в абиссальных условиях, т.е. при сохранении стабильного режима кристаллизации в течение длительного времени, формируется семейство горных пород разного состава, структуры и текстуры с существенно различными физико-механическими свойствами.

Изливаясь на поверхность, магма может попасть как в водную, так и воздушную среду, что вызывает определенные различия в структуре и текстуре породы. При подводном излиянии, в результате взаимодействия расплава с водой, происходит образование большого количества паров воды, формируются пузырчатые текстуры. Благодаря высоким напряжениям, возникающим при быстром охлаждении горной породы в воде, происходит образование трещин как внутри минералов, так и внутри лавового потока. При наземных излияниях на поверхности потоков быстро образуется так называемая корочка закаливания, которая препятствует удалению из внутренних частей лавовых потоков различных газов. При этом в верхней части потока формируются породы, содержащие значительное количество крупных пор и резко отличающиеся по своим свойствам от пород того же состава, слагающих внутренние части потока (рис. 22.1). Как известно, излившиеся породы обычно плохо раскристаллизованы и часто содержат стекло. Однако в центральных частях мощных эффузивных покровов, где остывание идет медленно, могут образоваться полнокристаллические структуры, аналогичные структурам пород гипабиссального генезиса. Как будет показано ниже, указанные различия в структурах и текстурах эффузивных пород оказывают большое влияние на их физико-механические свойства.

В рассмотренной схеме не учитываются тектонические факторы и геологический возраст горных пород. Между тем влияние их на строение, состояние и свойства магматических горных пород велико. Так, платформенные граниты обычно имеют значительно более высокие значения модуля упругости, чем граниты молодых складчатых областей, что можно объяснить значительно меньшей катаклазированностью первых. Влияние тектонического положения и геологического возраста на строение и физико-механические свойства магматических пород особенно хорошо видно при сравнении палеотипных и кайнотипных эффузивов (рис. 22.2). Первые из них, например мезозойские базальты Сибирской платформы, имеют низкую пористость (первые проценты) и высокую прочность (более 100 МПа), тогда как у молодых базальтов Камчатки пористость может быть свыше 50%, а прочность — менее 50 МПа.

Все магматические породы с точки зрения использования их в строительстве имеют много общего между собой. Эта общность физико-механических свойств обусловлена прочными структурными связями между минеральными зернами. Магматические породы имеют высокую прочность, значительно превышающую нагрузки, известные в инженерной практике, не растворимы в

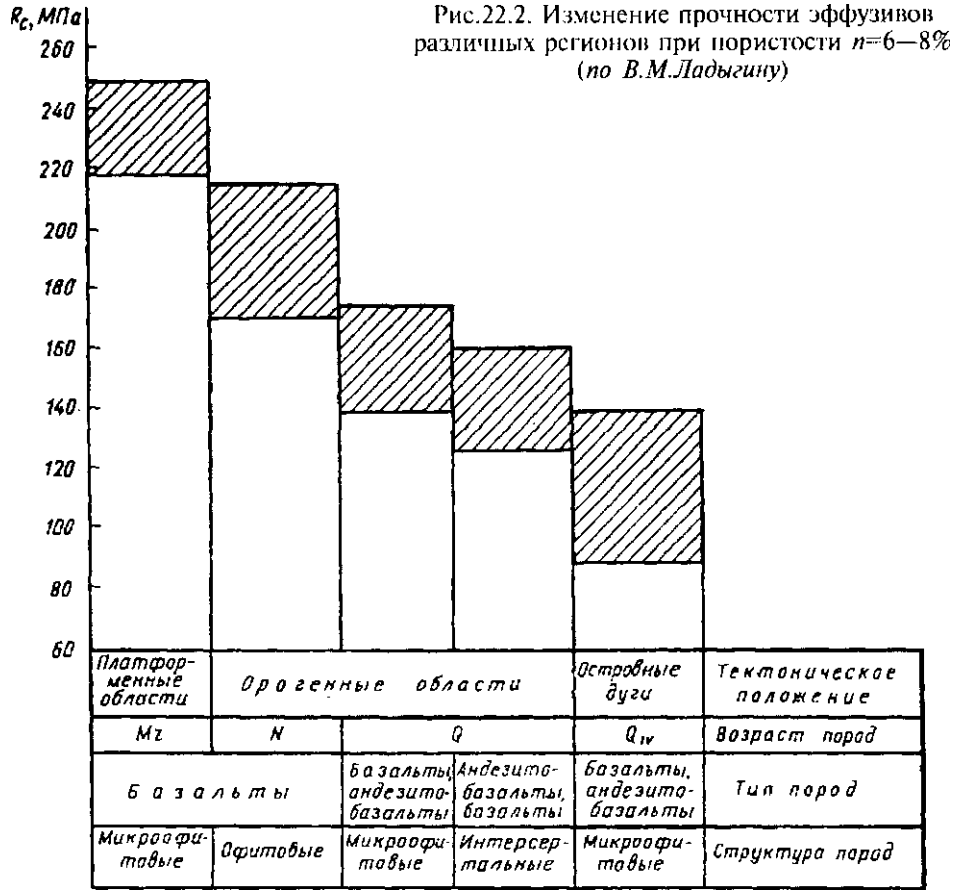


Рис.22.2. Изменение прочности эффузивов различных регионов при пористости n=6—8% (*по В.М.Ладыгину*)

воде и водопроницаемы только по трещинам. Однако, хотя значения показателей физико-механических свойств магматитов и являются высокими, они могут колебаться в широких пределах в зависимости от состава и строения породы. Рассмотрим влияние этих факторов более подробно.

Наиболее обстоятельно изучено влияние вещественного состава магматических горных пород на их плотность. На рис. 22.3 показано изменение плотности интрузивных и эффузивных пород в зависимости от их химико-минерального состава. Среди интрузивных пород наиболее низкая плотность у гранитов (ρ = 2,57 г/см^3). По мере увеличения основности плотность интрузивных горных пород возрастает; ее средние значения у гранодиоритов 2,7 г/см^3, кварцевых диоритов 2,75, диоритов 2,80, габбро 2,95, серпентинизированных гипербазитов 3,0, пироксенитов 3,20, у перидотитов 3,27 г/см^3. Та же тенденция наблюдается и в изменении плотности эффузивных горных пород: для пород кислого состава (липаритов) плотность равна в среднем 2,35 г/см^3, для пород среднего состава (андезитов) — 2,50, для основных (базальтов) — 2,54 г/см^3. Палеотипные эффузивные породы имеют более высокие значения плотности: от 2,60 г/см^3 у кварцевых порфиров до 2,85 г/см^3 у диабазов. Следует также отметить, что при одинаковом химическом составе эффузивные породы всегда имеют более низкую плотность, чем интрузивные.

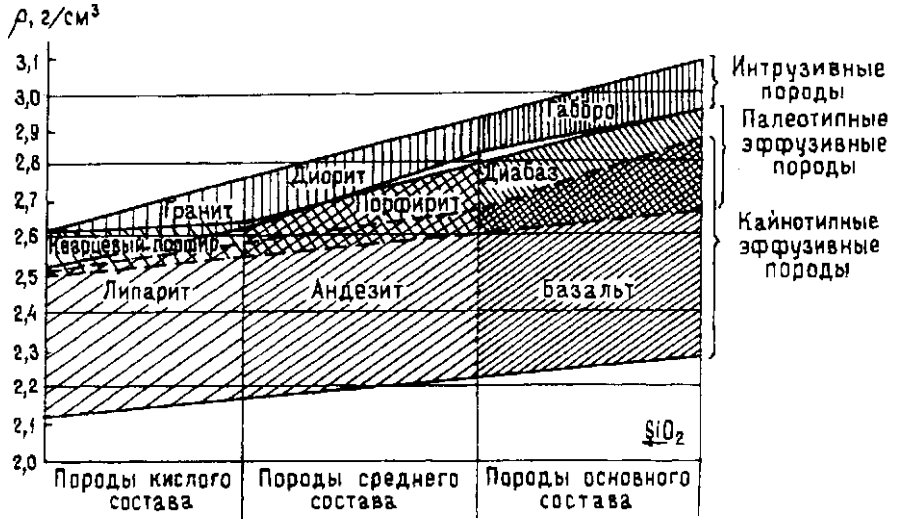


Рис.22.3. Пределы изменения плотности магматических пород (*по Н.Б.Дортман и др.*)

В полном соответствии с описанной закономерностью изменяются скорости распространения продольных упругих волн и величины модуля упругой деформации. Средняя скорость распространения продольных ультразвуковых волн (C_p) равна: в гранитах 5000—5500 м/с, гранодиоритах 5300—5900, габбро 6000—6800, перидотитах 6800—7500 м/с. Величина модуля упругой деформации гранитов не превышает $80 \cdot 10^3$ МПа, тогда как модуль упругости габбро равен $100 \cdot 10^3$ МПа, а ультраосновных пород $(110—120) \cdot 10^3$ МПа.

Сведений о влиянии минерального состава на прочностные свойства магматических горных пород мало. Для примера на рис. 22.4 приведен график влияния содержания главных породообразующих минералов в сирпентинизированных перидотитах на величину прочности на сжатие. Из графика следует, что увеличение суммарного содержания оливина и пироксена от 15 до 50% приводит к значительному увеличению прочности перидотитов.

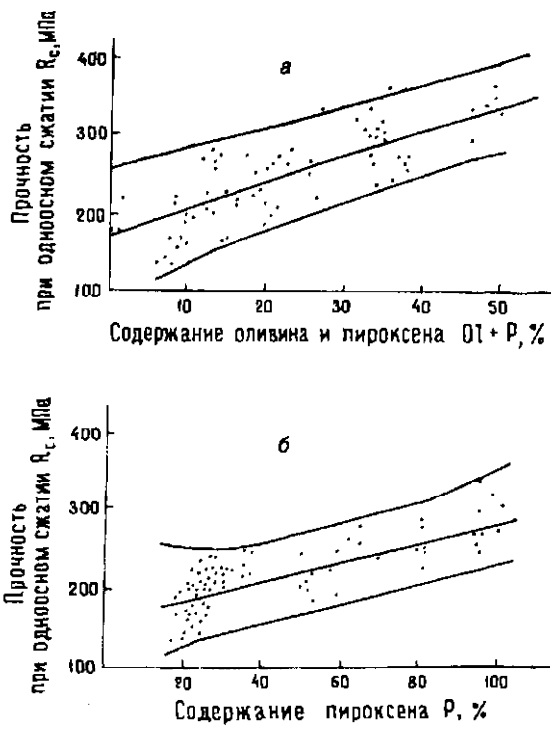


Рис.22.4. Зависимость прочности при одноосном сжатии ультраосновных пород от содержания в них оливина и пироксена (*а*) и основных — от содержания пироксена (*б*) (*по В.И.Мазанику, В.Н.Макарову*)

Физико-механические свойства изверженных горных пород изменяются в широких пределах в зависимости от их строения. Структуры и текстуры эффузивных и интрузивных пород различны. Для палеотипных излившихся пород характерны сферолитовые структуры, которые образуются при девитрификации стекла. Для кайнотипных эффузивов наиболее типична афанитовая структура. Горные породы с подобными структурами имеют высокую механическую прочность и одновременно характеризуются хрупкостью. Текстуры вулканических пород также различны; наиболее распространены массивные, пузырчатые и миндалекаменные текстуры. Влияние текстур на физико-механические свойства эффузивных пород очень велико. Например, прочность базальтов с массивной текстурой обычно превышает 200 МПа, а базальты того же состава с грубопузырчатой текстурой характеризуются прочностью на сжатие 20—40 МПа. Породы с миндалекаменной текстурой значительно прочнее пузырчатых, но благодаря своей неоднородности уступают в прочности массивным разновидностям. Сходное влияние оказывает и порфировая структура, характерная не только для эффузивных, но и для дайковых пород, а также для пород малых интрузий. Крупные вкрапленники одного или нескольких минералов, погруженные в тонкозернистую или стекловатую основную массу, увеличивают неоднородность породы и снижают их прочность.

Для интрузивных пород характерны полнокристаллические, относительно крупные и равномернозернистые структуры со сложной мозаикой минеральных зерен. Структурно-текстурных разновидностей интрузивных пород очень много. Влияние их на физико-механические свойства изучено еще недостаточно. Большое значение имеет размер минералов, и в общем случае мелкозернистые породы являются более прочными и устойчивыми, чем крупнозернистые (см. гл. 17).

22.2. Метаморфические грунты

Под метаморфизмом горных пород понимают существенные изменения их минерального состава, структуры и текстуры под воздействием внутренних эндогенных процессов в земной коре, либо в астроблемах, происходящие с сохранением твердого состояния породы, без заметного расплавления или растворения. Только в особых случаях процессы метаморфизма сопровождаются переплавлением, в результате которого образуются ультраметаморфические породы.

Отличительными признаками метаморфических пород являются присутствие специфических, свойственных только им, минералов (кордиерита, андалузитта, серпентенита, хлорита и пр.), как правило, ярко выраженная параллельная текстура (гнейсовидность), особые кристаллобластовые структуры. Метаморфические грунты относятся к группе скальных; однако особенности их состава и строения обусловливают их отличия от магматических, главным из которых является анизотропность величин показателей свойств.

Изменение горных пород в процессе метаморфизма происходит под воздействием температуры, давления, поровых растворов и газов, просачивающихся через породу. Метаморфические процессы протекают при температурах выше 150°С. Верхним пределом является температура, при которой еще не происходит плавления минералов: 800—850° на больших глубинах и 1000—1100° ближе к поверхности. Давления при метаморфизме могут достигать

Рис.22.5. Схематическая $P—T$ диаграмма, приблизительно указывающая поля различных ступеней метаморфизма. Заштрихована область диагенеза-литификации осадочной породы при низких температурах (*К.Херлбат, К.Клейн.* Минералогия по системе Дэна, 1982)

1000 МПа и более. Особую роль при этом играет одностороннее боковое давление — стресс, величины которого значительно выше, чем давление вышележащих пород. При метаморфизме особенно важна роль флюидов и растворов, так как без их участия даже при значительном изменении температуры и давления метаморфическая перекристаллизация горных пород обычно отсутствует.

Метаморфические породы могут образовываться как из осадочных (терригенных и карбонатных), так и из магматических пород. Их преобразование сложное физико-химическое явление. Все перечисленные выше факторы воздействуют на горные породы комплексно. При этом образуются породы различного состава, строения и физико-механических свойств.

Повышение общего давления способствует образованию более плотных минералов, а повышение температуры — обезвоживанию минералов, содержащих воду. Поэтому породы, подвергшиеся сильному метаморфизму, содержат тяжелые минералы и в них отсутствуют минералы, в состав которых входит вода. Так как щелочи в метаморфическом процессе являются мало подвижными компонентами, то для метаморфических пород характерно большое количество входящих в их состав минералов.

Минеральный состав горных пород, не подвергшихся метаморфизму, отличается от их метаморфических эквивалентов. Степень этих отличий зависит от величины давления и температур во время метаморфизма. На рис. 22.5 приведена диаграмма $P—T$ условий, при которых формируются породы разных ступеней метаморфизма: очень низкой, низкой, средней и высокой. Каждой ступени метаморфизма отвечает определенный набор минеральных ассоциаций, т.е. определенная минеральная фация. Так, выделяются цеолитовая фация, отвечающая самой низшей ступени метаморфизма, минеральные ассоциации которой включают цеолиты, хлорит, мусковит и кварц; зеленосланцевая низкотемпературная, включающая хлорит эпидот, мусковит, альбит и кварц; амфиболитовая фация, характерная для метаморфических комплексов средней и высокой ступени, гранулитовая, отражающая условия очень высоких температур при региональном метаморфизме, и др. (рис.22.6).

С учетом основных качественных различий в свойствах эти фации могут быть объединены в три группы. *Первую* группу составляют породы низкой ступени метаморфизма: глинистые сланцы, филлиты, хлоритоидные зеленые сланцы, серпентиниты и др. Формирование фаций этой группы происходит при невысоких температурах (100—400°С) и давлениях порядка 250—600 МПа. В таких условиях образуются гидроксилиносодержащие силикаты и алюмосиликаты, минералы чешуйчатого строения, неустойчивые к агентам выветривания, с ослабленными связями по базальным поверхностям и резко выраженной анизотропией свойств. *Вторую* группу условно можно назвать среднеметаморфизованными. К ней относятся породы фации слюдяных и хлорит-

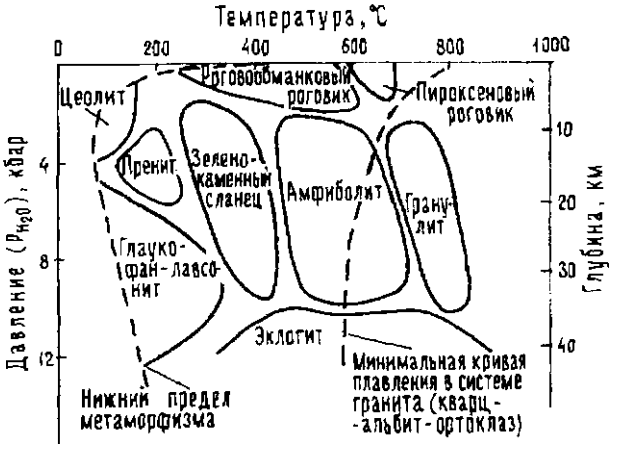


Рис.22.6. Примерная схема фаций метаморфизма в координатах давления (P_{H_2O}) и температуры. Все пограничные линии отвечают постепенным переходам (*К.Хербалт, К.Клейн.* Минералогия по системе Дэна, 1982)

актинолитовых сланцев, образовавшиеся при умеренно высоких температурах (до 700—800°С) и давлениях (до 800 МПа). Породы *третьей* группы — породы высокой ступени метаморфизма (разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, чарнокиты и другие) сложены главным образом безводными высокотемпературными минералами и сформировались при очень высоких температурах (700—1000°С) и давлениях (до 1000—1400 МПа). Эти минералы имеют очень прочные структурные связи, достаточно стабильны в атмосферных условиях. Анизотропия свойств таких пород выражена отчетливо, но не имеет существенного значения при их инженерно-геологической оценке, так как физико-механические свойства достаточно высоки как вкрест, так и параллельно сланцеватости.

При метаморфизме происходит перекристаллизация вещества, изменяются размеры и формы кристаллов, их взаимное расположение, возникают характерные бластовые структуры. Метаморфические породы представлены полнокристаллическими агрегатами. В петрографии по размеру кристаллов различают структуры микрокристаллические (тонкозернистые) с величиной зерен 0,01—0,1 мм, мелкокристаллические (мелкозернистые) размером 0,1—1,0 мм, среднекристаллические (1,0—5,0 мм), крупнокристаллические (5,0—10,0 мм), гигантокристаллические размером более 10,0 мм. Микро- и мелкозернистые структуры характерны, например, для роговиков, которые образуются при высоких температурах, геологически кратковременных, и очень значительном содержании флюидов. Такие же структуры типичны для филлитов и зеленых сланцев, образующихся при температурах, не превышающих 350—400°С. Для более высокотемпературных пород (слюдяных сланцев, гнейсов, амфиболитов) характерны средне- и крупнозернистые структуры. Из-за различных скоростей роста минералов (крупные зерна растут в первую очередь за счет мелких), замещения одних минералов другими, реликтов исходной структуры в метаморфических породах преобладают гетеробластовые структуры (порфиробластовые, гранобластовые, лепидобластовые и др.).

Высокое одностороннее давление обусловливает полосчатые (сланцеватые) текстуры метаморфических пород. Они характерны для пород, содержащих пластинчатые или чешуйчатые минералы, ориентированные в плоскости сланцеватости — филлитов и слюдистых сланцев, раскалывающихся на тонкие параллельные пластинки. В отличие от них гнейсовые породы, обладающие гнейсовидной текстурой, из-за подчиненной роли слюд в их составе не раскалываются на параллельные пластины. Специфической текстурой метаморфических пород является будинаж, образующийся при разрыве жесткого

пласта, залегающего среди более пластичных, например в виде четковидных блоков амфиболита, разделенных слюдяными сланцами. Как уже отмечалось, сланцеватые структуры являются главным фактором, определяющим анизотропию свойств метаморфических пород.

По объемам отложений, их расположению в пространстве, особенностям протекания процессов различают региональный и локальный метаморфизм. Наиболее распространены породы, образующиеся при региональном метаморфизме, который часто называют динамотермальным. Региональный метаморфизм связан с общим геолого-структурным развитием земной коры, с процессами складкообразования и орогенеза. Регионально метаморфизованные толщи обычно имеют выдержанное простирание, в них отсутствуют переходы к неметаморфизованным отложениям. Они характеризуются постоянством состава и строения внутри отдельных зон и закономерным изменением степени метаморфизма при переходе от одной метаморфической зоны к другой. В результате регионального метаморфизма образуются филлиты и слюдистые сланцы, гнейсы и амфиболиты, кварциты и мрамор.

В отличие от регионального, при локальном метаморфизме метаморфические породы связаны с метаморфизованными постепенными переходами. К нему относятся контактный метаморфизм вмещающих пород в зоне воздействия интрузий и метаморфизм в зонах разломов. При контактном метаморфизме главным фактором является быстрое повышение температур, до десятков и даже сотен градусов на 1 м. Его часто называют термальным фактором. Ореолы контактно метаморфизованных пород в зависимости от мощности интрузива, его формы, глубины, состава внедрившегося расплава, геотермического градиента могут изменяться от первых десятков метров до первых километров. При контактовом метаморфизме силикатных пород образуются роговики, а на контактах с карбонатными породами — скарны и мраморы. Метаморфизм, который прослеживается в зонах разломов, происходит в результате дробления пород и их последующей перекристаллизации, называется динамометаморфизмом или катакластическим метаморфизмом.

Катакластический метаморфизм обычно ограничен участками развития сбросов и других тектонических нарушений. Процессы метаморфизма происходят при небольшом геостатическом давлении и довольно низкой температуре. При этом породы испытывают влияние главным образом тектонических напряжений, в результате которых происходят деформации и дробление прежних минералов и структур. При низкой температуре под влиянием одностороннего давления происходит хрупкое разрушение минеральных зерен, одна часть зерна перемещается относительно другой.

При одновременном воздействии одностороннего и гидростатического давления и повышенной температуре разрывы и трещины в породе не возникают, породы преобразуются в результате пластических деформаций. Одновременно могут происходить и химические изменения горных пород: неустойчивые минералы растворяются, а устойчивые растут в определенных направлениях, формируя новую структуру и текстуру породы. Следует, однако, иметь в виду, что описанная схема весьма условна. Деформируемость различных горных пород и минералов различна. Поэтому при одних и тех же давлениях и температурах в гранитоидах и песчаниках могут происходить разрывные деформации, а в тонкослоистых глинистых породах — преимущественно пластичные. В катаклазированных гранитоидах и песчаниках практически не

наблюдается перекристаллизации вещества, а в глинистых породах, богатых коллоидным веществом, создаются условия, благоприятные для интенсивных процессов перекристаллизации. Деформации при дислокационном метаморфизме часто сопровождаются сдвигами. По трещинам определенных направлений происходит перемещение зерен минералов, формируются своеобразные структуры и текстуры. Наиболее характерными породами, образующимися при этом, являются тектонические брекчии, катаклазиты и милониты. Линейно вытянутые их зоны обычно имеют ширину в десятки метров, редко первые сотни.

22.3. Осадочные грунты

При изучении осадочных пород выяснение природы свойств и истории их формирования приобретает еще большее значение. Эти геологические образования, особенно глинистого состава, часто характеризуются неудовлетворительными для строительства свойствами, весьма большой их изменчивостью. К настоящему времени благодаря работам преимущественно российских литологов (Н.М.Страхова, Л.Б.Рухина и Н.В.Логвиненко, П.П.Тимофеева, их учеников и последователей) и грунтоведов (В.А.Приклонского, Е.М.Сергеева, В.Д.Ломтадзе, И.М.Горьковой и их учеников) накоплен обширный материал, позволяющий говорить о том, что многие аспекты большой и сложной проблемы формирования свойств осадочных грунтов успешно решены.

Совокупность геологических процессов, определяющих современный состав, строение, состояние и свойства осадочных горных пород, принято называть *литогенезом*. Процессы литогенеза условно разделяют на ряд стадий: *гипергенез* — выветривание — разрушение кристаллических и других пород, образование новых минералов, обломков пород и минералов, коллоидных и истинных растворов; *седиментогенез* — перенос и отложение материала — образование осадка; *диагенез* — превращение осадка в осадочную породу; *катагенез* — изменения осадочной породы; *метагенез* — глубокие изменения осадочной породы — образование метаморфизованных осадочных пород. Последние две стадии иногда объединяют одним понятием — *эпигенез*.

СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГРУНТОВ

Образование исходного материала при выветривании

Исходный материал для формирования осадочных грунтов образуется в результате выветривания горных пород. Минеральный и гранулометрический состав продуктов выветривания, скорость процесса выветривания, мощность коры выветривания зависят от состава и строения исходных пород, их трещиноватости, длительности процессов, климата, рельефа, глубины залегания подземных вод.

Влияние минерального состава на характер продуктов выветривания показано в табл. 22.1.

Как видно из табл. 22.1, наиболее устойчивым минералом в коре выветривания является кварц. Слюды легко расслаиваются под влиянием колебаний температуры и периодического замораживания. Кроме того, биотит неустойчив и по отношению к химическому выветриванию. Свежие полевые шпаты

Таблица 22.1

Устойчивость породообразующих минералов выветриванию

(по В.А.Приклонскому, 1952)

Минерал	Степень устойчивости в коре выветривания	Характерные продукты выветривания минералов
Кварц	Очень устойчивые	Не изменяется
Мусковит		Не изменяется
Ортоклаз	Устойчивые	Каолинит, серицит и другие глинистые минералы
Альбит		Каолинит и другие глинистые минералы
Кислые плагиоклазы	Умеренно устойчивые	Каолинит, серицит и другие глинистые минералы
Амфиболы (роговые обманки)		Лимонит, монтронит и другие глинистые минералы
Пироксены (авгиты)		Лимонит, кальцит, монтронит и другие глинистые минералы
Биотит		Лимонит
Основные плагиоклазы	Малоустойчивые	Каолинит, серицит и другие глинистые минералы
Фельдшпатиды		Каолинит, цеолиты, серицит
Оливин		Лимонит
Пирит		Лимонит

устойчивы к выветриванию, а их трещиноватые кристаллы разрушаются достаточно быстро; особенно легко выветриваются основные плагиоклазы.

Амфиболы и пироксены устойчивы к выветриванию, тогда как оливин разрушается легко и поэтому дуниты выветриваются очень быстро. Известно, что пирит легко окисляется, образуя с водой серную кислоту и убыстряя тем самым выветривание других минералов.

В общем случае можно считать, что чем больше условия образования породы отличаются от обстановки, в которой они выветриваются, тем быстрее и интенсивнее протекает процесс. Магматические породы менее устойчивы к химическому выветриванию, чем осадочные. Среди последних морские глинистые отложения менее стойки, чем континентальные. Так, по данным С.Д.Воронкевича, в искусственных выработках за один год в неокомских морских глинах Поволжья сформировалась зона щебенки мощностью около 0,5 м, тогда как в красноцветных глинах перми в том же районе она не превышала 10 см. Детальное исследование изменения состава и свойств мезозойских глинистых пород Поволжья, выполненное Г.С.Золотаревым, показало, что для глин в зоне выветривания характерно превращение полевых шпатов и продуктов их распада в минералы группы каолинита. При этом содержание каолинита увеличивается от 20 до 40%, а количество полевых шпатов уменьшается с 40—35 до 20—10%. Значительно увеличилось общее количество водорастворимых солей, содержание гипса, окислов железа, снизилось значение pH. В верхних зонах несколько увеличилось содержание глинистых частиц, в среднем на 3—6% по сравнению с невыветрелой породой. Существенно изменились объемный вес и пористость породы. Объемный вес снизился с 1,35—1,60 до 1,15 г/см^3 в глинах подзоны «А». Пористость увеличилась на 10—15%

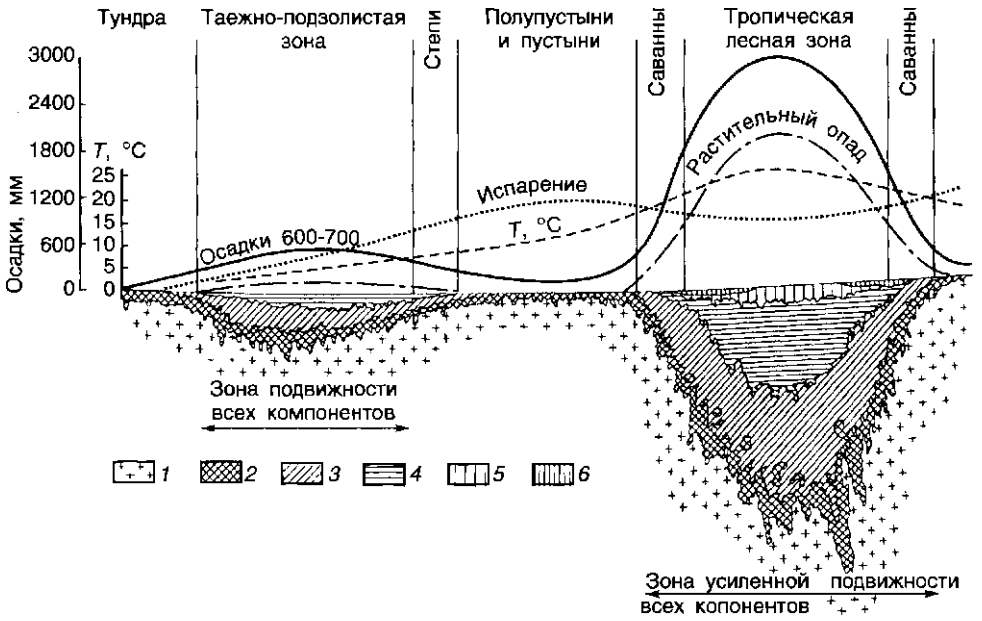


Рис.22.7. Схема образования коры выветривания на площадях, тектонически не активных (*по Н.М.Страхову*):

1 — свежая порода; *2* — зона дресвы, химически мало измененной; *3* — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; *4* — каолинитовая зона; *5* — охры, Al_2O_3; *6* — железный панцирь, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$

(без учета крупных трещин). Изменение состава и физических свойств глин вызвало ухудшение их прочностных и деформационных свойств.

При выветривании горных пород огромное значение имеет климат: колебание температуры, особенно ее переходы через ноль; количество осадков, величина испарения. Общее представление о влиянии климатических условий на формирование коры выветривания дает схема, предложенная Н.М.Страховым (рис. 22.7).

Значительное влияние на процессы выветривания оказывают микроорганизмы, деятельность которых может ускорять химическое разрушение горных пород. Для дальнейшего рассмотрения важно отметить, что в результате выветривания накапливается как обломочный, так и тонкодисперсный и даже коллоидный материал, который определяет в дальнейшем характерные особенности осадочных пород.

Перенос и отложение осадочного материала

Осадочный материал, образовавшийся в результате выветривания пород различного состава и генезиса, в большей своей части перемещается затем по поверхности земли. При таком переносе, осуществленном текучими водами, ветром, льдом, под влиянием силы тяжести происходит дифференциация материала, его сортировка, изменяется форма минеральных частиц. Кроме того, при переносе текучими водами значительное количество вещества переносится в виде растворов. Интенсивность переработки материала в процес-

се его транспортировки зависит не только от способа его переноса, но и от минерального состава, прочности связей между зернами, скоростей, с которыми перемещаются обломки, и многих других факторов. Под их влиянием в областях седиментации накапливаются отложения различного генезиса, строения, состава. Эти различия во многом предопределяют свойства грунтов и настолько существенны, что последующие преобразования осадка лишь подчеркивают их. Так, обломочный материал, который переносится дождевыми и талыми водами, преимущественно мелкозернистый, плохо сортированный. В горных реках донные и взвешенные наносы представлены галечниками и песками, а на равнинных реках во взвешенном состоянии находятся преимущественно частицы мельче 0,1 мм. В горных реках интенсивно идет процесс раздробления частиц, особенно галек, тогда как воды равнинных рек лишь истирают песчаные зерна.

При транспортировке обломочного материала ледников отсутствует сортировка, в составе морены можно встретить обломки различных размеров — от валунов до глинистых частиц.

При коагуляции растворов, особенно характерной для случая смешивания речных и морских вод, образуются гели, которые в дальнейшем при старении превращаются в осадочные породы. Особенно типичен этот процесс для образования глин. Такие соединения, как карбонаты и сульфаты кальция, хлориты натрия и магния, не образуют коллоидных систем и осаждаются из истинных растворов. В современных условиях многие соединения (например, кремнезем) накапливаются в осадке биогенным путем.

В процессе образования осадка под влиянием молекулярных, электростатических и магнитных сил, возникающих между отдельными частицами, формируются структурные связи, которые обусловливают первичное сцепление в грунтах. Его величина в молодых глинистых осадках, залегающих в приповерхностном слое, имеет небольшую величину: 0,002—0,004 МПа в зависимости от минерального состава глинистых пород и характера процессов осадконакопления.

В процессе перикинетической коагуляции, которая обусловлена столкновением частиц под влиянием броуновского движения, в достаточно однородных по составу глинисто-коллоидных суспензиях образуются хлопья и цепочки из нескольких элементарных частиц. Величина этих новообразований, состоящих главным образом из частиц диаметром менее 1 мкм, не превышает 0,05 мм. Связь между отдельными частичками, слагающими такие агрегаты, достаточно прочная. В опытах М.М.Филатова (1936) осадок, образовавшийся из частиц менее 1 мкм в результате их перикинетической коагуляции, обнаруживал внутреннее напряжение и эластичность.

В результате перикинетической коагуляции и коагуляции под воздействием электролитов (в соленых водах) на дно водоемов опускаются как отдельные глинистые и пылеватые частицы, так и их агрегаты. При этом они имеют довольно однородное ячеистое и ячеисто-хлопьевидное микростроение.

В процессе осадкообразования в водной среде глинистые частицы могут адсорбироваться на поверхности более крупных пылеватых и песчаных частиц. Это явление названо ортокинетической коагуляцией. Сущность ее состоит в том, что частицы различной крупности, оседая с неодинаковой скоростью, сталкиваются друг с другом при падении вниз и при этом более мелкие частицы адсорбируются на поверхности крупных. В результате образуется осадок,

неоднородный по составу и строению, со слабой связью между отдельными элементами.

Инженерно-геологические свойства осадков, сформировавшихся под влиянием различных процессов и имеющих, в силу этого, различное микростроение, неодинаковы. Достаточно указать на то, что связность осадка будет больше при ячеисто-хлопьевидной микроструктуре, а водопроницаемость выше при неоднородно-ячеистой.

Необходимо отметить, что при осаждении отдельных частиц и хлопьев на дне водоема в начале формируется рыхлый объемистый осадок, у которого частицы отделены друг от друга значительными промежутками, занятыми водой. В результате трения и сцепления, противодействующих силе тяжести, многие частицы могут находиться в неустойчивом положении, из которого они переходят в более устойчивое при возрастании давления.

Уплотнение осадка, происходящее в процессе диагенеза, происходит, по представлению Н.Я.Денисова (1948), вследствие перемещения частиц относительно друг друга, при котором осуществляется взаимное проникновение частиц в промежутки между ними.

Уплотнение вновь образовавшегося осадка и, следовательно, изменение его микростроения в водной среде происходит до тех пор, пока трение между частицами и вязкость воды не уравновесят силы тяжести. При этом первоначальное строение осадка и характер его структурных связей и прочность могут значительно измениться, однако вновь образующееся при этом микростроение все же сохраняет известные черты микростроения осадка.

Преобразование осадка в породу (диагенез)

Осадки, отложившиеся в морях, океанах, озерах и других водоемах, претерпевают существенные преобразования, скорость и интенсивность которых зависят от минерального состава осадков, их дисперсности, химического состава воды, деятельности бактерий и других факторов. Превращение осадка в осадочную горную породу является важнейшим процессом, формирующим ее инженерно-геологический облик. Этот процесс принято называть диагенезом. Он протекает благодаря энергетическим ресурсам самого осадка; давление и температура при этом не играют существенной роли.

Явления, происходящие на первом этапе диагенеза, в самой верхней толще осадков, некоторые исследователи выделяют в самостоятельную стадию сингенеза. Мощность зоны сингенеза не превышает 10—15 см, чаще всего для нее характерна окислительная или нейтральная среда. Именно на этой стадии в карбонатно-глинистых осадках образуется глауконит. Во время сингенеза в результате коагуляции различных коллоидных растворов происходит синтез минералов. Активное участие в процессах сингенеза принимают бактерии, которые преобразуют органическое вещество осадка, окисляют сульфиды и т.д. Влажность осадка очень велика и может достигать 80—90%.

По мере захоронения осадка физико-химические условия среды существенно изменяются, она имеет восстановительный характер. Диагенетические явления охватывают всю толщу осадка, мощность этой зоны 10—15 м. Изменение среды, понижение окислительно-восстановительного потенциала приводят к резкому изменению минералогического состава осадков, особенно тонкодисперсных. Окисные соединения железа и марганца переходят в закисные, образуется пирит, появляется углекислый газ и сероводород.

В дальнейшем происходит перераспределение вещества внутри осадка, цементация отдельных его участков в результате выпадения карбонатов и кремнекислоты, образование конкреций.

Помимо изменения минерального состава осадок уплотняется, теряет значительное количество воды, связи между частицами увеличивают прочность. Механическая прочность пород постепенно повышается. Цементация галечников и песков, переход карбонатных осадков в известняки или мергели, превращение кремнистых осадков в опоки и трепела сообщают горным породам значительную прочность.

Главнейшими факторами литификации глинистых осадков на этой стадии являются дегидратация, цементация и уплотнение. В глинистых осадках с момента их аккумуляции начинают формироваться структурные связи преимущественно за счет молекулярных и электростатических сил и в меньшей степени под влиянием магнитных сил. В илах происходит самопроизвольный коллоидно-химический процесс формирования структурной сетки (застудневание). На глубине первых метров осадок активно дегидратируется и уплотняется с отделением больших количеств свободной воды. Состояние и свойства осадков, по мнению И.М.Горьковой, определяются процессами старения и синерезиса коллоидов; гравитационное уплотнение имеет подчиненное значение. На значительную роль клеющей способности коллоидов в повышении прочности осадков в процессе диагенеза указывали Н.Я.Денисов и П.А.Ребиндер. В результате протекания различных химических, физико-химических и биохимических процессов при диагенезе связи между частицами упрочняются, на их контактах откладываются природные цементы. Эти цементы, а также старение коллоидов в осадке обусловливают формирование дополнительного сцепления, которое часто называют сцеплением упрочнения.

Постдиагенетические преобразования

Изменения осадочных пород, происходящие после диагенеза и до метаморфизма, называются катагенезом. В нем различаются две стадии: катагенез и метагенез. На стадии катагенеза породы, преобразуясь под действием повышенного давления, температуры, подземных вод и поровых растворов, остаются собственно осадочными горными породами. При метагенезе происходят более интенсивные их изменения, приводящие к образованию метаморфизованных пород.

В процессе катагенеза и метагенеза происходит уплотнение пород, отжатие из них воды, изменяется минеральный состав. Так, для глинистых минералов при этом характерны гидрослюдизация каолинитов, появление хлорита, исчезновение монтмориллонита. Все это приводит к увеличению плотности осадочных пород, уменьшению их пористости, снижению проницаемости, изменению физико-механических свойств.

Особенно интенсивно уплотняются глинистые породы. К концу диагенеза пористость их в среднем достигает 40%, с глубиной она закономерно снижается, а у максимально уплотненных аргиллитов без заметных признаков метаморфизма пористость снижается до 3—5%.

Менее закономерно уплотняются песчано-алевритовые породы. По данным Е.М.Сергеева (1953), кварцевые и кварцполевошпатовые пески с первоначальной пористостью 36—48% снизили ее под давлением 300 МПа всего до

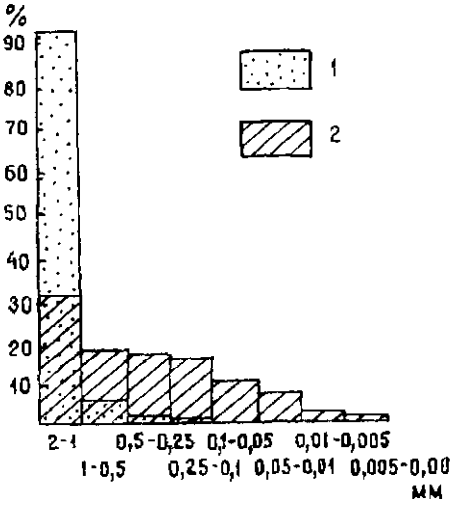


Рис.22.8. Изменение гранулометрического состава песков при увеличении давления от 200 до 300 МПа (*по Е.М.Сергееву, 1952*):

1 — первоначальный состав; *2* — после достижения максимального давления

21—28%. Гораздо интенсивнее упрочнение этих пород происходит при цементации порового пространства. На больших глубинах возможно дробление песчаных зерен. Так, опытами Е.М.Сергеева доказано, что с увеличением давления от 20 до 300 МПа крупные песчаные зерна раскалываются, превращаясь в пыль (рис. 22.8).

Многие исследователи указывают, что песчаные породы претерпевают более интенсивные эпигенетические изменения, чем глинистые. А.В.Копелиович объясняет различия в скорости и интенсивности преобразования разных типов осадочных пород несколькими причинами, из которых особенно важны характер распределения напряжений в песчаных и глинистых породах и их водопроницаемость. В глинистых и карбонатно-глинистых породах со слоистыми текстурами напряжения под действием давления вышележащих толщ распределяются равномерно. В песчаниках и алевролитах напряжения, возникающие в точках соприкосновения обломочных зерен, различны. Они зависят от площади соприкосновения обломочных зерен и их ориентировки по отношению к уплотняющей нагрузке. Различия в напряжениях в разных участках песчаной породы определяют различную концентрацию поровых растворов и, следовательно, различную скорость растворения и новообразования минералов.

По характеру водопроницаемости песчаные породы также резко отличны от глинистых. Благодаря этому в песках и алевритах циркуляция подземных вод и ионный обмен осуществляются относительно легко, что также способствует более интенсивной переработке этих пород.

Преобразование осадочных пород в процессе катагенеза можно подразделить на несколько стадий. Для каждой из них характерны свои изменения состава, структуры и свойства осадочных горных пород. В табл. 22.2 приведена характеристика пород разных зон катагенеза, убедительно доказывающая это положение.

Процессам гравитационного уплотнения и сопровождающим его явлениям, несомненно, принадлежит ведущая роль в формировании прочностных свойств горных пород в платформенных условиях. Очевидно, что не менее важны при этом тектонические процессы, складкообразование, в ходе которого породы могут испытывать давление, в десятки раз превышающее гравитационное, и подвергнуться дислокационному метаморфизму. В инженерно-геологической литературе имеются указания, что под влиянием тектонических движений значительно усиливается уплотнение осадочных горных пород. В.А.Приклонский отмечал высокую плотность глинистых пород олигоценового возраста Сухумского района и апшеронских глин района Мингечаура (2,2—2,3 г/см^3) при типичных значениях для кайнозойских глинистых пород Русской плиты — 1,8—1,9 г/см^3. В.Д.Ломтадзе приводил примеры, свиде-

Таблица 22.2

Зоны эпигенеза (катагенеза) и их характерные особенности

(по Л.Б.Рухину)

Показатели	Зоны эпигенеза			
	слабого	умеренного	сильного	очень сильного (слабого метаморфизма)
Давление (для областей с нормальным, средним для поверхности земли геотермическим градиентом 20—30 град/км)	до 70 атм	70—40 атм	400—2000(?) атм	2000 (?) атм
Глубины (для платформенных и слабоскладчатых областей)	до 300 м	300—1500 м	1500—8000 (?) м	8000 м
Внешний вид пород (в выветрелом состоянии)	Почти рыхлые, мягкие, похожие на первоначальные осадки. Слабо- и плотносцементированные (известняки, сухарные глины). Разламываются и растираются между пальцами. При ударе тупым концом молотка образуется значительное углубление	Уплотнение породы. Разламываются руками лишь в небольших кусках. Частично растираются между пальцами, но еще легко распадаются на слагающие частицы при выветривании и при ударе молотком. Глинистые породы обычно размокают в воде. При ударе тупым концом молотка образуется незначительное углубление	Породы плотные. Руками не разламываются, в воде не размокают, при выветривании, как правило, не распадаются на составляющие их частицы. При ударе острым концом молотка образуется незначительное углубление	Глинистые породы отчетливо сланцеваты. В песчаниках сланцеватости еще нет. При ударе молотком поверхность породы разрушается в незначительной степени. От острого конца молотка остается лишь незначительное углубление
Изменение глинистых пород	Глины. Эпигенетические изменения минерального состава почти отсутствуют	Уплотненные глины. Слабые признаки преобразования (хлоритизация, ориентирование частиц) наблюдаются лишь в шлирах	Аргиллиты. Отчетливо выраженные изменения в шлифах (появление вторичных слюд). Перекристаллизовано менее половины глинистого вещества	Глинистые сланцы. Сильное преобразование, хорошо заметное невооруженным глазом. Перекристаллизовано больше половины глинистых минералов. Размер образовавшихся частиц до 0,01—0,05 мм

Окончание табл. 22.2

Показатели	Зоны эпигенеза			
	слабого	умеренного	сильного	очень сильного (слабого метаморфизма)
Изменение песчаных пород	Образование кальцитового цемента, перекристаллизация, замещение им глинистых минералов, обломочных зерен кварца и полевых шпатов	Первые признаки замещения кварцем кальцита цемента. Вторичное наращивание обломочных зерен кварца и полевых шпатов. При обилии кальцитового цемента продолжение замещения кварца кальцитом	Дробление обломочных зерен. Отчетливо выражено окварцевание. Образование типичных кварцитовых структур. Мелкозубчатого сочленения зерен нет	Появление мелкозубчатых сочленений зерен. Энергичное окварцевание. Раскристаллизация обломков пород. Массовое появление вторичных слюд
Характер углей	Лигниты, матовые бурые угли	Блестящие бурые и длиннопламенные каменные угли	Спекающиеся: газовые (частично), паровично-жирные, коксовые, отощенные спекающиеся	Тощие угли, антрациты, ографиченные антрациты
Характер отжатия воды (по В.Д.Ломтадзе)	Удаление свободной воды	Удаление слабосвязанной воды	Удаление прочносвязанной воды	
Особенности подземных вод (по Н.К.Игнатовичу)	Зона активного водообмена. Обычно пресные воды	Зона затрудненного водообмена. Умеренно минерализованные воды	Зона застойного режима. Сильно минерализованные воды	
Плотность песчано-глинистых пород, г/см^3	1,4—2,1	2,1—2,6	более 2,6	
Пористость, %	более 20	20—5	менее 5	

тельствующие о том, что плотность одновозрастных пород платформы и складчатых областей резко различна. Так, плотность скелета меловых глинистых пород Поволжья составляет 1,36—1,78 г/см^3, а меловых глинистых пород (плотных аргиллитов) Крымской зоны альпийской складчатости — 2,31—2,54 г/см^3. Плотность юрских глин района Москвы и Поволжья 1,32—1,40 г/см^3, а одновозрастных пород Прикаспийской впадины 1,70—1,72 г/см^3. Средняя плотность нижнекаменноугольных глин Подмосковного бассейна 1,48—1,85 г/см^3, аргиллитов, угленосной каменноугольной формации Среднего Урала 1,8—2,0 г/см^3, а глинистых сланцев карбона Донбасса 2,45—2,70 г/см^3.

Можно считать установленным, что на протяжении всей истории существования осадочных пород, начиная с момента накопления осадка и до превращения его в метаморфические образования, происходит изменение их минерального состава, структуры, текстуры и физико-механических свойств под воздействием различных процессов литификации.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ПРИ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Наиболее обстоятельно изучено влияние литификации на формирование свойств глинистых пород. Еще в 1956 г. В.Д.Ломтадзе предложил инженерно-геологическую классификацию глинистых пород с учетом степени их литификации. Им выделено пять групп пород: предельно малой, малой, средней, высокой и предельно высокой степеней литификации — и дана краткая характеристика инженерно-геологических особенностей каждой группы.

К первой группе отнесены различные илы (супесчаные, суглинистые и глинистые, непылеватые и пылеватые). Обычно они характеризуются жидкой или вязкотекучей консистенцией, очень высокой пористостью и влажностью (75—80%). Свободная вода в илах преобладает над связанной и легко из них выжимается. Илы свободно уплотняются, имеют предельно малую прочность и обладают способностью тиксотропных превращений.

Глинистые породы малой степени литификации с вязкотекучей или пластичной консистенцией, высокой пористостью и влажностью (40—80%); для них характерны явления ползучести. В эту группу входят мягкие, малоуплотненные глинистые породы и лёссы.

Третью группу составляют уплотненные разности глинистых пород, для которых характерны умеренная естественная влажность (до 25—30%) и значительная плотность (пористость не превышает 40—45%). Породы имеют пластичную или полутвердую консистенцию, содержат только связанную воду.

К четвертой группе отнесены породы высокой степени литификации, типичными представителями которой являются аргиллиты. Они характеризуются невысокой влажностью (до 12—15%), значительной плотностью (плотность скелета достигает 2,40—2,50 г/см^3), обладают прочными кристаллизационно-конденсационными связями. Породы обладают некоторой жесткостью, но иногда тугопластичны; временное сопротивление сжатию не превышает единиц мегапаскалей (МПа).

К группе пород предельно высокой степени литификации отнесены сланцеватые аргиллиты и некоторые глинистые сланцы, естественная влажность которых не превышает 3—4%, плотность скелета близка к плотности твердых частиц. Породы обладают прочными кристаллизационно-конденсационными

связями; их временное сопротивление сжатию измеряется десятками мегапаскалей.

Приведем инженерно-геологическую характеристику субаквальных глинистых плиоцен-четвертичных отложений Бакинского архипелага, полученную И.Г.Коробановой (1965) и Г.Г.Ильиной (1969) для непрерывного разреза на глубину до 1200 м. По показателям физического состояния и физико-механических свойств здесь выделились следующие зоны литификации:

1) 0—4,5 м — осадки высокой гидратированности, рыхлой структуры. Пластическая прочность их близка к нулю (0,009—0,119 МПа), пористость 65—52%, объемная усадка до 44%, естественная влажность в подошве зоны достигает 46%;

2) от 4—5 до 7—8 м — осадки высокой гидратированности, рыхлые; показатель пластической прочности возрастает до 0,14 МПа, объемная усадка по-прежнему значительна (до 21%), пористость высокая (49—43%), естественная влажность 37% в верхних слоях зоны, снижается до 26% в ее подошве;

3) от 7—8 до 70—90 м — породы мягкопластичные, еще содержат большое количество свободной воды; естественная влажность (32—21%) значительно выше максимальной молекулярной влагоемкости и влажности предела пластичности; объемная усадка значительна (16—22%), пористость высокая (48—38%);

4) от 70—90 до 550—600 м — породы тугопластичной консистенции, на грани перехода к сильно уплотненному состоянию, структурные связи значительно упрочнены; величина сопротивления одноосному сжатию достигает 3,5 МПа. Влажность резко снижается (26—17%), хотя пористость остается значительной (35—43%);

5) от 550—600 до 1200 м — твердые по консистенции глинистые грунты, прочность которых составляет 6,0 МПа; естественная влажность резко уменьшается (до 8%) и на глубине 1200 м близка к гигроскопической влажности. Пористость снижается до 20%.

В табл. 22.3 приведены построения В.И.Осипова и В.Н.Соколова, увязывающие стадии литогенеза с особенностями формирования свойств глинистых грунтов. Данные В.Н.Соколова, приведенные в табл.22.4, показывают, что глинистые образования, отвечающие каждой стадии литогенеза, характеризуются и определенными значениями показателей физико-механических свойств.

ФОРМИРОВАНИЕ ПРОСАДОЧНЫХ СВОЙСТВ ЛЁССОВЫХ ГРУНТОВ

Формирование просадочности — геологический процесс. Он протекает неодинаково в разных геологических условиях и обязательно включает несколько *этапов*: 1) накопление элементарного слоя пылеватого осадка (в разных климатических обстановках и под влиянием разных генетических факторов); 2) преобразование осадка этого слоя в ходе раннего субаэрального диагенеза в просадочный (а) или непросадочный (б) грунт; 3) последовательное накопление просадочных грунтов налегающих друг на друга элементарных слоев и образование толщи просадочных лёссовых грунтов (а) или накопление толщи непросадочных грунтов и их дальнейшее преобразование в субаэральных условиях в просадочные в ходе прогрессивного или регрессивного (гипергенные изменения) литогенеза (б), иных природных (в) и техноген-

Таблица 22.3

Стадии и этапы литогенеза глинистых осадков и пород

(по В.И.Осипову, В.Н.Соколову, В.В.Еремееву, 2001)

Стадии литогенеза	Этапы литогенеза	Глубина нижней границы, м	Давление на нижней границе, МПа	Температура на нижней границе, °С	Ассоциации глинистых минералов	Общая пористость на нижней границе, %	Влажность на нижней границе, %	Консистенция	Преобладающий тип контактов
Диагенез	Ранний	8–15	0,15	10—15	Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, смешаннослойные	60—75	45—95 $W >> W_L$	Скрытотекучая	Дальний и ближний коагуляционный
	Поздний	80—300 (500)	2–10	15—20	Та же, что и на предыдущем этапе	35–45	30–45 $W \leq W_L$	Пластичная	Ближний коагуляционный
Катагенез	Ранний	900—1800 (2000)	20—30	50—60	Гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные, каолинит	16—25	10—18 $W \geq W_P$	Полутвердая	Коагуляционный и переходный
	Средний	2100–3600	60–80	80–100	Гидрослюда, смешаннослойные, хлорит	4—12	$W \geq W_{mg}$	Твердая	Переходный и фазовый (цементационный)
	Поздний	2600—5000	120—200	150—200	Гидрослюда, хлорит	2–4	3–5 $W << W_{mg}$	Твердая	Фазовый (кристаллизационный и цементационный)
Метагенез		10000—15000	более 200	более 200	Диоктаэдрическая гидрослюда, серицит, хлорит	1—2	1—2 $W << W_{mg}$	Твердая	Фазовый (кристаллизационный)

Таблица 22.4

Изменение свойств глинистых образований при субаквальном литогенезе

(по В.И.Осипову и др., 2001)

Стадии литогенеза	Этапы	Уплотнение		Дегидратация		Коэффициент сжимаемости, $МПа^{-1}$	Прочность на одноосное сжатие, МПа	Упругий (E_y) и общий (E_O) модули деформации, МПа	Сцепление, МПа	Угол внутреннего трения, градус
		стадии	пористость, %	стадии	пористость, %					
Диагенез	Ранний	Свободного геостатического уплотнения	60—75	Удаление свободной воды	45—95	150—30				
	Поздний		35—45		30—45	20—0,01	0,03–0,5	E_O – 0,1—10	0,01—0,05	5—18
Катагенез	Ранний		16—25	Удаление слабосвязанной (осмотической воды)	10—18		0,6–4	E_O – 10—10^2 E_y – $3 \cdot 10^2$	0,03—0,1	14—26
	Средний	Затрудненного геостатического уплотнения	4—12	Удаление прочносвязанной (адсорбционно-связанной) воды	3—5		3—15	E_O – (1—3)·10^2 E_y = (5—8)·10^7	0,12—0,6	20—36
	Поздний	Совместного развития геостатического и рекристаллизационного уплотнения	2—4		1—2		5—60	E_O – $8 \cdot 10^2$ E_y – 10^3	0,12—0,8	22—38
Метагенез		Рекристаллизационный	1—2							

ных (г) процессов; 4) консервация просадочности и сохранение толщ просадочных лёссовых грунтов в течение геологического или хотя бы исторического времени. Из этого следует вывод, что просадочность лёссовых грунтов может сформироваться на разных этапах формирования грунта, как *сингенетическое свойство*[1] она формируется непосредственно в ходе накопления и раннего субаэрального диагенеза пылеватого осадка. *Эпигенетическая просадочность* возникает после завершения осадконакопления в ходе прогрессивного или регрессивного литогенеза (Трофимов, 1980), в ходе преобразования уже сформировавшейся породы, пусть еще очень слабой, непрочной.

В процессе изучения генезиса просадочности лёссовых грунтов было постулировано восемь *механизмов ее формирования*. Все они группируются в два класса: класс недоуплотнительных и класс разуплотнительных механизмов (табл. 22.5). Первый включает гидратационно-дегидратационно-недоуплотнительный механизм, реализуемый при образовании сингенетической просадочности эоловых лёссовых грунтов, дегидратационно-недоуплотнительный механизм формирования такой же по генезису просадочности делювиальных и пролювиальных лёссовых грунтов и дегидратационно-доуплотнительный механизм, приводящий к формированию эпигенетической просадочности аллювиальных лёссовых образований. Второй класс объединяет пять механизмов: гипергенно-дегидратационно-разуплотнительный, криоэлювиально-дегидратационно-разуплотнительный, криосингенетическо-сублимационный, криоэпигенетическо-сублимационный и газогидратный. Все они при реализации могут обусловить образование только эпигенетической просадочности в толщах лёссовых грунтов разного генезиса и возраста.

Характеристика сути названных механизмов в наиболее полном виде возможна и критически оценена В.Т.Трофимовым (1999). Им же суммированы экспериментальные доказательства работоспособности различных механизмов формирования просадочности лёссовых грунтов, полученные различными авторами. Следует считать экспериментально доказанной работоспособность лишь первых четырех видов механизмов из восьми (табл. 22.5).

Реализация гидратационно-дегидратационно-недоуплотнительного механизма формирования сингенетической просадочности эоловых лёссовых грунтов доказана экспериментами Т.В.Андреевой, А.С.Ветрова, Б.Ф.Галая, О.Н.Ереминой, Н.В.Коломийцева, Н.Н.Комиссаровой, В.А.Королева, Е.Ю.Куликовой, В.Т.Трофимова. Реальное функционирование дегидратационно-недоуплотнительного механизма формирования просадочности пролювиальных и делювиальных лёссовых грунтов подтверждено работами В.С.Бондаренко, Н.Г.Мавлянова, В.Т.Трофимова. Те же позиции в отношении аллювиальных лёссовых грунтов доказаны Т.Г.Алексеенко, В.С.Бондаренко, М.Р.Горским, А.В.Ершовой, В.Т.Трофимовым, М.И.Яковлевым. Огромный доказательный экспериментальный материал о работоспособности гипергенно-дегидратационно-разуплотнительного механизма получен В.С.Бондаренко, Н.В.Коломийцевым, Н.Н.Комиссаровой, А.В.Минервиным, В.Т.Трофимовым и др. Доказана универсальность этого механизма формирования просадочности лёссовых грунтов; реализация же криогенных механизмов не является необходимой для образования просадочности грунтов разного возраста и генезиса.

[1] Вопрос о син- и эпигенетических свойствах грунтов детально рассмотрен в гл. 1.

Таблица 22.5

Систематика постулированных механизмов формирования просадочности лёссовых грунтов

(*по В.Т.Трофимову*)

Механизм формирования просадочности			Авторы	Год выдвижения	Генетические типы пылеватых отложений, в которых данный механизм реализуется
класс	группа	вид			
Недоуплотнительные	недоуплотнительные	гидратационно-дегидратационно-недоуплотнительный	Н.Я.Денисов	1946	эоловые[1]
		дегидратационно-недоуплотнительный	Н.Я.Денисов	1946	пролювиальные, делювиальные[1]
		дегидратационно-доуплотнительный	Н.Я.Денисов	1946	аллювиальные[2]
Разуплотнительные	гипергенно-разуплотнительный	гипергенно-дегидратационно разуплотнительный	А.В.Минервин	1959	разные[2]
		криоэлювиально-дегидратационно-разуплотнительный	А.В.Минервин, Е.М.Сергеев	1964	разные[2]
	криогенно-разуплотнительные сублимационные	криосингенетическо-сублимационный	А.В.Минервин	1982	сингенетически промерзшие отложения любого генезиса
		криоэпигенетически сублимационный	А.В.Минервин	1982	эпигенетически промерзшие отложения любого генезиса
	газогидратный		А.В.Коновалов	1997	разные[2]

Примечания: [1] при реализации данного механизма в этих отложения формируется сингенетическая просадочность;
[2] то же, эпигенетическая просадочность.

Все эти данные, а также созданные разными авторами логико-графические модели формирования просадочности лёссовых грунтов позволили сформулировать частные теории формирования просадочности эоловых, делювиальных и пролювиальных и аллювиальных лёссовых грунтов. Рассмотрим главные позиции некоторых из них.

В основу теории формирования просадочности эоловых лёссовых грунтов положена гипотеза Н.Я.Денисова (1949), доказанная в настоящее время обширным экспериментальным материалом.

Рассматривая процесс образования этих отложений, Н.Я.Денисов отмечал, что скопления эоловой пыли элементарного слоя осадка могли превратиться в связную породу только после увлажнения и высыхания. В условиях сухого климата увлажнение накапливающихся осадков такого слоя и уже сформировавшихся при предшествующем увлажнении—дегидратации молодых пород происходит периодически под воздействием атмосферной влаги, которая промачивает толщу на глубину обычно не превышающую 1—1,5 м. В соответствии с этим в накапливающейся толще с некоторой долей условности обособляются два горизонта — верхний, охватывающий часть толщи от верхней поверхности осадка до глубины проникновения атмосферной влаги, и нижний, залегающий глубже. В пределах верхнего горизонта осадок и молодая порода находятся в условиях переменного увлажнения и высыхания в период выпадения дождей и некоторое время после него они обладают высокой влажностью и низкой прочностью, в остальное время — малой влажностью (из-за испарения воды) и достаточно высокой прочностью. Молодая порода нижнего горизонта находится вне влияния атмосферных вод; воздействие же испарения здесь сказывается. Поэтому в пределах нижнего горизонта эта порода постоянно обладает малой влажностью и в целом относительно высокой прочностью.

В процессе накопления осадка поверхность толщи постепенно поднимается. Одновременно повышается и граница, разделяющая толщу на два вышеназванных горизонта. Осадок и структурированная порода в пределах верхнего горизонта периодически (во время увлажнения) приобретают состояние, оптимальное для уплотнения. Но в это время он испытывает настолько малое давление, создаваемое в этом слое самим осадком, что его плотность существенно возрасти не может.

Часть толщи, залегающая ниже этой границы, испытывает значительно большее давление от вышележащего осадка и породы; но поскольку ее влажность мала, она не может эффективно уплотняться (сохраняет высокую пористость) из-за влияния «сцепления упрочнения». Последнее возникает в ходе испарения воды в порах осадка и отложения на контактах и поверхности частиц углекислого или сернокислого кальция и других солей.

В возникновении этого сцепления и структурных особенностей породы в целом определенная роль принадлежит агрегации частиц осадка при его высыхании. В итоге из пылеватого осадка в ходе субаэрального диагенеза на первом его этапе формируется толща недоуплотненных лёссовых пород.

Приведенные выше соображения показывают, что в истории формирования лёссовых грунтов эолового генезиса в условиях аридного климата период проявления высокого давления от веса вышележащих образований не совпадает с периодом существования оптимальных (по степени увлажнения) условий уплотнения. Осадки находились в благоприятных условиях по последнему показателю (имели большую влажность) лишь тогда, когда они залегали близко

к дневной поверхности. Но в это время они испытывали влияние ничтожно малого давления. Когда же давление в результате прогрессивного накопления осадков повышалось, пылеватые отложения вследствие уменьшения влажности и появления кристаллизационных и иных связей упрочнялись, превращались в породу, которая уплотнялась очень слабо. В итоге в ходе седиментации и раннего этапа субаэрального диагенеза сформировались недоуплотненные толщи лёссовых пород, обладающих просадочными свойствами.

Просадочность эоловых лёссовых пород, формирующаяся таким способом — в ходе осадконакопления и раннего субаэрального диагенеза при условии постепенного повышения кровли толщи в результате продолжающегося осадконакопления, — выделена В.Т.Трофимовым (1980) в особый генетический тип просадочности — *сингенетический*. Описанный же механизм формирования просадочности эоловых лёссовых пород назван «*гидратационно-дегидратационно-недоуплотнительным*».

Формирование просадочности толщ отложений этого генезиса происходит в несколько этапов:

1) накопление элементарного слоя эолового пылеватого осадка в условиях аридной или семиаридной климатических обстановок; 2) преобразование осадка этого слоя в ходе раннего субаэрального диагенеза в просадочный грунт-породу при реализации гидратационно-дегидратационно-недоуплотнительного механизма; 3) последовательное накопление сингенетически просадочных пород налегающих друг на друга элементарных слоев и образование толщи сингенетически просадочных лёссовых пород; 4) консервация сингенетической просадочности и сохранение толщ просадочных лёссовых грунтов в течение геологического или хотя бы исторического времени.

В периоды длительных перерывов на сингенетически просадочные эоловые лёссовые породы воздействуют гипергенные процессы. В ходе их развития под влиянием гипергенно-разуплотнительного механизма этот тип просадочности в верхней части разреза толщи (или верхнего циклита в циклитно построенной толще) может быть преобразован в *сингенетическую*, а в средней — в *эпи-сингенетическую* по генезису. Первичная, сингенетическая просадочность при такой геологической истории сохраняется «в чистом виде» в нижней части циклита.

Совершенно иным путем формируется просадочность аллювиальных лёссовых грунтов. Она возникает в результате изменения термовлажностных условий в связи с их «переходом» в разрез надпойменной террасы уже после завершения их осадконакопления и превращения в высокопористую породу (преимущественно скрыто- и линзовиднослоистых микрофаций аллювия) в условиях поймы. В таких грунтах может реализоваться просадочность только под дополнительной нагрузкой.

История уплотнения аллювиальных пылеватых отложений пойменной фации представляется следующей. При накоплении пылеватых осадков в пойме давление, испытываемое элементарным их слоем в связи с увеличением мощности последующих перекрывающих образований с 0 до $h_м$, возрастает от 0 до P_i. Поскольку осадки водонасыщены (или сильно увлажнены), то их уплотнение эффективно и совпадает с кривой нормального уплотнения (см. рис. 1.17, отрезок *а—б*). В ходе геологического развития пойменные условия сменяются обстановкой надпойменной террасы, что обусловливает некоторое подсыхание усадки (см. рис. 1.17, *б*, *в*) аллювиальных отложений. Если затем эти грунты в условиях аридного климата будут перекрыты образования-

ми делювиального (пролювиального) происхождения (или на них возведут инженерное сооружение), то суммарная нагрузка на рассматриваемый слой возрастает до P_2. Под ее влиянием маловлажные упрочненные породы этого слоя начнут уплотняться. Их уплотнение идет по кривой, лежащей выше кривой нормального уплотнения, в результате чего возникает эпигенетическая недоуплотненность аллювиальных грунтов (при этом, чем больше величина дополнительной пригрузки и чем меньше влажность этих пород, тем большей будет степень такой недоуплотненности). В соответствии с этим увлажнение грунта здесь вызовет его доуплотнение и дополнительную осадку—просадку.

Просадочность аллювиальных лёссовых пород, формирующаяся таким способом, выделена в особый генетический тип — *эпигенетический*. Сам же механизм формирования просадочности аллювиальных лёссовых пород назван «*дегидратационно-доуплотнительным*» (точнее этот механизм может быть назван «последегидратационно-доуплотнительным»).

Формирование просадочности толщ отложений этого генезиса происходит в несколько этапов: 1) накопление элементарного слоя полностью водонасыщенного пылеватого осадка в разных климатических обстановках; 2) преобразование осадка этого слоя в непросадочную породу в разрезе поймы; 3) последовательное накопление пород налегающих друг на друга элементарных слоев и образование в пределах поймы толщи непросадочных аллювиальных грунтов; 4) дальнейшее преобразование грунтов этой толщи в субаэральных условиях надпойменной террасы в просадочные в ходе прогрессивного литогенеза при проявлении природных (а) или техногенных (б) процессов; 5) консервация просадочности и сохранение толщ аллювиальных просадочных лёссовых грунтов в течение геологического или хотя бы исторического времени. Из этого следует вывод, что просадочность аллювиальных лёссовых грунтов по отношению ко времени накопления толщ является более поздней, т.е. эпигенетической в общегеологическом понимании. В субаэральной обстановке надпойменной террасы при последующем постоянном воздействии на такие просадочные аллювиальные породы гипергенно-разуплотнительных процессов величина ранее сформировавшейся просадочности может прогрессивно увеличиваться. Генезис же просадочности остается таким же — эпигенетическим.

Создание частных теорий формирования просадочности лёссовых грунтов конкретных генетических типов отложений не сняло все вопросы, связанные с объяснением распределения величин просадочности по разрезу толщ, а следовательно, и происхождения просадочных свойств лёссовых пород. Подчеркнем, что генетическая трактовка просадочности лёссовых пород и распределения ее величины по разрезу, исходя из принципа «действия только одного механизма ее образования», всегда представляла непростую, а во многих случаях нерешаемую научную задачу, особенно для разрезов сложного строения. Это было обусловлено тем, что лишь недавно было осознано, что невозможно объяснить многообразие распределения величины просадочности лёссовых грунтов по разрезу исходя из названного принципа. Иначе говоря, исследователи вынуждены были зафиксировать такую позицию: во многих ситуациях (если не в большинстве случаев) невозможно объяснить распределение величины просадочности по разрезу исходя из признания действия какого-либо отдельного (одного) механизма формирования просадочности лёссовых пород.

Классическим примером такой ситуации являются аллювиальные лёссовые грунты, венчающие разрез аллювия надпойменных террас, которые проявляют просадочные свойства не только при дополнительных, но и при действии природной нагрузки. Это явление не может быть объяснено реализацией только одного дегидратационно-доуплотнительного механизма. И это не будет согласовываться с основными положениями частной теории формирования просадочности лёссовых пород аллювиального генезиса, если она будет учитывать действие только одного названного механизма.

Второй пример. В разрезах многих мощных циклитно построенных толщ лёссовых грунтов эолового и пролювиального генезиса величина просадочности ниже горизонтов современной или погребенных почв резко возрастает по величине и часто становится максимальной для разреза данного циклита не только при дополнительных, но и при природной нагрузках. Последнее не может быть объяснено реализацией ни гидратационно-дегидратационно-недоуплотнительного механизма формирования просадочности эоловых лёссовых грунтов, ни дегидратационно-недоуплотнительного механизма — в отношении пород пролювиального генезиса.

Третий пример. Во многих разрезах толщ лёссовых грунтов эолового или пролювиального генезиса погребенные почвы оказываются просадочными. Это их свойство определяется не механизмами ее формирования, характерными для эоловых или пролювиальных отложений, а явно другими причинами — гипергенно-разуплотнительным механизмом.

Это свидетельствует о том, что даже в теориях формирования просадочности лёссовых грунтов определенного генезиса должны найти отражение не только условия и следствия реализации так называемого основного для этих отложений механизма, но и должны быть учтены особенности развития сопутствующих механизмов. Без этого многие генетические построения не могут быть выполнены. Это тем более необходимо учитывать при создании общей теории формирования рассматриваемого свойства.

В качестве исходного теоретического положения *общей теории формирования просадочности лёссовых грунтов*, которое позволило бы описать и объяснить процесс формирования просадочности лёссовых пород как их полигенной совокупности с различным распределением ее (просадочности) по разрезу, является *постулат о вожможности одновременного, частично одновременного или последовательного действия различных механизмов, приводящих к образованию рассматриваемого свойства*. Если признать в качестве исходной позиции этот постулат, то следует принять и следующую позицию: величина и распределение просадочности по разрезу есть функции наложения друг на друга различных процессов ее формирования. При этом следует подчеркнуть, что среди действующих механизмов формирования просадочности есть по крайней мере один, который является всеобщим механизмом, проявляющимся и накладывающимся на любой другой действующий или на результаты действовавшего ранее механизма. Таким механизмом, с точки зрения В.Т.Трофимова (1999), является гипергенно-дегидратационно-разуплотнительный механизм формирования просадочности, который теоретически может проявляться везде и всегда и который в том или ином виде сопровождает любой другой процесс формирования и развития пород в субаэральных условиях.

Такое наложение механизмов может быть истинным — при одновременном развитии или хотя бы частичном совпадении времени развития двух ме-

ханизмов. Однако так же называют результат наложения действия одного механизма на результат другого, когда время проявления второго механизма не связано со временем реализации первого.

К важнейшим элементам структуры общей теории формирования просадочности лёссовых грунтов относятся следующие компоненты:

1) многочисленные эмпирические данные о просадочности лёссовых пород разного возраста и генезиса, часть из которых не может быть объяснена на основе частных теорий формирования просадочности лёссовых пород определенного генезиса;

2) теоретический постулат — формирование просадочности лёссовых пород может быть обусловлено как действием отдельных (частных) механизмов, так и их «наложением» друг на друга;

3) многочисленные экспериментальные лабораторные и применительно к массиву доказательства работы разных механизмов формирования просадочности лёссовых пород;

4) логико-графические модели формирования просадочности лёссовых пород, отражающие важные закономерности формирования просадочности лёссовых пород, в том числе и модели, учитывающие наложение одних механизмов на результаты действия предшествовавших;

5) совокупность далее вводимых утверждений, вытекающих из принятых теоретических предпосылок и экспериментальных доказательств.

Основные утверждения общей теории формирования просадочности лёссовых грунтов сформулированы В.Т.Трофимовым (1999):

а) просадочность лёссовых грунтов в реальных разрезах, в том числе и в одном разрезе, может иметь разный генезис — сингенетический, эпи-сингенетический, син-эпигенетический и эпигенетический;

б) просадочность как сингенетическое свойство может сформироваться только в лёссовых грунтах эолового, делювиального и пролювиального генезиса в соответствии с гидратационно-дегидратационно-недоуплотнительным и дегидратационно-недоуплотнительным механизмами;

в) просадочность как эпи-сингенетическое и син-эпигенетическое свойство формируется при наложении гипергенно-дегидратационно-разуплотнительного механизма (точнее, гипергенно-разуплотнительной его составляющей) на законсервированные результаты дегидратационно-недоуплотнительного механизма в просадочных толщах эоловых, делювиальных и пролювиальных лёссовых грунтов. В случае формирования просадочности как эпи-сингенетического свойства ведущая роль остается за первичными механизмами, во втором случае — син-эпигенетическая просадочность — ведущая роль в формировании просадочности уже принадлежит наложенному механизму;

г) просадочность как эпигенетическое свойство лёссовых грунтов формируется только под влиянием дегидратационно-доуплотнительного механизма в аллювиальных отложениях и гипергенно-дегидратационно-разуплотнительного механизма, всеобщего по своей сущности;

д) просадочность в нижней части разреза большинства циклитов мощных циклитно построенных толщ лёссовых грунтов эолового и пролювиального генезиса является сингенетической, выше по разрезу — эпи-сингенетической, а в верхней части циклита под горизонтами современной и погребенных

почв — син-эпигенетической вследствие наложения результатов действия гипергенно-разуплотнительного механизма;

е) просадочность лёссовых грунтов любого генезиса вследствие наложения гипергенно-разуплотнительного механизма может проявляться под действием не только дополнительной, но и природной нагрузки;

ж) максимальная величина просадочности лёссовых грунтов должна быть свойственна тем частям разреза, в пределах которых по генезису она эписингенетическая или син-эпигенетическая;

з) максимальные мощности просадочных лёссовых грунтов наблюдаются в разрезах эоловых и пролювиальных отложений, просадочность которых является сингенетическим свойством. Наложение гипергенно-разуплотнительного механизма на грунты таких разрезов не приводит к увеличению мощности просадочной толщи ни в целом, ни в разрезах отдельных циклитов.

Сформулированные позиции позволяют объяснить ход процесса формирования просадочности в разрезах лёссовых пород любого генезиса и строения. Это не означает, что не возникает каких-либо вопросов и трудностей. Они появляются главным образом из-за невысокого уровня знаний формирования и дальнейшей «жизни» массивов лёссовых грунтов. Необходим дальнейший поиск новых подходов к получению более достоверных данных по этим вопросам, в частности комплексирования абсолютного датирования, изотопии, детального изучения спорово-пыльцевых комплексов, которые используются инженер-геологами пока лишь эпизодически. Все эти методы должны тесно комплексироваться с детальным инженерно-геологическим опробованием опорных разрезов лёссовых грунтов.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ, ГАЛОИДНЫХ И КРЕМНИСТЫХ ГРУНТОВ И ИХ СВОЙСТВ

Карбонатные грунты

Со времен К.Линнея (XVIII в.) все карбонатные породы считались только биогенными. В начале XX в. эта точка зрения практически была отвергнута, и химический способ образования карбонатных пород был признан основным. Реакцией на этот чисто химический подход были исследования Н.М.Страхова, Г.И.Бушинского и других исследователей, которые к 50-м гг. XX в. пришли к выводу о том, что и в фанерозое и в настоящее время большая часть карбонатов имеет биогенное происхождение, а их химическое осаждение весьма подавленно и незначительно.

При всем разнообразии условий и обстановок карбонатонакопления преобладающая часть карбонатных осадков образуется в специфических условиях: теплой, мелководной морской среде, характеризующейся прозрачностью. Первичные химический и биологический способы, а также вторичный механический способ карбонатообразования приурочены к теплым поясам Земли. Помимо широтной (температурной) зональности карбонатонакопление контролируется другой климатической зональностью, определяемой степенью аридности, а также батиметрической и физико-географической зональностью.

В аридных зонах Земли до современного геологического времени сохраняются возможности химического осаждения не только $CaCO_3$, но и доломита, а также магнезита благодаря сильному испарению и общему отрицательному балансу влаги. Батиметрическая зональность проявляется в том, что ниже оп-

ределенной глубины (в среднем 4500 м), благодаря высокому давлению (до 450 атм) и низкой температуре (до 0...−2°С), в морской воде очень много растворенного газа CO_2, что приводит к полному растворению карбонатов. Физико-географическая зональность отражается не столько на карбонатонакоплении, сколько на образовании карбонатных пород, потому что накопление карбонатного материала, даже весьма интенсивное, не означает образования карбонатных пород. Абсолютные массы карбонатонакопления максимальны у берегов и уменьшаются в сторону центральных частей водоемов. Однако у берегов еще более интенсивно накапливается терригенный материал и карбонаты составляют лишь примеси или цемент в обломочных или глинистых осадках. Дальше от берега интенсивность накопления терригенного материала снижается более резко, чем карбонатного, и последний становится преобладающим, т.е. создающим свои породы, все более чистые в направлении, перпендикулярном береговой линии.

По способу формирования карбонатные породы подразделяются на хемогенные, биогенные и механогенные. *Хемогенные* карбонатные осадки образуются из пересыщенных растворов. Карбонаты практически сразу возникают как кристаллы, которые оседают под действием силы тяжести. Опускаясь на глубину, они могут частично или полностью раствориться в агрессивных (ненасыщенных внизу) холодных водах. Поэтому хемогенные породы микро- и тонкозернистые, плотные, обычно однородные и тонкослоистые, их пористость составляет 2—5%. Хемогенные известняки довольно часто образуются в подвижных мелких водах, когда кальцит или доломит выпадает на взмученных песчинках, служащих зародышевыми центрами оолитов и пизолитов.

Биогенные карбонатные осадки образуются осаждением скелетных остатков планктонных и нектонных организмов и бентоса. Планктоногенными являются визуально незернистые, пелитоморфные известняки. Нектогенная группа представлена в основном цефалоподовыми, аммонитовыми известняками. Органогенные известняки имеют более низкую плотность и высокую пористость (до 30% и более).

Механогенные карбонатные породы возникают при расчленении и перемывании известковых осадков и пород как хемогенных, так и биогенных. Обломочные известняки отличаются большим разнообразием структур (от крупнообломочных до пелитовых) и типов цемента, повышенными примесями терригенного материала. Чаще всего это плотные породы с низкой пористостью (1,5—1,2%).

Перекристаллизованные известняки образуются в процессе катагенеза и метагенеза из известняков различного происхождения. Это кристаллические зернистые известняки и мраморы с разнообразным размером зерен: от микрозернистых до крупнозернистых и даже гигантозернистых (отдельные кристаллы кальцита в мраморах имеют размеры до нескольких сантиметров). Все перекристаллизованные известняки в свежем состоянии имеют ничтожную пористость, как правило менее 2%.

Относительно происхождения доломитовых пород существуют различные точки зрения. Большинство исследователей выделяют две основные группы доломитов: первично-седиментационные и вторичные (диагенетические и эпигенетические). *Первичные доломиты* образуются при непосредственном химическом осаждении из вод, формируются в бассейнах повышенной солености и в разрезе часто переслаиваются с эвапоритами. Они характеризуются

более низкой пористостью, чем вторичные доломиты. Диагенетические доломиты возникают за счет замещения боле ранних осадков $CaCO_3$:

$$2CaCO_3 + MgSO_4 \leftrightarrow CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaSO_4,$$
$$2CaCO_3 + MgCl_2 \leftrightarrow CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaCl_2.$$

Для образования доломита и в этом случае необходима достаточно высокая концентрация в морской воде $MgSO_4$, т.е. те же палеогеографические условия, что и при осаждении первичных доломитов.

Для доломитов характерна неравномернозернистая структура. Большинство исследователей отмечают, что доломитизация известняковых пород приводит к увеличению пористости, создавая твердый скелет осадка, затрудняющий последующее уплотнение материала. Эпигенетические доломиты образуются в результате изменения полностью литифицированных известняков под воздействием просачивающихся нисходящих подземных вод или восходящих гидротермальных растворов. Такие доломиты кавернозны, характеризуются неоднородной зернистостью и неоднородностью структуры, когда наряду с участками полностью доломитизированной породы сохраняются участки не затронутой этим процессом реликтовой структуры.

Различные по происхождению карбонатные породы имеют разные показатели физических и физико-механических свойств. Органогенные известняки обладают низкой плотностью и высокой пористостью, что обусловлено наличием внутренних полостей в целых органических остатках и промежутками между ними. Пористость таких известняков достигает 35—40%. Известняки химического происхождения имеют пелитоморфную или микрозернистую структуру, их пористость составляет 2—5%. Обломочные известняки отличаются большим разнообразием структур и типов цемента, а также повышенным содержанием терригенного материала. Перекристаллизованные в процессе мета- и катагенеза известняки в сохранном состоянии имеют, как правило, пористость менее 2%.

Главным фактором, определяющим прочность на сжатие известняков, является пористость. При равной пористости решающее значение приобретает размер зерна. Наибольшей прочностью обладают мелкозернистые кристаллические разности, показатели прочности на сжатие их превышают 100 МПа. Среднезернистые известняки, как правило, имеют прочность около 70—80 МПа. Прочность слаболитифицированных известняков-ракушечников редко достигает 20 МПа.

Доломиты в целом имеют более высокие показатели физико-механических свойств. Однако вторичная доломитизация известняков в большинстве случаев приводит к увеличению их пористости. Наибольшей прочностью обладают микро- и тонкокристаллические доломиты с пористостью до 3—4%, их прочность на сжатие достигает 140—180 МПа. К наиболее слабым относятся вторичные доломиты органогенного или обломочного происхождения, часто имеющие пористость около 40%, а прочность — 15—30 МПа. При водонасыщении прочность доломитов снижается в 1,5—2 раза.

Галоидные грунты

Эти грунты в последнее десятилетие привлекают все большее внимание инженер-геологов в связи с созданием в их толщах подземных хранилищ

различного назначения, прежде всего для углеводородов. Калийные соли представляют собой упруго-вязкую, практически непроницаемую среду с достаточно высокими показателями прочности (см. гл. 17), которые позволяют создавать емкости объемом до 500 тыс. м^3 и более.

Мощные залежи солей формировались в солеродных бассейнах, которые находились в благоприятных ландшафтно-геологических условиях. Выпадение солей в осадок обеспечивалось, в первую очередь, испарением в условиях аридного климата, что доводило минерализацию воды бассейна до состояния рассола-рапы, из которого в соответствии с концентрацией, температурой и составом кристаллизовались соли. Первыми из раствора выделялись сульфаты кальция (гипс, ангидрит), затем галит (NaCl), затем сульфаты магния (кизерит, эпсомит), затем сильвин (KCl), карналлит (KCl, $MgCl \cdot 6H_2O$) и бишофит ($MgCl \cdot 6H_2O$).

Строение солей формируется в процессе осадконакопления и постгенетических преобразований и определяет их криогенные и деформационные свойства (см. гл. 17). Для стадии седиментогенеза и раннего катагенеза характерны так называемые «перистые» и слоистые структуры от тонкозернистых до крупнозернистых. В процессе дальнейшего катагенеза в результате процессов перекристаллизации образуются крупнокристаллические и даже гигантокристаллические соли, часто с ослабленными структурными связями. Именно они имеют наименьшие значения прочности (около 15 МПа и менее), тогда как прочность тонкозернистых разновидностей обычно превышает 30 МПа.

Кремнистые грунты

Кремнистые грунты образовывались в шельфовых зонах морских бассейнов в условиях, когда на пенепленизированных континентальных равнинах, благодаря теплому гумидному климату, активно протекали процессы химического выветривания и в моря выносилось огромное количество кремнекислоты. Основная ее часть поступала в морские бассейны в виде истинных растворов и способствовала бурному расцвету диатомей, скелетные остатки которых явились основным породообразующим материалом для формирования кремнистых пород. Некоторая часть кремнезема поступала в водоемы седиментации в виде геля, старение которого сообщало породам некоторую структурную прочность уже в начальные стадии диагенеза.

При определенных физико-химических и термодинамических условиях (при повышении pH среды до щелочной, некотором увеличении температуры и давления) кремнистое вещество скелетов диатомей растворялось и образовывались его новые формы — опал, кристобалит, халцедон, кварц. Первичная органогенная структура породы при этом почти полностью исчезает. Формируются тонкозернистые афанитовые структуры, однородные слоистые текстуры. Раскристаллизация кремнезема в процессе постгенетических преобразований кремнистых пород приводит к упрочнению породы и формированию новых типов структурных связей. В диатомитах эти связи имеют коагуляционно-конденсационную природу, в трепелах — преимущественно конденсационную природу, а в опоках — кристаллизационную. В зависимости от характера структурных связей физико-механические свойства кремнистых пород существенно различны (см. гл. 17).

22.4. Вулканогенно-осадочные грунты

Формирование вулканогенно-осадочных грунтов приурочено (и в прошлом, и в настоящее время) к областям вулканической деятельности. Выделяются (Фролов, 1992) три способа образования осадков — эффузивно-седиментационный (лавокластитовый и гиалокластитовый), эксплозивно-седиментационный и гидротермно-седиментационный. В результате их реализации формируются различные генетические типы вулканогенно-осадочных отложений (табл. 22.6). Эффузивно-осадочные отложения, часто называемые эффузивно-обломочными, образуются из продуктов дробления застывающей лавы по мере движения ее потоков при излиянии. Эксплозивно-осадочные (эксплозивно-обломочные) отложения формируются в отличие от них при осаждении пирокластической массы.

Пирокластический материал образуется при разрыве газами жидкой лавы и может переноситься в атмосферных условиях или в водных потоках на большие расстояния от центров извержений. Этот горячий материал представлен пеплами, шлаками, пемзами, лапиллями, бомбами и кристаллокластами. Дальность переноса пеплового материала составляет сотни тысяч километров, лапилли разносятся на несколько десятков километров, а бомбовый и глыбовый материал — на первые километры от места извержения. Чередование в разрезе пирокластических пород разного гранулометрического состава (от грубых в основании к более мелким в кровле толщи) обычно характерно для образований многофазных извержений. В зависимости от преобладания пирокластического материала с определенным составом, размером и условиями его отложения формируются разные породы: по размерности обломков — агломератовые, псаммопсефитовые и пепловые туфы, по составу — витро-, лито- и кристаллокластические (табл. 22.7).

Пирокластические породы представляют собой продукты деятельности в основном вулканов центрального типа. Почти во всех глобальных структурах Земли преобладает пирокластика андезитового и андезит-базальтового состава, а кислые тефры и туфы встречаются реже (Шарфман, Кузнецов, 2001).

Таблица 22.6

Классификация генетических типов вулканогенно-осадочных отложений

(по В.Т. Фролову, 1995)

Надкласс	Класс (ряд)	Род — группа и подгруппа	Вид — тип — отложения
Отложения	Вулканогенно-осадочный	эффузивно-осадочная	лавокластиты гиалокластиты эффузивные
		эксплозивно-осадочная — туфы	пирокластические потоки шлаковые конусы тефровые обрушения (обломочные лавины) «направленных взрывов» гидроэксплозивные притрубочные грязевулканические
		гидротермно-осадочная	вулканический элювий гидротермные отложения

Таблица 22.7

Классификация вулканогенно-обломочных пород

(по В.С. Шарфману, И.Е. Кузнецову, 2001)

Типы обломочных структур	Размер обломков, мм	Эффузивно-обломочные (лавокластические)		Эксплозивно-обломочные (пирокластические)		Осадочно-пирокластические (смешанные)
		с лавовым цементом	с гидрохимическим цементом	сваренные и спекшиеся	уплотненные и сцементированные гидрохимические (туфы)	туффиты (пирокластического материала более 50%)
Агломератовый (глыбовый) Псефитовый	200 50 200 10—50 2—10	Лавобрекчии, автомагматические брекчии	Лавокластиты, гиалокластиты	Агглютинаты, спекшиеся туфы, игнимбритоподобные туфы	Агломератовые (крупноглыбовые) Глыбовые Крупнопсефитовые (крупнолапиллиевые) Мелкопсефитовые (мелколапиллиевые)	Агломератовые (крупноглыбовые) Глыбовые Крупнопсефитовые (крупнолапиллиевые) Мелкопсефитовые (мелколапиллиевые)
Псаммитовый	0,5 2 0,25—0,5 0,1 —0,25				Псаммитовые	Псаммитовые
Алевропелитовый и пелитовый	0,1 —0,05 менее 0,01			Туфы пепловые	Алевропелитовые и пелитовые	Алевропелитовые и пелитовые

Рыхлые пирокластические образования распространены в областях современного вулканизма и представлены тефрой. Литифицированные разности, распространенные и в этих же областях, и главным образом в областях палеовулканизма, представлены туфами, спекшимися туфами и агглютинатами. Наряду с пирокластическими принято выделять (см. табл. 22.7) осадочно-пирокластические (смешанные) породы — туффиты, состоящие из смеси пирокластического и осадочного материала примерно в равных количествах.

Туффиты — породы, содержащие не менее 50% пирокластического материала — обычно тесно ассоциируют с пирокластическими породами, постройки которых в водной среде легко разрушаются. Пирокластический материал переоткладывается и смешивается с осадочным, в результате чего и формируются туффиты, которые визуально очень похожи на туфы смешанного состава. Наиболее четко диагностируются алевропелитовые туффиты — тонкослоистые породы, состоящие из пепла и цементирующего их кремнистого или кремнисто-глинистого вещества. В строении таких толщ, характерных для удаленных зон вулканов, часто различима ритмичность.

Эффузивно-осадочные лаво- и гиалокластиты (см. табл. 22.7) формируются в результате фрагментации лавовых потоков и захоронения возникающих обломков в окружающих осадках. Как правило, их формирование происходит в подводных (или полледных) условиях (Фролов, 1993). Лавокластиты образуются в результате дробления лавовых шаров или внешних частей потока при его движении. Гиалокластиты возникают в результате десквамации лав при

соприкосновении с холодной водой или льдом или же в результате пульверизации лавы (глобулярные гиалокластиты) через трещины в застывшей лавовой корке. Впоследствии отложения цементируются терригенным заполнителем, а также в результате вторичного разогрева или циркуляции поствулканических растворов.

Гидротермно-осадочные образования представлены осажденными из гидротермальных (не обязательно горячих) растворов известковыми туфами, травертинами и гейзеритами, которые распространены не столь широко, как другие генетические типы вулканогенно-осадочных пород. Газовые эксгаляции вулканической деятельности также могут давать твердые осадки. Так, сероводород, окисляясь на воздухе, дает серу, которая образует конусы высотой до 10 м, часть его связывается в сульфиды или сульфаты. Весьма специфическими по составу и свойствам грунтами являются вулканогенно-обломочные породы, измененные в условиях их естественного залегания в пределах гидротермальных систем земной коры.

22.5. Криогенные (мерзлые) грунты

Криогенные грунты формируются при изменениях их температуры в область ее отрицательных значений. Главными факторами, определяющими облик криогенных пород, являются их состав и влажность к началу промерзания (Попов и др., 1985; Ершов, 1990). Различное соотношение времени накопления грунта и его промерзания обусловливает не только разный характер льдонакопления и в конечном итоге — существенно различающиеся текстуры и свойства криогенных грунтов, но и их криогенетический тип. При малом промежутке времени, прошедшем от накопления осадка до его промерзания, свойства грунта не успевают претерпеть диагенетических изменений, тогда как при большом промежутке времени его диагенетические изменения могут быть достаточно глубокими. Если накопление и промерзание грунтов происходят совместно, единовременно — то образуются *сингенетические* (при наличии многолетнемерзлого субстрата под слоем накапливающегося осадка) или *диагенетические* (при отсутствии многолетнемерзлого субстрата под слоем накапливающегося осадка) грунты. Если же накопление толщи и ее промерзание в геологическом смысле разделены, то образуются *эпигенетические* грунты.

В криолитозоне широко распространены криогенетически неоднородные толщи, представляющие собой комбинации трех вышеперечисленных типов криогенных грунтов. При определении их генетической принадлежности ведущим признаком является их криогенное строение или криогенные текстуры (рис. 22.9), которые существенно различны для син-, диа- и эпикриогенных грунтов, а также распределение крупных залежей повторно-жильных (рис. 22.10) и пластовых льдов в мерзлых породах.

Эпигенетически могут промерзать любые типы грунтов — от скальных до дисперсных, включая органогенные. При образовании эпикриогенных грунтов чаще всего промерзают в различной степени обезвоженные литифицированные грунты, в которых комплекс диагенетических физико-химических процессов продвинулся достаточно далеко или даже завершился. Дисперсные, скальные и полускальные грунты, несмотря на один и тот же способ

№ п/п	Тип криогенной текстуры	Группа криогенных текстур	Виды криогенных текстур	Условные обозначения криогенных текстур	Разновидности криогенных текстур в зависимости от: толщины включений льда, см	расстояния между включениями льда	распределения включений льда по глубине	ориентации, ориентации включений льда в массиве	Условия промерзания и состав отложений: состав отложений	способ промерзания
1	Массивная	Простая	Массивная		1	—	—	—	Тонкодисперсные Крупнозернистые	Эпигенетический Сингенетический
2	Слоистая	Простая	Линзовидная		Тонкослоистые 0,1–0,5 Мелкослоистые 0,5–1 Толстослоистые 1–5 Крупнослоистые больше 5	*n*-порядка	Равномерно-слоистые Неравномерно-слоистые	Горизонтальное	Тонкодисперсные	То же
3			Полосчатая						То же	Эпигенетический
4			Волнистая						>>	Эпигенетический Сингенетический
5	Слоистая	Сложная	Косая					Наклонное	Тонкодисперсные Пылеватые пески	Сингенетический
6			Плойчатая					Вертикальное	То же	
7			Прожилковая						>>	То же
8			Поясковая						Тонкодисперсные	>>
9			Сложная слоистая						То же	>>
10	Сетчатая	Простая	Ячеистая		Тонкосетчатые 0,1–0,5 Мелкосетчатые 0,5–1 Толстосетчатые 1–5 Крупносетчатые больше 5		Равномерно-сетчатые Неравномерно-сетчатые		Тонкодисперсные	Эпигенетический Сингенетический
11			Плетенчатая							Эпигенетический
12			Чешуйчатая							
13			Плитчатая							
14			Блоковая							
15		Сложная	Сложная сетчатая						То же	То же
16	Корковая	Простая	Корковая				Ориентированное Беспорядочное		Гравийно-галечные	Эпигенетический Сингенетический
17	Порфировая, пятнистая		Порфировидная, пятнистая						Тонкодисперсные Торф	Эпи- и сингенетический
18	Базальная	Сложная	Базальная						Гравийно-галечные	Эпигенетический
19	Атакситовая		Атакситовая						Тонкодисперсные	Сингенетический

Рис. 22.9. Наиболее распространенные криогенные текстуры в толщах, сложенных синкриогенными и эпикриогенными грунтами (*Методика..., 1979*)

промерзания, существенно различаются свойствами и строением; поэтому обычно разделяют дисперсные и скальные эпигенетически промерзшие грунты.

Эпигенетически промерзшие грунты — наиболее распространенный тип криогенных грунтов. Все горные территории криолитозоны — это области преимущественного развития эпикриогенных толщ, сформировавшихся при промерзании скальных грунтов. В этой области сингенетически промерзают только вновь накапливающиеся толщи: склоновые, озерные, ледниковые, водно-ледниковые.

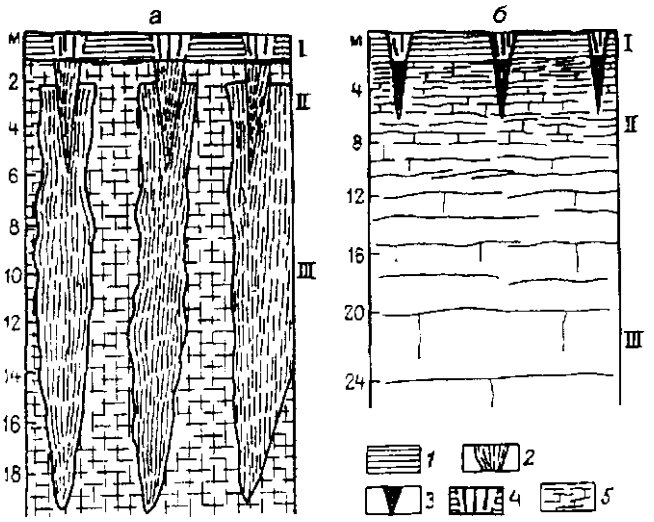


Рис. 22.10. Принципиальное различие в распределении текстурообразующих и повторно-жильных льдов в синкриогенных (*а*) и эпикриогенных (*б*) грунтах (*по А.И.Попову*):

1 — сезонноталый слой; *2* — сингенетические ледяные жилы; *3* — эпигенетические ледяные жилы; *4* — грунтовые жилы в сезонноталом слое; *5* — шлиры льда

Криогенное строение эпигенетически промерзших дисперсных грунтов в значительной степени определяется их литогенетическим типом, влажностью грунтов перед промерзанием, наличием или отсутствием водоносных горизонтов в разрезе толщ, степенью литификации грунтов, теплооборотами. Подобные толщи могут быть эпикриогенными в силу того, что они накопились раньше, чем на территории началось многолетнее промерзание земной коры. Эпигенетическим способом также могут промерзать мощные толщи бассейновых отложений — морских, ледово-морских, лагунных, озерных. Они состоят преимущественно из тонкодисперсных грунтов: глин, суглинков, супесей. Таким же способом промерзают вытаивающие из ледников морены, а также русловые аллювиальные пески и галечники, древние коры выветривания. Грубодисперсные грунты (пески, галечники) в условиях «закрытой» системы промерзают с отжатием влаги от фронта промерзания. Поэтому льдистость таких мерзлых грунтов в целом невысокая — 10, реже до 20%.

В эпикриогенных толщах повторно-жильные льды имеют небольшую мощность — до 3—6 м (см. рис. 22.10, *б*). А вот пластовые ледяные залежи инъекционного, инъекционно-сегрегационного и сегрегационного генезиса могут иметь мощность более 40—50 м и протяженность до нескольких километров.

Скальные грунты и их коры выветривания естественно промерзали эпигенетически. Криогенные текстуры в скальных грунтах являются унаследованными, льдистость массива (и отдельных его частей) определяется в первую очередь петрографическим составом пород, трещиноватостью и степенью их обводненности в период промерзания. Первичная трещиноватость скальных массивов усиливается процессами криогенной дезинтеграции при многолетнем промерзании—протаивании, что в свою очередь определяется как историей криолитозоны, так и положением различных частей массива по отношению к дневной поверхности, характером их обводненности и т.д. Даже в гранитах, песчаниках, сланцах в трещинах встречается жильный лед. Количество льда относительно невелико и визуально не превышает 1% общего объема грунтов. Однако лед, цементирующий отдельности грунтов, в трещиноватых зонах заметно изменяет их свойства.

Мощность кайнозойских эпикриогенных толщ достигает 400—500 м и более, а общая мощность эпикриогенных пород с подстилающим их слоем,

содержащим подмерзлотные сильно охлажденные сильно минерализованные воды — криопеги, может превышать 1000—1200 м.

Сингенетическое промерзание — это по существу криогенный диагенез осадков. Сингенетически промерзать могут только дисперсные осадочные грунты, как минеральные, так и органоминеральные и органогенные. Распределение льдистости в толще синкриогенных грунтов — равномерное или равномерно-циклическое.

Синкриогенные толщи формируются при одновременности, синхронности процессов осадконакопления и промерзания. Естественно, что после промерзания эти толщи никогда не протаивали. Поэтому они сложены только грунтами «молодого» плиоцен-четвертичного возраста. Сингенетическое промерзание осадков обычно происходит снизу вверх. Для начала развития процесса сингенстического промерзания необходимо, чтобы в основании накапливающихся осадков уже залегали мерзлые толщи, промерзшие эпигенетически.

Синкриогенные толщи развиты в областях активного осадконакопления, где развиты континентальные толщи новейших отложений — аллювиальные, дельтовые, ваттово-лайдовые, эоловые, склоновые. Их морфология имеет ряд специфических черт. Прежде всего, это достаточно равномерное и ритмичное распределение высокой льдистости по разрезу, слоистые и линзовидные, реже сетчатые равномерные тонко- и микрошлировые криогенные текстуры (см. рис. 22.10, *а*) и крупные скопления повторно-жильного льда. Обычно синкриогенные грунты представлены пылеватыми песками, супесями и суглинками, в разной степени оторфованными, или торфом. Как правило, сингенетические породы характеризуются равномерно распределенными по вертикали пачками часто расположенных ледяных шлиров, разделенных слоями грунтов с редкими шлирами.

Вероятно, наиболее древними из сохранившихся на Земле синкриогенных грунтов являются морсиные и прилсдниковые отложения в Антарктиде, возрастом более 2 млн лет. Наиболее широким распространением характеризуются позднеплейстоценовые (возрастом от 50 до 10 тыс. лет) и голоценовые (возрастом менее 10 тыс. лет) синкриогенные грунты. Мощность толщ синкриогенных грунтов редко превышает 50—60 м.

Высокая льдистость сингенетических мерзлых толщ часто обусловлена и широким развитием в них сингенетических повторно-жильных образований, которые формируются достаточно длительное время (рис. 22. 11 и 22.12). Крупные системы повторно-жильных льдов (общей высотой до 40—50 м) обычно встречаются в супесчаных, суглинистых, реже в песчаных отложениях; реже мощные повторно-жильные льды можно встретить в крупнообломочных (с тонкодисперсным заполнителем) и гравийно-галечниковых грунтах. Пластовые погребенные сингенетические залежи высотой достигают нескольких метров и протяженностью десятков метров.

Под диагенетически (парасингенетически, по Е.М.Катасонову) промерзшими грунтами понимаются такие водные отложения, которые сформировались при отсутствии многолетнемерзлого субстрата на дне водоема и промерзли в результате изменения температурного режима осадочной толщи в субаквальных условиях того же водоема, на стадии диагенеза. К мерзлым толщам этого типа в области морской аккумуляции следует относить лагунные, некоторые бухтовые и шельфовые отложения, а в пределах континента —

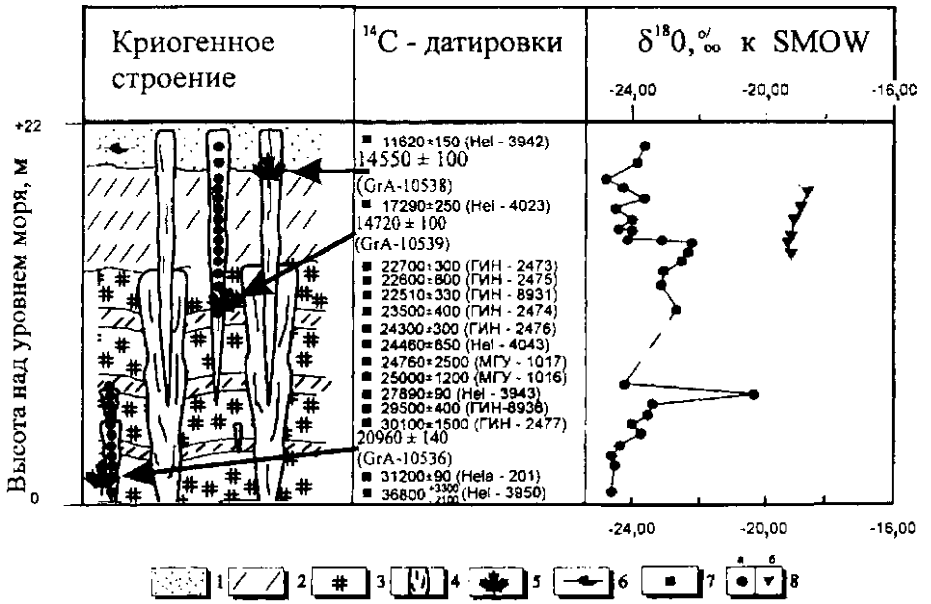


Рис. 22.11. Сеяхинский позднеплейстоценовый сингенетический полигонально-жильный комплекс на Восточном Ямале (*по Ю.К.Васильчуку, 1992*):

1 — песок; *2* — супесь; *3* — торф; *4* — повторно-жильный лед; *5* — отбор образцов льда жил для радиоуглеродного AMS-датирования; *6* — прибрежно-морские непереотложенные фораминиферы в песчаной толще; *7* - отбор образцов органики из вмещающих жилы отложений на радиоуглеродный анализ; *8* — отбор образцов на изотопно-кислородный анализ: *а* — из ледяных жил, *б* — из текстурообразующих шлиров льда во вмещающих жилы отложениях

часть озерных и аллювиальных, сформировавшихся в условиях сквозного талика, ликвидированного впоследствии в процессе сокращения площади и глубины водоема.

Лагунные отложения промерзают диагенетически в процессе развития, как правило, связанного с осушением прибрежной части верхней зоны шельфа. Согласно принципиальной схеме, предложенной В.А.Усовым, их переход в многолетнемерзлое состояние происходит по мере выработки профиля равновесия на пологом береговом склоне, в результате чего возникают условия для избыточного накопления осадочного материала на значительном удалении от берега. Отложения подводного склона в части, примыкающей к мерзлому массиву пляжа, промерзают сингенетически. По мере удаления от берега многолетнемерзлая толща линзовидно выклинивается на некоторой глубине от поверхности дна. После формирования надводного бара, изолирующего часть акватории от волн открытого моря, происходит образование в его толще мерзлого ядра. По мере обмеления и сокращения площади лагуны ее отложения, накапливающиеся в пределах этой акватории, охлаждаются до отрицательной температуры, не приводящей к льдовыделению ввиду высокой минерализации поровых вод. Сближение бара с пляжем приводит к частичному смыканию обеих мерзлых толщ на максимально возможном удалении от берега и, следовательно, на максимальной глубине от поверхности дна лагуны. Диагенетические процессы преобразуют толщу донных илов, залегающих над образовавшимся мерзлым ядром в тем большей степени, чем дольше идет

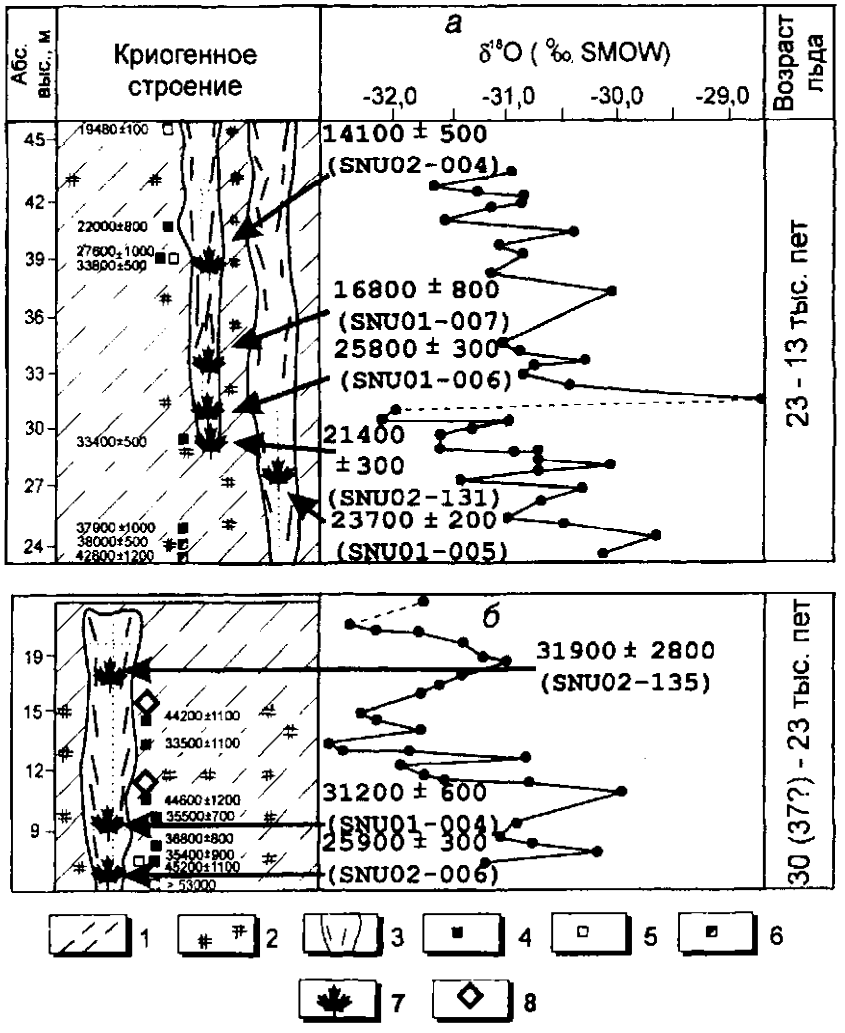


Рис. 22.12. Дуванноярский позднеплейстоценовый сингенетический полигонально-жильный комплекс в низовьях Колымы (*по Ю.К.Васильчуку и др., 2002*):

а — верхняя часть среднего по течению фрагмента разреза, *б* — нижняя часть нижнего по течению фрагмента разреза; *1* — супесь; *2* — торф и растительные остатки; *3* — сингенетические повторно-жильные льды, шириной 2,5—3 м; *4—8* — точки отбора образцов для радиоуглеродного датирования: *4* — рассеянных корешков, *5* — костей, *6* — веток, *7* — отбор образцов льда жил для радиоуглеродного AMS-датирования, *8* — отбор образцов из вмещающих жилы отложений для радиоуглеродного AMS-датирования нескольких фракций органики

промерзание подстилающих их отложений. В дальнейшем происходит полное смыкание мерзлого ядра бара с мерзлой толщей пляжа, что приводит к ликвидации изолированных таликов в песчаной толще и формированию в лагунных илах ледяных инъекций (в несколько этапов). Их форма определяется состоянием охлажденного илистого субстрата; в уплотненных и частично цементированных льдом отложениях она преимущественно угловатая, в легко деформируемых — овальная. На заключительном этапе формирования диак-

риогенной толщи бар примыкает к пляжу, акватория лагуны поднимается над уровнем моря, а на внешнем крае примкнувшей части берега (бывшем наружном склоне бара) уже сингенетически промерзают отложения подводного склона.

Диагенетически промерзшие грунтовые толщи зоны пляжа в зависимости от условий осадконакопления различаются по составу и криогенному строению. Тонким пескам и супесям, слагающим незатопляемые участки пляжа, свойственна массивная криотекстура. Супесчано-суглинистым отложениям приливной зоны на лайдовых берегах присущи тонкошлировые слоистая и сетчато-слоистая криогенные текстуры. Их суммарная льдистость 50—70%.

22.6. Техногенные (искусственные) грунты

Свойства техногенных грунтов формируются под влиянием большого количества как природных, так и антропогенных факторов. Образование этих грунтов происходит в определенных инженерно-геологических и природно-климатических обстановках, влияющих на общую направленность и скорость преобразования химико-минерального состава, строения, состояния и свойств грунтов, общих для любых грунтов (водно-тепловой режим, химический состав подземных и поверхностных вод, состав и биомасса флоры и фауны, взаимодействующей с грунтами, и т.д.). Однако в подавляющем большинстве случаев роль этой группы факторов для формирования искусственных грунтов имеет все же подчиненное значение; на первое место выступают способ и технология создания таких грунтов. Кроме того, в отличие от природных образований формирование состава и свойств техногенных грунтов происходит не в геологическом, а в физическом времени, и роль этого фактора может быть прямо противоположной для разных типов искусственных грунтов.

Техногенные грунты, созданные преобразованием природных грунтов в условиях их естественного залегания, образуются преимущественно в результате целенаправленного изменения первоначальных свойств последних одним из методов технической мелиорации (табл. 22.8) и представляют собой *улучшенные* скальные, дисперсные либо криогенные грунты. Свойства этих грунтов формируются под влиянием следующих четырех групп факторов.

Прежде всего это состав, строение и свойства преобразуемых природных грунтов, которые определяют саму возможность и целесообразность применения того или иного способа их улучшения. Так, в зависимости от дисперсности, пористости и степени влажности могут применяться 10 разных способов уплотнения только связных грунтов; наиболее рациональный способ снижения водопроницаемости трещиноватых скальных грунтов определяется их исходным коэффициентом фильтрации, шириной трещин и наличием заполнителя того или иного состава и т.д.

Вторая, определяющая, группа факторов — технологическая: тип воздействия на грунты и его параметры. Так, просадочность лёссовых грунтов может быть ликвидирована силикатизацией, обжигом, замачиванием, гидровиброуплотнением или армированием грунтовыми сваями. Очевидно, что физические и физико-механические свойства новообразованного грунта будут совершенно разными в зависимости от выбранного метода. При инъекционном закреплении грунтов определяющее значение имеет выбор вида инъецируемого вещества, его рецептура, давление нагнетания и др.

Таблица 22.8

Общая классификация методов искусственного улучшения грунтов

(по С.Д. Воронкевичу, 1974)

Классы		Группы		Типы	Виды (применительно к различным видам грунтов)				
Характеристика	Область применения	Название	Направленность искусственного изменения грунтов		скальные и полускальные	грубообломочные	песчаные	лёссовые	глинистые
Закрепление грунтов на месте их естественного (или искусственного) залегания	усиление оснований сооружений; увеличение устойчивости склонов, откосов и подземных выработок; создание противофильтрационных завес; уменьшение водопритоков к горным выработкам	обезвоживание	Уменьшение водообильности; повышение плотности и устойчивости	гравитационное дренирование	гравитационный дренаж; водопонижение		водопонижение; вакуумирование		песчаные дрены
				физико-химическое дренирование	—		—	электродренаж; химические сваи	
		уплотнение	Повышение плотности и устойчивости; уменьшение водопроницаемости	механическое уплотнение			гидровиброуплотнение	замачивание	—
				инъекционное уплотнение	уплотнение трамбованием и взрывами; глинизация и кольматация; тампонирование инъекционными растворами				
		упрочнение	Увеличение прочности; Уменьшение сжимаемости и водопроницаемости	инъекционное упрочнение	закрепление суспензионными и эмульсионными растворами; закрепление химическими растворами				
				упрочнение физическими полями	--				
Создание грунтовых материалов	устройство оснований дорожных и аэродромных покрытий; свайных оснований; противофильтрационных экранов и стенок (ограждений)	уплотнение	увеличение плотности и внутреннего трения	механическое уплотнение	—	уплотнение трамбованием и укаткой			
			снижение деформируемости	регулирование гранулометрического состава	-	введение заполнителей (пылеватые и глинистые фракции)			введение скелетных добавок (гравийные и песчаные фракции)
		химическая модификация	изменение уплотняемости, водопроницаемости; увеличение водостойкости	обработка грунтов химическими веществами при определенной влажности	—	—			агрегация и диспергация; портландцементом, известью, солями; гидрофобизация ПАВ
				обработка грунтов химическими веществами в смесях с консистенцией вязкого раствора	—				Приготовление цементоглинистых, битумо-глинистых, силикат-глинистых и полимер-глинистых смесей
		упрочнение	увеличение прочности, водо- и морозостойкости	совмещение грунтов с органическими вяжущими	-	Укрепление битумом, синтетическими и природными смолами			
				совмещение грунтов с неорганическими вяжущими		Укрепление известью, портландцементом, силикатом натрия			

Пространственное положение массива техногенно измененных грунтов влияет на формирование их свойств посредством природно-климатических и инженерно-геологических факторов, но уже после возникновения такого массива, определяя лишь постепенное изменение приобретенных свойств, например деградацию цементного камня. Безусловно, роль этих факторов в формировании свойств техногенно преобразованных грунтов невелика, и наибольшее значение они имеют для криогенных грунтов.

Четвертую группу факторов составляет возраст техногенных грунтов. Влияние возраста может проявляться в форме повышения несущей способности техногенно преобразованных грунтов в результате, например, нарастания прочности цемента во времени, либо ухудшения показателей их физико-механических свойств по мере деградации новообразованных структурных связей.

Формирование свойств *ухудшенных* техногенно измененных грунтов (искусственно разуплотненных, увлажненных, выветрелых и др.) в целом подчиняется тем же закономерностям. Однако пространственное положение и возраст имеют для них большее значение, поскольку при создании массивов таких грунтов их дальнейшие "постгенетические" изменения обычно не принимаются во внимание. Например, побочным результатом ведения земляных работ взрывным способом может стать возникновение сильно трещиноватого массива. Его размеры и степень трещиноватости определятся прочностью исходного грунта и мощностью взрывной волны. В последующем резкое увеличение водопроницаемости массива может привести к изменению состава пород под влиянием агентов выветривания, а также прогрессирующему ухудшению ряда свойств грунтов. А объем эксплуатируемых в мире подземных хранилищ углеводородного сырья, радиоактивных и химических отходов, многие из которых созданы взрывным способом, исчисляется миллионами кубометров: только в нашей стране в пласты-коллекторы удалено 46 млн $м^3$ радиоактивных отходов.

Камуфлетные ядерные взрывы в массивах каменной соли и карбонатных породах, использовавшиеся для создания подземных хранилищ с начала 70-х годов XX в. в СССР и США, возбуждают в недрах как первичные (продолжительностью до нескольких минут), так и вторичные радиационные, физико-механические и геохимические процессы, длящиеся месяцы и даже годы. Зона ядерного взрыва долго сохраняет высокую температуру и, являясь таким образом длительно действующим парогенератором, поддерживает распространение газов и летучих компонентов по порам и трещинам на большие расстояния. Адсорбция же газов и увлажнение поверхностей на стыках минеральных зерен вызывает снижение прочности пород за счет эффекта Ребиндера.

Большое значение имеет также длительная релаксация напряжений на значительных расстояниях от полости взрыва, вызывающая постепенное снижение физико-механических характеристик грунтов. Скорость волн разгрузки напряжений, например, в районе Астраханского газоконденсатного месторождения оценивается примерно в 60 км/год (Геворкян, Голубов, 1998).

Ухудшение свойств грунтов может произойти также в результате разгрузки напряжений в талых или изменения температурного режима мерзлых грунтов на дне котлована или глубокой выемки.

Формирование свойств **техногенных грунтов, созданных перемещением природных грунтов в процессе строительной и другой производственной деятельности**, в целом определяется теми же четырмя группами факторов. Важнейшее

значение для формирования свойств и насыпных, и намывных грунтов имеет *дисперсность* природных перемещаемых грунтов: она определяет саму технологию ведения работ. Так, гидронамывом укладываются только песчаные грунты; укладка связных грунтов в полезную насыпь проводится при определенной, оптимальной для данного грунта, влажности, а для грубообломочного материала она, напротив, не имеет большого значения. С другой стороны, при одном и том же составе такие важнейшие свойства искусственного грунта, как плотность и прочность, определяются исключительно *технологией* ведения работ. Эти показатели при прочих равных условиях всегда выше у намывных песков, а для насыпных образований наилучшие результаты дает послойная укладка с укаткой. *Пространственное положение* массива намывных или насыпных грунтов не оказывает существенного влияния на их свойства, но может сказаться на темпах их последующего преобразования. *Фактор времени*, напротив, имеет гораздо большее значение для этих техногенных грунтов: с возрастом массива происходит не только уплотнение грунтов, но и их «старение», обусловленное постепенным формированием коагуляционных и слабых конденсационных структурных связей, а также их упрочнением. Ярким примером является возникновение «сцепления упрочнения» в намытых песках, вызванное образованием слабого цемента из геля аморфного кремнезема и соединений железа и их последующей дегидратацией.

Техногенные грунты, созданные как отходы хозяйственной деятельности человека, чрезвычайно разнообразны. Среди них можно выделить: 1) насыпные промышленные и бытовые отходы (отвалы вскрышных пород, шлаков и золошлаков, свалки), 2) намывные промышленные отходы (гидроотвалы, шламы), 3) грунты культурного слоя. Для формирования свойств этих грунтов наибольшее значение имеют исходный состав материала — часто весьма разнородный, из которого образуется техногенный грунт, и возраст массива. Отличительная особенность этих техногенно образованных грунтов заключается в значительном преобразовании их химико-минерального состава в *физическом* времени, влекущем за собой существенное изменение свойств массива. Поэтому возраст таких грунтов имеет определяющее влияние на их свойства, а общей тенденцией можно считать повышение несущей способности массивов антропогенных грунтов во времени.

Интенсивное преобразование состава этих грунтов обусловлено низкой устойчивостью их компонент в новых термодинамических условиях — ведь многие из них не имеют аналогов в природе и подвергаются быстрому химическому разложению. В наименьшей степени этому процессу подвержены грунты отвалов вскрышных пород, но и в них могут присутствовать неустойчивые в зоне выветривания минералы. На скорость преобразования состава антропогенных грунтов в значительной степени влияет пространственное положение массива, в основном через его водно-тепловой режим и, конечно, технология создания массива.

Для формирования свойств грунтов культурного слоя определяющее значение имеют характер использования территории за весь период существования в данном месте человеческого поселения (этот период и следует рассматривать как возраст грунтов культурного слоя в целом), в ходе военных действий, с которыми связано устройство фортификационных сооружений и перемещение значительных объемов грунта. Пожары, наводнения и другие стихийные бедствия, как правило, сопровождаются резким увеличением объемов формирования культурного слоя.

Литература

Ершов Э.Д. Общая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 1990. 559 с.

Коробанова И.Г. Закономерности формирования свойств терригенных отложений. М.: Наука, 1983. 110 с.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных горных пород. М.: Наука, 1968. 92 с.

Маракушев А.А. Петрография. М.: Изд-во МГУ. Ч.I —1976 (381 с.); ч. II — 1981 (326 с.); ч. III — 1986 (384 с.).

Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. М.: Наука, 2001. 238 с.

Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 238 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.

Техническая мелиорация пород//Под ред. С.Д.Воронкевича. М.: Изд-во МГУ, 1981. 342 с.

Трофимов В.Т. Генезис просадочности лёссовых пород. М.: Изд-во МГУ, 1999. 271 с.

Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ. Кн. 1 – 1992 (336 с.); Кн. 2 — 1993 (432 с.); Кн. 3 – 1995 (352 с.).

Шарфман В.С., Кузнецов И.Е. Методика полевого петрологического изучения магматических пород при региональных геологических исследованиях. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 2001. 200 с.

ГЛАВА 23

Характеристика грунтов магматического генезиса

23.1. Интрузивные породы как грунты

Физические и физико-механические свойства скальных магматических грунтов, влияние на них минерального состава, структуры и текстуры, вторичных изменений были рассмотрены в гл. 17. Строго говоря, магматические грунты одинакового состава, структурно-текстурных особенностей и состояния должны иметь и одинаковые свойства. Однако существуют определенные зависимости в их приуроченности к различным структурно-тектоническим зонам, разновозрастным структурам, внутреннему строению интрузивных геологических тел, что также сказывается на их инженерно-геологических особенностях. Поэтому магматические грунты разных районов существенно различны и по набору петрографических видов пород, и по строению геологических тел. Поясним сказанное конкретными примерами.

Среди глубинных магматитов наибольшим распространением пользуются породы кислого состава, представленные гранитами. Им принадлежит преимущественная роль в строении древних кристаллических щитов, они слагают обширные площади в пределах Забайкальской складчатой страны, широко распространены в складчатых областях юга Сибири и других регионов. Эти породы залегают в виде массивов значительных размеров — батолитов, крупных лакколитов и штоков, а также жил и даек. Строение интрузивов различно. Во внутренних частях преобладают крупно- и среднезернистые разности, в краевых — мелкозернистые. Для краевых частей штоков и лакколитов характерна порфировидная структура, для жил и даек, кроме того, пегматитовая и аплитовая. Не одинаковы и свойства пород в разных частях интрузии, что обусловлено не только их строением, но и разной трещиноватостью (в том числе и микротрещиноватостью).

Таблица 23.1

Физико-механические свойства гранитов участка плотины Красноярской ГЭС на Енисее

(по данным Гидропроекта)

Породы	Плотность грунта, т/см³	Временное сопротивление сжатию, МПа		Водопоглощение, %
		сухой породы	водонасыщенной породы	
Гранит среднезернистый				
неизменный	2,59 2,57 — 2,64	11 48 — 186	108 79 — 15	—
с отдельными каолинизированными зернами полевого шпата	2,59 2,53 — 2,62	112 60 — 174	122 55 — 182	0,5
каолинизированный	2,54 2,49 - 2,58	112 42 — 104	83 34 — 162	—
каолинизированный окремненный	2,56 2,51 — 2,60	74 47 — 87	40 —	—
Гранит мелкозернистый				
неизмененный	2,59 2,56 — 2,76	134 95 — 183	140 99 — 182	—
с отдельными каолинизированными зернами полевого шпата	2,58 2,53 — 2,63	129 72 — 274	145 66 — 257	0,29 0,11 - - 0,45
слабо каолинизированный	2,56 —	61 52 — 70	52 —	—
каолинизированный	2,41 2,27 - 2,60	55 21 — 116	31 17 — 52	—
каолинизированный окремненный	2,57 2,56 - - 2,58	81 74 — 88	97 	—

Примечание. В числителе даны средние значения, в знаменателе — предельные.

Влияние минерального состава, структуры, вторичных изменений гранитов подробно изучено при изысканиях для Красноярской ГЭС на Енисее (табл.23.1). В строении интрузии преобладают мелкозернистые и среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты. Наиболее прочными являются мелкозернистые граниты (R_c = 130 МПа, ρ = 2,6 г/см³, водопоглощение 0,39%). Они же наиболее устойчивы к выветриванию. Среднезернистые граниты менее прочные (R_c = 100—110 МПа). В зонах, приуроченных к контактам с жильными породами, граниты каолинизированы. По степени каолинизации выделяются слабокаолинизированные (R_c = 100 МПа), каолинизированные (R_c = 60 МПа) и сильнокаолинизированные разновидности. В последних нарушены кристаллизационные связи и они не поддаются испытаниям

на сжатие, так как рассыпаются в дресву при выпиливании образцов. Коэффициент трещиноватости в сохранных массивах изменяется от 0,5 до 1,5%, в зонах дробления — до 4,7%.

Таблица 23.2

Значения модуля упругости гранитов различных районов

(по Б.П.Беликову)

Районы изучения	Модуль упругой деформации, тыс. МПа
Граниты Украины	49—85
Граниты Карелии и Ленинградской обл.	63—85
Древние граниты Кавказа	42—49
Молодые граниты Кавказа	42—61

Прочностные и деформационные свойства гранитов заметно различны для разных структурно-текстурных регионов (табл. 23.2). По мнению Б.П.Беликова, более высокие значения модуля упругости гранитов платформенных структур по сравнению с горно-складчатыми кавказскими объясняются тем, что первые значительно менее катаклазированы и изменены. Те же причины объясняют более высокие значения модуля упругости молодых кавказских гранитов по сравнению с древними.

Показатели деформационных свойств гранитов в массивах значительно ниже приведенных и целиком определяются их трещиноватостью. Так, для слаботрещиноватых гранитов Красноярской ГЭС (опыты С.А.Роза) модуль деформации оказался равным $160 \cdot 10^2$ МПа, для среднетрещиноватых — $90 \cdot 10^2$ МПа, для сильнотрещиноватых — $45 \cdot 10^2$ МПа.

Инженерно-геологические особенности габброидных интрузий хорошо иллюстрирует интрузия в основании Бухтарминской ГЭС на Иртыше (рис. 23.1). Габбровая интрузия здесь подверглась региональному метаморфизму и гидротермальной переработке и в значительной части превращена в амфиболиты. Габбро имеет равномернозернистую структуру и массивную текстуру. Для амфиболитов характерна гранобластовая структура. Среди габбро выделяются авгитовые, роговообманковые и другие разности. Показатели физико-

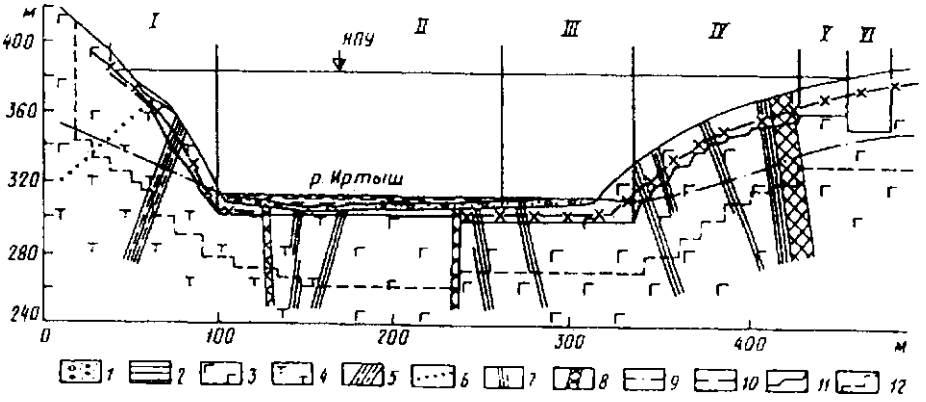


Рис. 23.1. Геологический разрез по оси Бухтарминской плотины на Иртыше:

I, IV — глухая плотина; II — стационарная плотина; III — водосливная плотина; V — водозабор; VI — шлюз; *1* — аллювий, галечники с песком; *2* — делювий, суглинки со щебнем; *3* — габбро; *4* — амфиболиты; *5* — хлорито-тремолитовые сланцы; *6* — петрографическая граница; *7* — крупная зона рассланцевания; *8* — крупная тектоническая зона; *9* — уровень подземных вод; *10* — подошва зоны интенсивного выветривания; *11* — контур врезки сооружений; *12* — контур цементационной завесы

Таблица 23.3

Физико-механические свойства диабазов

(по данным Гидропроекта)

Плотина	Породы	Плотность твердых частиц, г/см³	Плотность грунта, г/см³	Пористость, %	Временное сопротивление сжатию сухой породы, МПа среднее / пределы	Коэффициент сдвига (расчетное значение)
Братская	диабазы	2,96—3,10	2,96	1,5—2,0	180 / 240	0,80
Вилюйская	диабазы	2,96	2,95	-	150 / 217	0,80
То же	диабазы выветрелые	—	2,88	—	— / 7,0—50	—
Гумати	диабазы	—	—	—	— / 90—97	—
То же	диабазы выветрелые	—	—	—	— / 75—80	—
Усть-Илимская	диабазы	2,96	3,0	2,9	175 / 145—190	—

механических свойств породы за пределами зоны выветривания и разгрузки очень высокие: R_c = 110—160 МПа. Водопоглощение составляет 0,2%, средний коэффициент сдвига — 0,75. Водопроницаемость резко меняется в зависимости от сохранности пород: от практически водонепроницаемых до десятков метров в сутки в выветрелых зонах.

Особое место среди пород основного состава занимают долериты и диабазы, слагающие траппы, широко распространенные по Сибирской платформе. Типичной формой их залегания являются силлы (пластовые залежи) в толще палеозойских осадочных пород. Они весьма обстоятельно и всесторонне изучены в связи со строительством Братской, Усть-Илимской, Богучанской, Хантайской и Вилюйской ГЭС.

Диабазы имеют высокие показатели механической прочности, весьма близкие по своим значениям для различных петрографических разновидностей. Среднее значение их плотности составляет 2,95—2,96 г/см³, величина пористости 1,5—2,9% (табл. 23.3). Средняя величина временного сопротивления сжатию колеблется в интервале 150—180 МПа при максимальных значениях 270 МПа. В табл. 23.4 приведены сведения о деформационных свойствах некоторых диабазов и долеритов. Они свидетельствуют о том, что эти породы имеют весьма высокие значения модуля упругости, заметно превышающие аналогичные параметры гранитоидов.

Интрузия долеритов, ее состав и строение подробно изучены при инженерно-геологических изысканиях на Ангаре в створе Богучанской ГЭС (рис. 23.2). Мощность интрузии составляет 160—180 м. Для долеритов характерна

Таблица 23.4

Деформационные свойства диабазов и долеритов

(по Л.И.Нейштадт)

Плотина или район	Породы	Модуль упругой деформации, тыс. МПа среднее / пределы			Коэффициент Пуассона
		по данным полевых исследований	по данным лабораторных исследований	по данным сейсмических исследований	
Братская	Диабазы невыветрелые	22	—	—	0,30 0.32
		—	45 — 90	50 — 80	
	То же	—	—	—	
		82 — 86			
Вилюйская	Диабазы	—	90		0,30
			—	60 — 70	
Усть-Илимская	Диабазы, долериты		75		0,30
			50 — 97		
Украина	Диабазы докембрийские	—	115	—	0,26
			—		

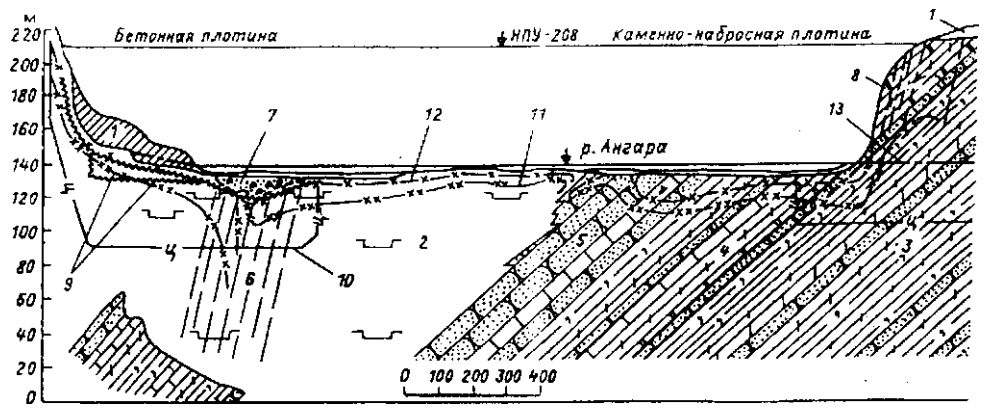


Рис.23.2. Инженерно-геологический разрез по оси Богучанской ГЭС на Ангаре (*по данным Гидропроекта*):

1 — рыхлые четвертичные отложения; *2* — долериты; *3* — верхоленская свита кембрия; *4* — илгинская свита кембрия; *5* — усть-кутская свита ордовика; *6* — зона повышенной трещиноватости и водопроницаемости в долеритах; *7* — долериты, разрушенные до дресняно-щебнистого состояния; *8* — трещины бортового отпора; *9* — контур врезки бетонной плотины; *10* — контур цементной завесы; *11—12* — нижняя граница: зона Б (*11*) и зоны *А* (*12*); *13* — уровень грунтовых вод

параллелепипедальная отдельность с высотой столбов до 10 м и шириной 2—3 м. По петрографическому составу в трапповой интрузии от кровли к подошве выделено несколько разностей долеритов (габбро-долериты грубозернистые, трахитоидные интенсивно рассланцованные долериты, долериты мел-

козернистые с ксенолитами осадочных пород, долериты среднезернистые с офитовой структурой), обусловливающих зональное строение интрузий. Зона контактового воздействия интрузии на вмещающие породы обычно не превышает 1 м. В зоне контакта песчаники окварцованы, известняки мраморизованы, алевролиты и аргиллиты превращены в роговики.

23.2. Эффузивные породы как грунты

Эффузивные образования, слагающие потоки и покровы различного возраста и сформированные на разных этапах развития того или иного региона, также заметно различаются по составу слагающих их грунтов и их физическим и физико-механическим свойствам (см. гл. 17 и 22). Исследования нескольких тысяч образцов пород базальтового состава позволили выявить зависимость между их возрастом и составом (рис.23.3). На полученных авторами графиках достаточно четко различаются кайнотипные эффузивы кайнозойского возраста и палеотипные, более древние разности. Среди эффузивов четвертичного возраста выделяются породы современных излияний. Для них характерны не только наиболее низкие значения прочности на одноосное сжатие и высокая средняя пористость, но и большая неоднородность их величин. Пористость изменяется от 3,5 до 65%, что может быть объяснено значительными вариациями газонасыщенности лав современных излияний. Большой размах величин пористости обусловил и широкий диапазон изменений показателей физических и физико-механических свойств: скорости распространения упругих волн меняются от 2,4 до 3,3 км/с, прочность на одноосное сжатие — от 60 до 100 МПа.

Плейстоцен-голоценовые эффузивы характеризуются большей однородностью свойств. Показатели свойств всех их петрографических типов достаточно близки.

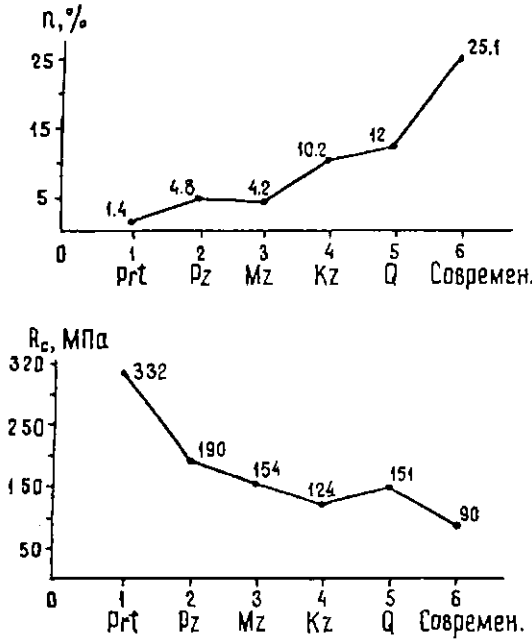


Рис.23.3. Характеристики пористости и прочности базальтов различного возраста (*по В.М.Ладыгину, Ю.Б.Фроловой*)

Исследования, проведенные указанными авторами, также показали, что эффузивные грунты, сформировавшиеся в различных обстановках, несколько различаются и по составу преобладающих пород, и по их свойствам, что подтверждается сравнением андезитов, андезитобазальтов и базальтов двух различных в геодинамическом отношении регионов: Камчатского и Кавказского. Камчатские эффузивы принадлежат к Тихоокеанскому островодужному поясу, а Кавказские — к Средиземноморскому межконтинентальному складчатому.

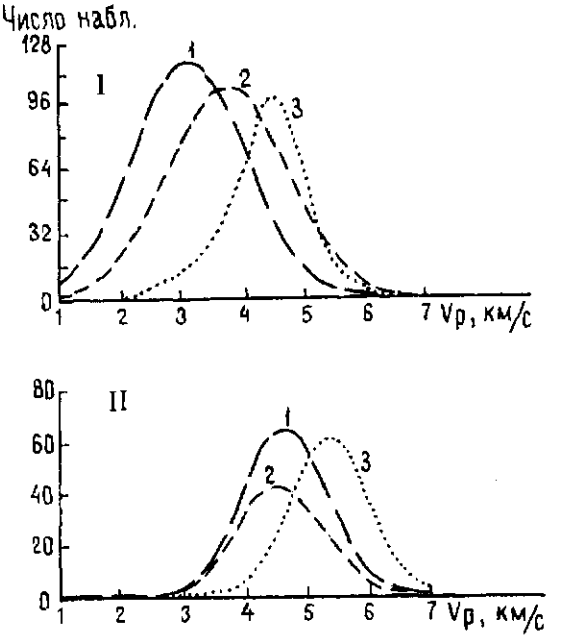


Рис.23.4. Графики распределения показателя V_p среднеплейстоцен-голоценовых эффузивов Камчатки (I) и Кавказа (II) (*по В.М.Ладыгину и др., 2001*):
1 — андезиты; *2* — андезито-базальты; *3* — базальты

В составе Камчатских эффузивов преобладают базальты, на Малом Кавказе значительна роль андезитов и андезито-базальтов. Эффузивные породы этих регионов, образованные в среднеплейстоцен-голоценовое время, заметно различаются: эффузивы Кавказа в общем случае более плотные, более прочные и акустически более «жесткие» (рис. 23.4), менее пористые.

Приведенный пример позволяет подчеркнуть чрезвычайно важный общий методологический подход к инженерно-геологическому изучению магматических пород как грунтов. Последовательность такого изучения может быть сформулирована в виде следующего алгоритма: установление принадлежности объекта к определенной структурной единице литосферы (платформы, подвижные пояса и др.) → установление возраста (стадии, этапа) формирования породы → петрографическое изучение → определение и анализ физических и физико-механических свойств.

Литература

Шарфман В.С., Кузнецов И.А. Методика полевого петрологического изучения магматических пород. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 2001. 200 с.

ГЛАВА 24

Характеристика грунтов метаморфического генезиса

24.1. Динамотермально-метаморфизованные породы как грунты

Как уже отмечалось (см. гл. 22), метаморфические грунты образуются при воздействии на осадочные и изверженные породы давления, температуры и флюидов. В зависимости от температуры, давления, типа метаморфизма исходные породы претерпевают различные преобразования. При региональном метаморфизме образуется последовательный ряд фаций от филлитов до кристаллических сланцев и гнейсов, при контактовом — роговики и сланцы, при катакластическом — милониты и катаклазиты.

Наиболее распространенными грунтами метаморфического генезиса являются регионально метаморфизованные породы. Они широко распространены в горно-складчатых областях, где часто служат основанием ответственных сооружений, либо являются вмещающими породами, инженерно-геологическое изучение которых необходимо при разработке месторождений полезных ископаемых. В зависимости от интенсивности регионального метаморфизма грунты этого генезиса существенно различны по свойствам, устойчивости на склонах и в искусственных выработках, выветриванию.

Наименее прочными и устойчивыми являются глинистые сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма каолинитовых, монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин при невысоких температурах (менее 300°С) и давлениях менее 200 МПа. В составе глинистых сланцев преобладают глинистые минералы, под микроскопом могут различаться зерна кварца, листочки хлорита или светлой слюды, иногда пирита, тонко распыленного углистого вещества. Текстура пород тонкослоистая, что определяет их быструю выветриваемость с образованием листоватой щебенки и низкую морозостойкость.

С повышением температуры до 300—350°С и давления до 400—500 МПа глинистые сланцы преобразовываются в филлиты. Характернейшей чертой их минерального состава является полное исчезновение монтмориллонита, гидрослюд, смешанослойных минералов.

При метаморфизации эффузивных пород основного состава образуются зеленые сланцы. Это рассланцованные породы, полностью утратившие первоначальную структуру и текстуру. Главными минералами, слагающими их, являются актинол, эпидот, хлорит, альбит, кварц и кальцит. Соответственно различают кальцит-хлоритовые, эпидот-актинолитовые и другие разновидности сланцев, хотя прочность их значительно выше, чем у глинистых сланцев и филлитов, они легко выветриваются, неустойчивы на склонах, в складчатых областях по ним развиваются линейные зоны и глубокие карманы выветривания.

При температурах выше 400°С и давлениях 800—1000 МПа образуются слюдяные (кристаллические) сланцы, породы с четко выраженной зернистой структурой, которые состоят из агрегатов кварца, слюды, полевых шпатов (обычно плагиоклазов). В них отсутствуют такие минералы, как калиевый полевой шпат, меняется состав плагиоклазов, появляются биотит и андалузит. Слюдяные сланцы образуются как из осадочных (парасланцы), так и из изверженных (ортосланцы) пород.

Инженерно-геологические свойства кристаллических (слюдяных) сланцев изучены при проведении инженерно-геологических изысканий на створах Саяно-Шушенской ГЭС (рис. 24.1). Толща метаморфических сланцев протерозойского возраста мощностью более 1000 м имеет неоднородный состав. Нижняя ее часть сложена метаморфизованными осадочными породами (парасланцами), а верхняя — метаморфизованными эффузивами и туфогенно-осадочными толщами (ортосланцами). Эта толща состоит из однообразных мелкокристаллических пород, окрашенных в тусклые зеленые тона, в разрезе которых выделяются пачки пород с различным содержанием кварца, плагиоклаза, эпидота и слюд.

Судя по результатам массовых определений, физико-механические свойства сланцев практически не зависят от их петрографического состава. Гораздо большее влияние на свойства сланцев оказал контактовый метаморфизм в зоне влияния ближайшей гранитной интрузии. Ширина этой зоны в пара-

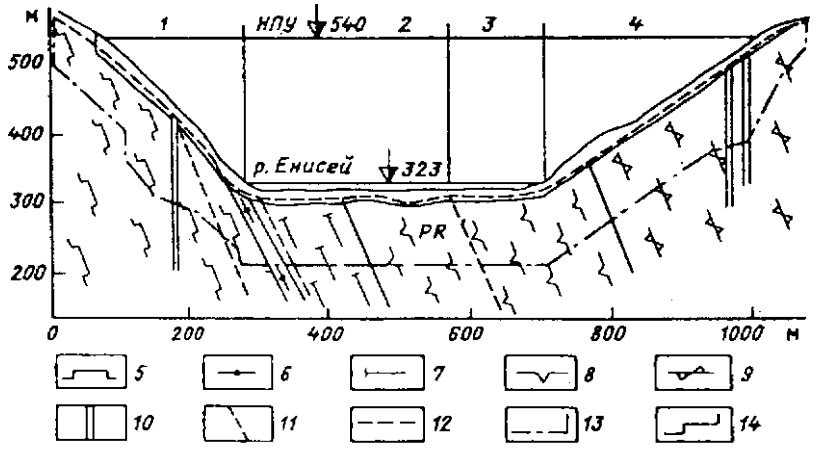


Рис.24.1. Схематический разрез по оси Саяно-Шушенской плотины:

1 — левобережная глухая часть плотины; *2* — стационарная часть плотины; *3* — водосбросная часть плотины; *4* — правобережная глухая часть плотины; *5* — первая пачка — ортосланцы зеленокаменные; *6* — плагиосерицит-кварцевые сланцы и кварциты; *7* — вторая пачка — переслаивание парасланцев и ортосланцев; *8* — третья пачка — парасланцы эпидот-биотит-кварц-плагиоклазовые; *9* — четвертая пачка — парасланцы биотит-эпидот-плагиокварцевые; *10* — дайки основного состава; *11* — тектонические нарушения; *12* — граница зоны интенсивного выветривания пород; *13* — контур цементационной завесы; *14* — контур врезки сооружений

сланцах достигает 2 км. Ороговикованные сланцы имеют большую плотность, мелкую пористость и очень высокие значения прочностных и деформационных показателей (табл. 24.1). В целом же толща сланцев может рассматриваться как высокопрочная, квазиоднородная, с величинами удельного водопоглощения в сохранных блоках менее 0,1 л/мин.

Однако следует помнить, что все сказанное справедливо лишь для ненарушенного невыветрелого массива. В зоне выветривания и разуплотнения, мощность которых в рассматриваемом случае изменяется от 5 до 30 м, все эти показатели иные.

Таблица 24.1

Физические и физико-механические свойства метаморфических сланцев в основании плотины Саяно-Шушенской ГЭС на Енисее

(*по данным Гидропроекта*)

Показатель	Ортосланцы в пределах среднетемпературной зоны	Парасланцы	
		среднетемпературная зона	низкотемпературная зона и вне зоны
Плотность, г/см^3	3,0	2,9	2,8
Пористость, %	1,3	1,05	3,6
Предел прочности на одноосное сжатие, МПа			
в сухом состоянии	146	142	75
в водонасыщенном состоянии	135	119	70
Средневзвешенное значение v_p (в керне), км/с	5430	5350	4430

Среди пород, претерпевших глубокий региональный метаморфизм, особо следует выделить гнейсы, обычно приуроченные к областям древней докембрийской складчатости, где они слагают сложнодислоцированные массивы большой протяженности в парагенезе с гранитогнейсами. Показатели физико-механических свойств гнейсов достаточно высоки как вкрест, так и параллельно сланцеватости. Однако в зависимости от структурно-текстурных особенностей они могут изменяться в значительных пределах (см. гл. 17).

Наиболее распространенными метаморфическими карбонатными грунтами являются мраморы. Они могут образовываться как при региональном, так и при контактовом метаморфизме. Это зернистые породы, состоящие из кальцита или доломита, иногда с примесью глинистых и кремнистых минералов. В зависимости от температуры и интенсивности метаморфизма структура их может быть различная. В общем случае с ростом температур наблюдается увеличение зернистости от мелко- и неравномернозернистых для низкотемпературных мраморов к крупно- и равномернозернистым у высокотемпературных разностей. Величина зерен кальцита и доломита может изменяться от долей до 10 мм и более. Породы регионально метаморфизованных комплексов имеют сланцеватую текстуру, а мраморы, образующиеся при контактовом метаморфизме, — массивную.

В зависимости от структуры и текстуры, примесей кремнезема или глинистости, показатели физико-механических свойств мраморов изменяются в широких пределах — от 100 МПа и более у мелкозернистых кремнистых разностей до 40—50 МПа у крупнозернистых.

В той же последовательности уменьшается морозостойкость пород. Так, среднезернистые кальцитовые массивные мраморы протерозойского возраста бассейна Амура характеризуются величиной прочности на сжатие 110—120 МПа; при водонасыщении она снижается до 80 МПа, а после испытания на морозостойкость — до 75 МПа. Прочность мелкозернистых доломитовых мраморов может достигать 200 МПа и более.

В отличие от других метаморфических пород мраморы растворяются в воде, содержащей углекислоту, хотя и очень слабо. Растворимость их также зависит от структуры: легче растворяются мелкозернистые разности.

Наиболее распространенной породой, образующейся при термальном контактовом метаморфизме, являются роговики. Для них характерна полная перекристаллизация исходного материала, образование кристаллобластических структур. Внешний вид роговиков разнообразен. Обычно это темные плотные породы с однородной текстурой и мелкозернистой структурой. Изменчив и минеральный состав роговиков. Чаще других встречаются кварц-биотит-полевошпатовые породы, образовавшиеся по пелитовому материалу.

В инженерно-геологической практике роговики рассматриваются как весьма благоприятные основания для ответственных сооружений. Прочность их обычно превышает механические параметры вмещающих пород, а от пород интрузий их выгодно отличает меньшая трещиноватость и большая однородность.

Хотя все роговики являются прочными породами, различия в физико-механических свойствах отдельных их разновидностей могут быть весьма существенными, что определяется как их составом, так и структурно-текстурными особенностями. В частности, при изучении роговиков одного из месторождений Моральского района они по величине прочности были разделены

на две группы. Бо́льшая часть образцов характеризуется значениями R_c = 60—100 МПа. Одновременно выделяется группа пород с очень высокой прочностью — более 150 МПа. Как показали петрографические исследования, наиболее высокими показателями физических и механических свойств обладают тонко- и мелкозернистые разности; сниженные значения характерны для неравномернозернистых пород с пористостью до 3,5%. Все роговики устойчивы к выветриванию, на сложенных ими природных склонах формируются обвалы, курумы, крупнощебнистые осыпи.

24.2. Катакластическо-метаморфизованные породы как грунты

Катакластический метаморфизм часто называют дислокационным. Обычно он ограничен участками развития сбросов и других тектонических нарушений. Такой метаморфизм совершается при небольшом гидростатическом давлении и довольно низкой температуре. При этом породы испытывают влияние одностороннего давления, в результате которого происходят деформации и дробление прежних минералов и структур. При низкой температуре под влиянием одностороннего давления происходит хрупкое разрушение минералов, возникают разрывы минеральных зерен, одна часть зерна перемещается относительно другой. При одновременном воздействии одностороннего и гидростатического давления и при повышенной температуре разрывы и трещины в породе не возникают, породы преобразуются в результате пластических деформаций. Наконец, под влиянием деформаций могут происходить химические изменения горных пород, когда неустойчивые минералы растворяются, а устойчивые растут в определенных направлениях.

Характерными представителями пород, претерпевших катакластический метаморфизм, являются брекчии трения, катаклазиты, милониты. Это раздробленные, иногда перетертые породы, в различной степени сцементированные. Брекчии трения состоят из обломков пород различной величины, обычно остроугольных, сцементированных тонкораздробленной массой тех же пород. Катаклазиты отличаются от брекчий меньшим размером обломков; они характеризуют начальные стадии изменения пород. Катеклазиты сохраняют черты исходного материала, в соответствии с составом которого различают катаклазиты гранитов, габбро, песчаников и др. В целом эти породы еще сохраняют высокие значения показателей прочности. Милониты в отличие от катаклазитов характеризуются резко выраженной рассланцованностью. Они представляют микробрекчию (составные части милонитов распознаются только под микроскопом) грубо- или тонкополосчатой структуры.

Все тектониты в естественном залегании имеют достаточно высокую плотность, их нельзя представлять себе как рыхлые, рассыпающиеся в руках массы. Однако прочностные и деформационные свойства тектонитов значительно хуже первичных пород — гранитов, песчаников, алевролитов и др. Благодаря сланцеватой текстуре, наличию раздробленных прослойков, хлоритизации и серицитизации первичных минералов резко снижается сопротивление катаклазированных пород сдвигу.

Катаклазированные породы обычно слагают маломощные зоны, приуроченные к сбросам, надвигам и другим разрывным нарушениям. Они интенсивно выветриваются, относительно легко размываются, поставляют материал для осыпей и других склоновых процессов. В общем случае тектониты мож-

но рассматривать как ослабленные зоны скальных массивов. Глинистые тектонические брекчии являются особенно слабыми породами и из оснований сооружений, особенно плотин, удаляются.

Литература

Маракушев А.А. Петрография. Ч. III. Метаморфизм. М.: Изд-во МГУ, 1986. 384 с.

ГЛАВА 25

Характеристика грунтов осадочного генезиса

25.1. Генетические типы и распространенность осадочных отложений

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОМПОНЕНТЫ И СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочными называют горные породы минерального или органического состава, возникшие на поверхности литосферы или вблизи нее и существующие при термодинамических условиях, характерных для верхней части земной коры (Фролов, 1992). Эти породы формируются в результате совокупности процессов седиментогенеза и литификации. Первая из них включает стадии мобилизации (в частности, выветривание) вещества (1), переноса (или миграции) этого вещества (2) и его накопления, или седиментации (3). Литогенез также включает три стадии: диагенеза (1), катагенеза (2) и метагенеза (3).

Область существования осадочных пород — *стратисфера* — относительно тонкая (она составляет всего 5% от массы земной коры, рис. 25.1), неспло шная (ее площадь, по Ф.Кларку, 75% поверхности Земли), но самая распространенная пограничная (между литосферой и экзосферами) оболочка Земли, находящаяся в постоянном динамическом движении и равновесии как во всей

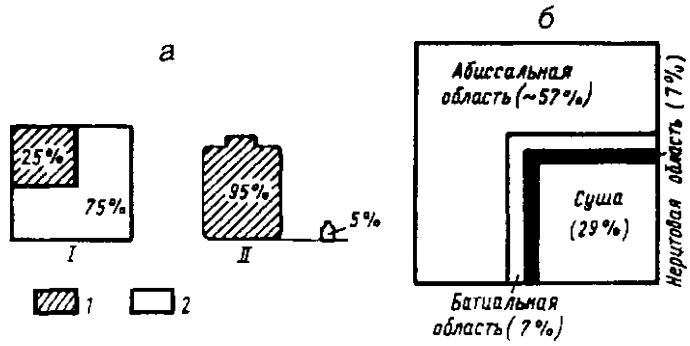


Рис. 25.1. Распространение (*а*) осадочных (*2*) и изверженных (*1*) пород по площади (I — от всей поверхности земли) и по массе земной коры (II) и относительная площадь современного распространения суши, неритовой, батиальной и абиссальной (*б*), в пределах которых накапливаются осадки (*по Л.В.Пустовалову, 1940*)

Таблица 25.1

Содержание основных пород (%) в стратисфере

(*по И.В.Логвиненко, 1984*)

Породы	Автор, год							
	Лис и Мид, 1915	Кларк, 1924	Линдгрен, 1923	Шухерт, 1931	Холмс, 1932	Кюнен, 1941	Крынин, 1944	Ронов и др., 1976
Глинистые	82	80	77	44	70	56	40—42	46/38
Обломочные	12	15	11,8	37	16	14	40	22/18
Карбонатные	6	5	5,9	19	14	29	15—18	24/21
Соли			5,8	—	—	—	—	2,8/0,3
Эффузивы	—	—	—	—	—	—	—	4,5/21

Примечание. В дроби: числитель — платформы, знаменатель — геосинклинали.

своей толщине (внутренние процессы и состояния), так и на ее границах. На верхней из них стратисфера разрушается денудационными процессами, у нижней — метаморфическими, преобразующими осадочные породы в метаморфические.

Состав осадочных пород в объеме стратосферы подсчитывался Ф.Кларком, В.Линдгреном, А.Б.Роновым, А.П.Виноградовым и др. (табл. 25.1). Анализ этих данных привел В.Т.Фролова (1992) к выводу: «...самой распространенной осадочной породой остаются глины, составляющие, вероятно, половину или несколько больше от всех осадочных пород, т.е. с кларком 50—60%. На второе место выходят карбонатные породы — 20—22%, может быть до 25%, на третье — обломочные породы — около 20%, возможно 22—24%. На долю остальных осадочных пород приходится не более 1—2, может быть до 3%. Среди них преобладают силициты и соли».

Осадочные породы по составу слагающих их компонентов резко отличаются от магматических и метаморфических своей общей неоднородностью, так как они чаще всего формируются механически из разнообразных источников вещества. По выражению В.Т.Фролова (1992), «все на Земле участвует в сложении осадочных пород, даже космические компоненты».

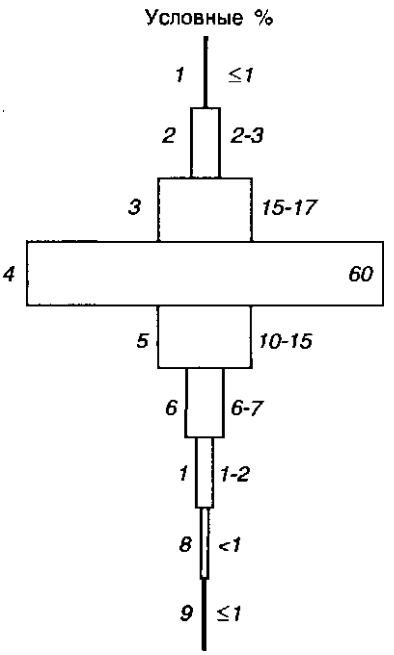


Рис.25.2. Генетические составные части (компоненты) осадочных пород и их приблизительное соотношение (*по В.Т.Фролову, 1992*):

1 — космогенные, *2* — вулканогенные, *3* — терригенные реликтовые (обломочные), *4* — терригенные гипергенные (глинистые), *5* — органогенные терригенные и мариногенные, *6* — хемогенные седиментационные, *7* — диагенетические, *8* — ката- и метагенетические, *9* — техногенные

В последнее время в образовании осадочных пород важную роль стали играть искусственные и техногенные факторы.

На рис. 25.2 показано количественное соотношение различных генетических компонентов осадочных отложений. Все они объединяются по отношению к месту седиментации в две группы: *автохтонные*, или автогенные (аутигенные), образовавшиеся на месте седиментации, и *аллохтонные*, или аллотигенные, привнесенные со стороны, как бы чужеродные для места накопления. Первая из этих групп включает новообразованные гипергенные (на суше) и гальмиролитические (при подводном выветривании), органогенные, хемогенные седиментационные, диа-, ката- и метагенетические компоненты. К аллохтонным относят космогенные, вулканогенные, реликтовые терригенные, частично новообразованные гипергенные, терригенные органогенные и все техногенные компоненты.

ЗОНА ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ И ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА (СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА)

Осаждение названных генетических компонент приводит к образованию *осадков*, представляющих собой зародышевую форму осадочной горной породы (но еще не горную породу). Их формирование под влиянием различных факторов происходит в приповерхностной зоне Земли, которую Л.В.Пустовалов (1940) назвал *зоной осадкообразования*, или *осадконакопления*. Она включает практически всю поверхность Земли, в ее пределах тесно взаимодействуют все четыре оболочки планеты — атмосфера[1], гидросфера, литосфера и биосфера, их вещество, находящееся в твердом, жидком и газообразном состояниях, а также разнообразные виды энергии (эндо-, экзогенные и космические по происхождению).

Зона осадкообразования (рис. 25.3) «геометрически охватывает нижнюю часть атмосферы (25—30 км), всю гидросферу и верхнюю часть литосферы (до уровня стоячих грунтовых вод). Если сравнить ее с *биосферой*, выделенной В.И.Вернадским, то зона осадкообразования полностью с ней совпадает по границам и составу. Это не случайно, а показывает суть осадочного процесса: он в основном на Земле биологический — по движущим силам и материальному вкладу биосферы. Это делает осадконакопление, как и жизнь на Земле, в основном космическим явлением и процессом. Поэтому осадочный процесс нельзя понять в отрыве от биосферы» (Фролов, 1992, с. 60).

Осаждение различных генетических компонент происходит в пределах зоны осадкообразования в неодинаковых территориально-океанических обстановках, в разнообразных климатических условиях и под воздействием различных геологических факторов осадконакопления. Н.М.Страхов в своих последних работах обособил *океанический* и *континентальный литогенез*[2] в качестве самостоятельных категорий и в определенной степени противопоставлял их. В континентальном ряде им выделялись гумидный, аридный, ледовый (нивальный) и эффузивно-осадочный типы седиментогенеза — литогенеза (рис. 25.4),

[1] В атмосфере, по крайней мере до высоты 20—30 км, происходят струйные течения, переносящие вулканическую, космическую, эоловую и другую пыль, осуществляется перенос жидких и газовых частиц.

[2] П.П.Тимофеев (1987) совершенно обоснованно предложил называть их, а также гумидный, аридный, ледовый (нивальный) и вулканогенно-осадочный литогенез не типами литогенеза, а типами седиментогенеза, поскольку Н.М.Страхов в своих работах (1946—1983) представления о типах литогенеза относил в основном к этапу седиментогенеза и стадии диагенеза.

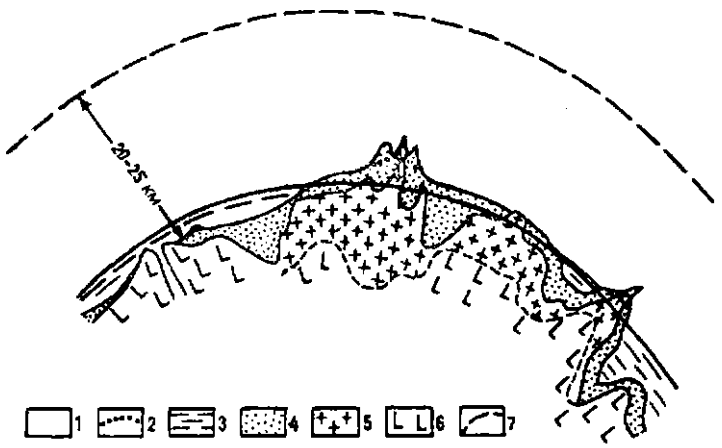


Рис. 25.3. Зона осадкообразования (*1—3* и часть *4*) и стратисфера (*4*) (*из книги В.Т.Фролова, 1992*):

1 — атмосфера, ее нижняя часть; *2* — подошва зоны осадкообразования в горах; *3* — гидросфера открытая; *4* — осадочный слой Земли — стратисфера (за малым исключением — верхней ее части, попадающей в зону просачивания атмосферных осадков); *5* — гранитно-метаморфический слой земной коры; *6* — ее базальтовый слой; *7* — граница между гранитно-метаморфическим и базальтовым слоем земной коры

а в океаническом — гумидный и эффузивно-осадочный. А.П.Лисицын (1978) распространил все климатические типы седиментогенеза — гумидный, аридный и ледовый — на океанические условия осадкообразования.

Гумидным Н.М.Страхов (1960) назвал «породообразование в климатах, отличающихся преобладанием метеорных осадков над испарением и с температурами, разрешающими существование воды в жидкой фазе по крайней мере в течение теплой части года» (с. 5). Территориально зона гумидного литогенеза совпадает с зелеными зонами Земли, в пределах которых образуется огромная масса гуминовых соединений.

Преобладание атмосферных осадков над испарением обусловливает формирование транзитного стока в пределах всех без исключения крупных геологических структур: «приведенные в подвижное состояние компоненты будут стремиться уйти в конечные водоемы стока — океаны. Поэтому осадочный процесс здесь *незавершенный*: не все мобилизованные компоненты осаждаются в пределах этих зон, самые подвижные из них — легко растворимые хлориды, сульфаты, карбонаты и др. — вымываются, выносятся за их пределы. Они большей частью не осаждаются, пополняя запасы солей Мирового океана, или переводятся в осадок биогенно, реже хемогенно, но в основном уже в другом типе — аридном. Поэтому для гумидного типа характерно отсутствие этих хемогенных осадков.

Из многочисленных выразительных положительных характеристик гумидному типу свойственны химические, в частности латеритные, коры выветривания, их производные — гумидная рудная триада — бокситы, железные и отчасти марганцевые руды, первичные каолины и кварцевые пески, первичные россыпи стойких тяжелых минералов (циркона, рутила, турмалина, дистена, ставролита, монацита, апатита, граната, золота, алмазов и др.), торфяники и угли, а также горючие сланцы, биогенные известняки, силициты, фосфориты. Наряду с незрелыми обломочными породами (граувакками, ар-

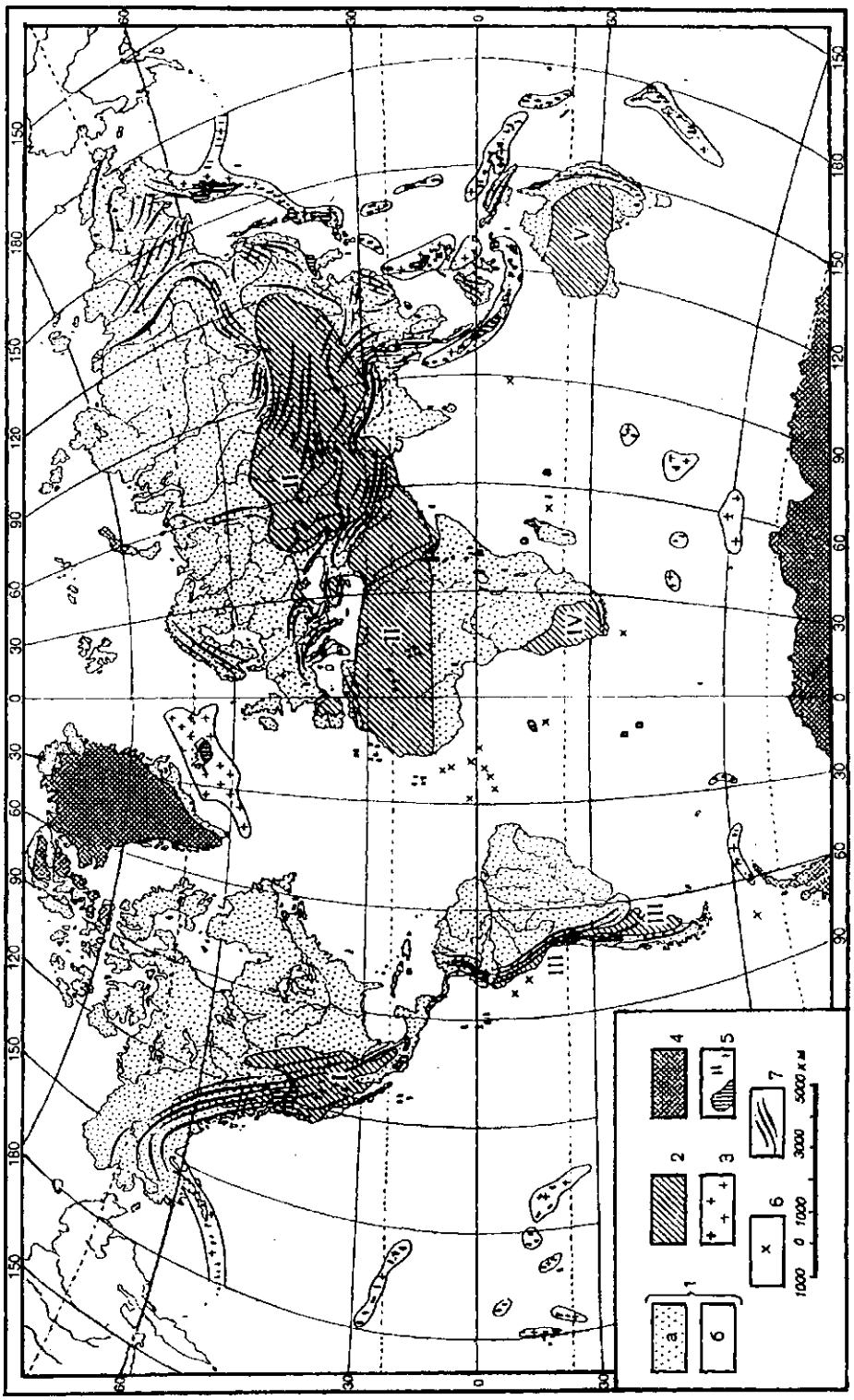

I
II
III
IV
1
а
б
2
3
4
5
6
7
1000 0 1000 3000 5000 км

Рис. 25.4. Типы современного литогенеза (*по Н.М.Страхову, 1980*):

1 – области гумидного литогенеза: *а* — водосборная часть бассейнов, *б* — конечные водоемы стока; *2* — области аридного литогенеза: I — Северо-Американская, II — Африкано-Азиатская, III — Южно-Американская, IV — Южно-Африканская, V — Австралийская; *3* — области эффузивно-осадочного литогенеза; *4* — области ледового литогенеза; *5* — вулканы и вулканические области; *6* — единичные извержения; *7* — горные хребты

козами) широко распространены только здесь первично формирующиеся высокозрелые олигомиктовые и мономинеральные кварцевые пески. Сортировка их часто хорошая, свидетельствующая о возможности длительного перемывания. Широко распространена косая слоистость. Характерен *серый* цвет пород и формаций, которые и называются *сероцветными*.

Обилие органического вещества в осадках обусловливает не только серый или черный цвет пород и толщ, но и *глубокое преобразование осадков в стадию диагенеза*, нигде более не достигающее такой интенсивности. Самая мощная движущая сила диагенеза — количество и качество (реакционная способность) захороненного органического вещества. Но приведение в действие ее зависит от времени (длительности) сингенеза и диагенеза, т.е. глубина переработки обратно пропорциональна скорости осадконакопления. При быстром накоплении осадков они недолго пребывают в зоне диагенеза, тогда неистраченные потенциальные возможности органического вещества и минеральных компонентов реализуются в более глубоких зонах, в катагенезе. Но здесь их последствия иные (битумы, газы, каменные угли и т.д.).

Гумидный тип распространен на большей части площади континентов, и к нему можно отнести и всю поверхность океанов, во всяком случае большую их часть. Поэтому естественно ожидать неоднородность этого типа. И действительно, тип подразделяется прежде всего по *тепловому режиму* на *теплый* (*тропический*) и *умеренный подтипы*. Первый образует один — экваториальный — пояс, второй — два, в Северном и Южном полушариях. В современной геологической эпохе, отличающейся скоплением суши в Северном полушарии, наиболее распространен северный умеренный подтип: это зоны тайги, тундры и степей. Из-за более низкой среднегодовой температуры сравнительно с экваториальной зоной химическое выветривание практически не доходит до латеритного типа. Поэтому не образуются бокситы и ряд других элювиальных пород, хотя каолин и, возможно, руды железа формируются» (Фролов, 1992, с. 71—72).

Ледовым Н.М.Страхов (1960) назвал тип литогенеза, происходящий на континентальных толщах в условиях нивального климата, «который обеспечивает геологически длительное существование на данной территории ледового покрова большей или меньшей мощности» (с. 134). Этот тип «отвечает весьма неразвитому седиментогенезу полярных зон, в которых вода круглый год находится в твердом состоянии и практически исключена из агентов формирования осадков[3]. Это самый бедный породами и рудами (их практически

[3] Эта позиция Н.М.Страхова об отсутствии заметной деятельности воды в ледниковых областях не вполне оправданна. А.И.Попов (1979) подчеркивал, что жидкая вода в областях оледенения – непременный действующий фактор: на ледниках и в приледниковых условиях летом возникают потоки; действуют подледниковые воды; летом в области ледового литогенеза, по Н.М.Страхову, но за пределами самих ледников непременна деятельность талых снеговых и снежниковых вод, вод речных, ручьев, озер и др.: определенная, хотя и не столь значительная, роль принадлежит и дождевым водам. Особое значение он придавал воде режеляционной, образующейся вследствие движения ледников, главным образом в их основании и на ложе ледников.

нет) тип седиментогенеза, при котором господствующим типом образований будут морены и парагенетически связанные с ними потоково- и озерно-ледниковые отложения и лишь при морском ледовом процессе — наряду с морскими (шельфовыми) моренами — механогенные и редкие биогенные морские отложения... Петрографически ледовые образования только обломочные... весьма грубые, несортированные, с малой окатанностью, химически незрелые (свежие, невыветрелые). Выветривание лишь механическое и физическое, морозное, способное измельчить не тоньше алевритового материала. Другой способ мобилизации — ледовая экзарация, т.е. отрыв скал и кусков коренных пород вмерзшим или движущимся льдом. Его отложение происходит при вытаивании у подошвы движущегося или остановившегося ледника (донная, или основная, морена) и по его краю и фронту (боковые и конечные морены). Одновременно происходит конденсация материала при стаивании льда сверху (абляционная морена). В последнем случае возможны реки и озера на поверхности живого ледника и в них сезонное перемещение и отложение материала с признаками сортировки и слоистости.

С собственно ледниковыми, или гляциальными, отложениями парагенетически тесно связаны приледниковые, или перигляциальные, отложения — ледниково-речные (или флювиогляциальные) и ледниково-озерные (лимногляциальные) отложения. Первые — обычно песчаные зандровые поля, нередко с конгломератовыми прослоями, вторые — ленточные «глины», или варвы (с годовой, сезонной ритмичностью), обычно песчано-алевритово-глинистого состава. Они относятся уже к гумидному типу литогенеза» (Фролов, 1992, с. 74).

Следует отметить, что изменения ледовых отложений после стаивания породившего их ледового плаща рассматривались Н.М.Страховым (1960) не как их диагенез, а как гипергенез, или выветривание. Он подчеркивал, что «диагенез, как стадия внутреннего физико-химического уравновешивания многокомпонентной системы веществ с противоречивыми свойствами, в данном случае не развит, подавлен низкой температурой среды осадкообразования».

Аридный литогенез территориально приурочен к областям с аридным климатом. Специфическую особенность их физико-географической обстановки «*составляет сочетание повышенных температур с отрицательным балансом влаги, т.е. с преобладанием испарения над массой атмосферных осадков.* Высокая температура «разрешает» существование воды в аридных зонах почти исключительно в виде жидкой фазы, отрицательный же баланс влаги создает крайнюю скудность водных масс, активно действующих на площади этих зон. Эта последняя особенность определяет все характерные черты аридного литогенеза, оправдывающие выделение его в особый аридный тип» (Страхов, 1960, с. 136—137).

В.Т.Фролов, анализируя особенности аридного седиментогенеза, писал, что аридность климата приводит «к исключению химического выветривания, которое вырождается до образования лишь тонкой пленки пустынного загара. Однако здесь полно развивается физическое выветривание и образуются каменистые развалы. Обломочные породы незрелые, химически неизмененные — аркозы и граувакки. Сортировка их часто плохая. Цвет большинства пород красный, желтый, что ясно указывает на дефицит восстанавливающего органического вещества. Соединения трехвалентного железа определяют красноцветность формаций.

Дефицит воды порождает бессточность впадин, водная поверхность в которых часто на десятки (Каспийское море — на 26—28 м) и первые сотни метров ниже уровня океана. Этим объясняется парадокс пустынь: несмотря на дефицит воды, осадки здесь в основном хемогенные; из растворов выпадают карбонаты (известняки, доломиты), сульфаты, хлориды, бораты и другие эвапориты. Это означает, что осадочный процесс идет до конца, т.е. становится завершенным: все, что мобилизовано в пределах аридного типа литогенеза и в соседних гумидных зонах, осаждается здесь.

Кроме хемогенных эвапоритов образуются еще только обломочные породы всех гранулометрических типов — от глыбовых и блоковых до алевритов. Глинистые породы практически не образуются, хотя некоторые глинистые минералы весьма характерны для аридного типа литогенеза: магнезиальные силикаты (палыгорскиты, сепиолиты) и монтмориллониты. Но они образуются в небольших количествах, и в основном сингенетическим способом...

К аридному типу литогенеза относятся внутриконтинентальные моря и прилегающие части океанов. В них помимо хемогенного и биогенного накопления известняков и доломитов (Персидский залив, Красное море, Каспийское море и др.) формируются биогенные силициты и фосфориты, а иногда и планктоногенные горючие сланцы.

Из генетических типов отложений аридный литогенез в наиболее типичном виде представлен эоловыми песками дюн (перевеянные отложения), эоловыми (навеянные отложения) и пролювиальными лёссами, полно развитым пролювием (селевые, фангломератовые и лёссовые отложения), хемогенными эвапоритами (озерными и морскими), физическим элювием, кремневыми и карбонатными, а иногда и гипсовыми панцирями, аридным аллювием, сухими дельтами, маломощными торфяниками. Образования этих генотипов образуют красноцветные молассы и другие континентальные и мелководноморские формации, часто фосфорито- и меденосные, с месторождениями свинца и цинка. Аридная красноцветность отличается от гумидной присутствием карбонатов, иногда солей, магнезиальных силикатов из глинистых минералов, частым развитием монтмориллонита. Набор генетических типов свидетельствует об ослаблении динамической роли водных потоков и максимальном проявлении силы и эффективности ветра, пыльных бурь и других катастрофических явлений и процессов (сели, осыпи, наводнения), а также проявлении только в этих условиях механизма выпаривания водоемов, в той или иной мере изолированных от океана или крупных морей, и высаживании всех растворенных в них солей, включая и самые растворимые» (Фролов, 1992, с. 72—74).

В дополнение к этому приведем слова Н.М.Страхова об особенностях аридной седиментации в водных бассейнах: «Развитие бассейнов засушливых зон идет своеобразно и отлично от развития их в гумидных зонах: все озера и моря осолонены и прогрессивно осолоняются в ходе их развития. *Отсюда прогрессирующее падение роли организмов в их геохимии и осадкообразовании*, что и естественно, ибо осолонение идет за счет накопления биологически индифферентных солей: $NaCl$, $MgSO_4$, $MgCl_2$, $CaSO_4$ и др. *Становясь чисто физико-химической, седиментация в осолоняющихся бассейнах в то же время резко расширяет свой диапазон, вовлекая в осаждение все новые компоненты*, сравнительно с теми, которые участвовали в гумидном типе осадочного процесса, а именно: сульфаты и хлориды натрия, калия, кальция, магния, малые элементы — Sr, B, Br, F, Li, Rb, Cs.

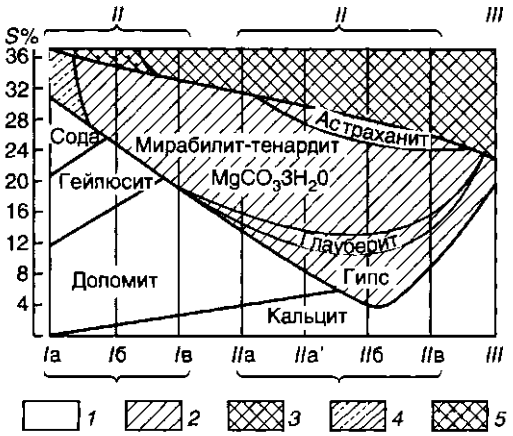


Рис. 25.5. Общая схема галогенеза в современных озерах засушливой зоны (*по Н.М.Страхову, 1960*):

I — содовые озера; *Ia* — сильно содовые (K_c> 30%); *Iб* — умеренно содовые (K_c 30–3%); *Iв* — слабо содовые (K_c<3%); *II* — сульфатные озера; *IIa* — натриево-магниевые; *IIa'* — магниево-натриевые; *IIб* — натриево-магниево-кальциевые; *IIв* — магниево-кальциевые; *III* — хлоридные озера с NaCl, $MgCl_2$ и $CaCl_2$;

1 — карбонатная стадия; *2* — сульфатная стадия; *3* — хлоридная стадия; *4* — сульфатные осадки сильно загрязнены примесями соды; *5* — галит сильно загрязнен примесями сульфатов натрия

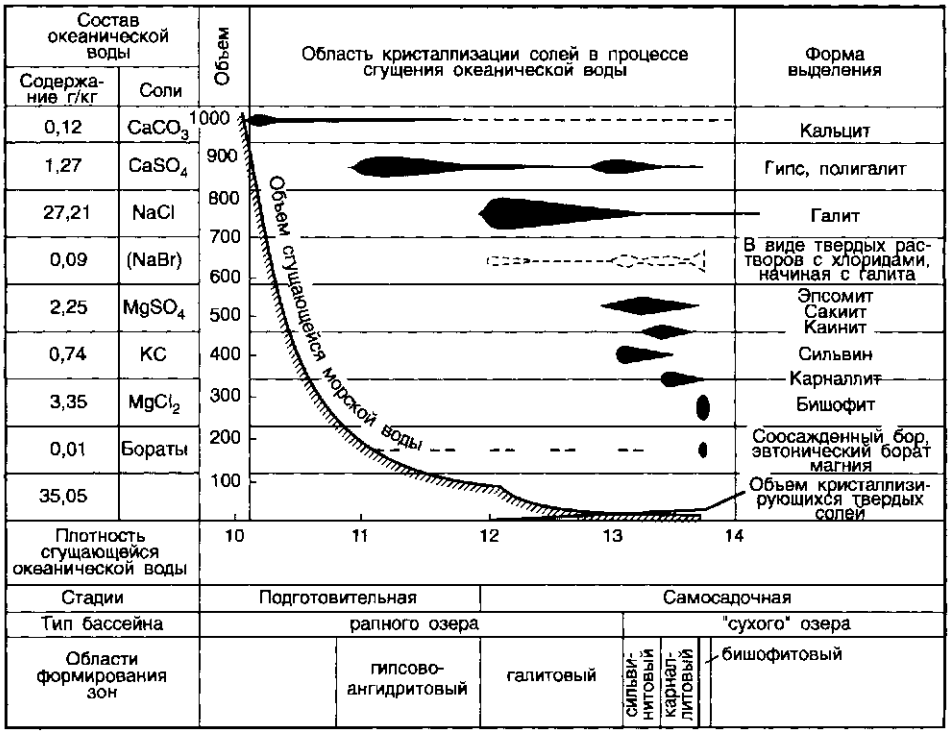


Рис. 25.6. Изменение объема океанической воды и выделяющихся из нее твердых солей в процессе сгущения в природных условиях; области кристаллизации отдельных минералов (*по М.Г.Валяшко*)

Вместе с тем сама седиментация приобретает стадийный характер. Вначале (карбонатная стадия) осаждаются наименее растворимые карбонаты кальция и магния — кальцит, доломит, с ними ассоциируют иногда силикаты магния типа сепиолита и керолита. На этой стадии в водоемах накапливается ещё много кластического материала и возникают обычные пески, алевриты, глинистые илы с примесью названных карбонатных и силикатных минералов. В следующую, сульфатную стадию осаждаются гипс, ангидрит, тенардит,

мирабилит, глауберит, астраханит, причем набор их у водоемов разных гидрохимических типов весьма изменчив (рис. 25.5)[4]. Терригенный материал в составе осадков играет подчиненную роль. В заключительную, хлоридную стадию садится галит, а также калий-магниевые хлоридные и сульфатные минералы (рис. 25.6)[5]. Таким образом, химическая седиментация в водоемах аридной зоны отличается от гумидного седиментогенеза своей полнотой, завершенностью и отсюда гораздо большей сложностью» (Страхов, 1960, с.139).

Сопоставляя гумидный, ледовый и аридный литогенез, Н.М.Страхов (1960, с. 143) пришел к следующим выводам: «*Особенность ледового литогенеза сравнительно с гумидным составляет его значительная простота.* В этом типе развита, по существу, лишь одна стадия — седиментогенез при практическом подавлении диагенеза как процесса физико-химического уравновешивания компонентов осадка. Сам ледовый седиментогенез также выглядит упрощенно: в нем подавлены химические и биохимические процессы и дело ограничивается по существу лишь механическим переносом и механическим же отложением материала. При этом наличие воды только в твердой фазе исключает на всех этапах осадкообразования развитие механической сортировки (дифференциации) осадочного материала. Так, вместо весьма многогранного и сложного процесса, с чрезвычайно развитыми и сложными химическими, физико-химическими, химико-биологическими явлениями, с многообразными формами переноса и осаждения разных компонентов, с характерной фазовой дифференциацией веществ, каким является гумидный литогенез, мы получаем в ледовом литогенезе почти его противоположность: нечто весьма неразвитое, примитивное, что-то представляющее собою как бы эмбрион, из которого, при изменении физико-географической обстановки, развивается многосложное гумидное породообразование.

Существенно иным представляется литогенез аридного типа. *В нем явственно проявляются черты не только своеобразия, но и большей сложности процесса сравнительно с типом гумидным.*

Эта большая сложность состоит прежде всего в том, что в аридном типе распознаются два отчетливо различающиеся подтипа: автохтонный и аллохтонный. Автохтонный процесс в целом, конечно, проще гумидного, ибо в нем ослаблена деятельность живого вещества, но зато включается разнообразная и весьма активная деятельность ветра, играющая в гумидном литогенезе ничтожную, практически неуловимую роль. В аллохтонном же породообразовании сочетаются значительная — на начальных этапах осолонения — роль биоса с огромной и все возрастающей ролью химических и физико-химических процессов при осолонении. Возрастает полнота осаждения растворенных компонентов; иначе говоря, цепь химических процессов гумидной зоны, несколько видоизменяясь, наращивается большим числом новых звеньев. Фазовая дифференциация групп веществ здесь пополняется ясно выраженным химическим разделением отдельных компонентов, что в условиях гумидного литогенеза выражено еще слабо. Все это в особенности и придает аридному литогенезу черты большей сложности сравнительно с породообразованием гумидным. Учитывая все это, приходим к мысли, что ледовый, гумидный и аридный типы литогенеза не только ярко отличаются друг от друга

[4] В оригинале соответственно рис. 29 и 30.

совокупностью своих черт, но и отчетливо выстраиваются *в ряд все возрастающей сложности*:

ледовый тип → гумидный тип → аридный тип → автохтонный / аллохтонный».

Эффузивно-осадочным Н.М.Страхов называл «породообразование на площадях вулканических извержений и в их окрестностях, находящихся под исключительным или определяющим влиянием эффузивного процесса». Этот тип седиментогенеза в отличие от ранее охарактеризованных — гумидного, ледового и аридного — является интразональным.

«Эффузивно-осадочный литогенез резко выделяется прежде всего источником осадочного материала. Последний поступает здесь не в результате выветривания континентальных площадей, а снизу, из глубоких горизонталей земной коры в ходе вулканических извержений, и представляет собой частью механически выброшенные крупные и мелкие частицы — пепел, лапилли, бомбы, частью же гидротермальные растворы и газовые эманации. Характерной чертой поступления осадочного материала являются эпизодичность и огромная быстрота его выноса, в тысячи и миллионы раз превосходящая быстроту поступления в других типах осадочного процесса. Именно это обстоятельство и приводит к тому, что на участках, где наблюдается развитие эффузивной деятельности, и в их окрестностях на весь период ею полностью или почти полностью подавляется течение осадочного процесса ледового, гумидного и аридного типов, и осадкообразование приобретает новые специфические черты.

Появление этих новых черт связано в первую очередь со спецификой самого материала, участвующего в седиментации и резко отличного по составу от веществ, принимающих участие в других типах осадочного процесса. Механически выносимые пепловые и другие частицы представляют собою свежие то окристаллизованные, то застывшие в виде аморфных стекловатых зерен частички вулканических пород самого разнообразного состава, не подвергшиеся никакому поверхностному континентальному выветриванию» (Страхов, 1960, с. 151).

В.Т.Фролов (1992, с. 76—77) подчеркнул, что при «вулканогенно-осадочном типе седиментогенеза осадконакопление совершается обычными экзогенными способами, к которым добавляются чисто вулканические: эффузивные, эксплозивные (взрывные) и гидротермные. Первые поставляют на поверхность, в экзосферу, консолидированное магматическое вещество в виде лав и экструзий, не относящееся к осадочным породам. Но осадочный материал продуцируется не только после извержения, при физическом разрушении лавовых потоков или их химическом выветривании, но и в процессе излияния — в виде лавокластических накоплений и гиалокластитов. Первые образуются расчленением краевых и фронтальных частей потока, при его движении — это моновулканитовые брекчии с экзогенным заполнителем — тем осадком, в который обломки лавы погружаются. Гиалокластиты имеют обычно песчаную размерность и образуются десквамацией лавовых подушек от термического шока — соприкосновения раскаленной лавы с холодной водой, а также при пульверизации, т.е. разбрызгивании из трещин внешней застывшей корки лавовых подушек или сплошного потока капелек стекловатого базальта.

Эксплозивная деятельность вулканов в соответствии с коэффициентом эксплозивности продуцирует обломочный пирокластический материал от вулканических бомб (10—0,05 м) до алевритового и пелитового (0,001 мм и мельче) как моновулканитового, так, реже, и поливулканитового состава (при взрыве вулканической постройки), а иногда (в кимберлитах) нацело лишенного вулканического материала: кимберлиты нередко состоят из дробленных взрывом пород фундамента платформ и их чехла — гнейсов, известняков, доломитов, аргиллитов и т.д. В зависимости от способов и форм мобилизации и накопления различают 6—7 генетических типов туфов: пирокластические (чаще всего пемзовые) потоки, шлаковые конусы, тефровые, резургентные, гидроэксплозивные, притрубочные и грязевулканические туфы...

Гидротермальная деятельность формирует образования двух генетических типов — вулканический элювий и гидротермные отложения. Горячие газы и растворы (фумаролы и сольфатары), проходя через туфы, осадочные слои вулканической постройки и лавы, изменяют их настолько, что возникают каолины, хлоритовые глины, опалиты, сульфаты, сульфидные линзы, серные жилы и другие гидротермальные образования, многие из которых — ценные ископаемые. Вымытые источниками и переносимые ручьями и реками коллоиды кремнезема, железа и ионные растворы по пути образуют хемогенные гидротермные отложения опала, лимонита, иногда сульфидов, возможно фосфатов, глинозема и других соединений. Таковы по происхождению многие яшмы, кремни, железные и другие руды...

Вулканогенно-осадочные образования могут характеризоваться и «отрицательно» — отсутствием карбонатов (значит преобладает кислая среда), редкостью монтмориллонита, бокситов, фосфоритов, каустобиолитов».

Необходимо отметить, что в типах литогенеза, выделенных Н.М.Страховым, *не отражена обстановка криолитозоны*, где процессы литогенеза идут в условиях формирования и развития многолетнемерзлых пород. В связи с этим геокриологи (И.Д.Данилов, Е.М.Катасонов, А.И.Попов, Ш.Ш.Гасанов и др.) выдвинули и развили идею о **криолитогенезе** как *самостоятельном типе литогенеза*, как особом литологическом явлении. При этом подходы к определению его объема были неодинаковы: Ш.Ш.Гасанов (1976) ограничивал криолитогенез лишь участием промерзания в процессе накопления осадка, Е.М.Касатонов (1973) — формированием только сингенетических мерзлых пород, а А.И.Попов (1967—1979) — в основном криогенным диагенетическим преобразованием осадков разного генезиса и состава.

Криогенный тип литогенеза пространственно приурочен А.И.Поповым (1972) к зонам устойчивого охлаждения Земли. Последние представляют территории, где «криосфера проникает в литосферу, т.е. где наблюдается вечная мерзлота и глубокое сезонное промерзание».

Характеризуя особенности криолитогенеза, А.И.Попов (1979, с. 8—9) писал: «Если аридный литогенез развивается при недостатке влаги, гумидный — при достаточном количестве и хорошо выраженном ее влиянии (Страхов, 1960), то криолитогенез происходит при значительном участии льда и воды, периодически меняющей фазу. Ледовый тип литогенеза (по Н.М.Страхову) мы включаем в область криолитогенеза, для чего имеются, как увидим, серьезные основания (Попов, 1967). Таким образом криолитогенез представляется как процесс зональный и вполне самостоятельный...

...Процессы промерзания, или криогенные процессы, относятся к категории экзогенных процессов, которые должны, следовательно, так или иначе

пониматься и толковаться в свете представления о литогенезе. А это значит, что они могут рассматриваться лишь как процессы, соответствующие сфере седиментогенеза, диагенеза и выветривания. Если процесс седиментогенеза как собственно осадочный по своей природе сопоставить с криогенным нельзя, то оценка криогенных процессов как процессов диагенеза и выветривания вполне рациональна. Действительно, промерзание проявляется только в термодинамической обстановке, предопределяющей выветривание и диагенез, оно не имеет продолжения в термодинамических условиях катагенеза (эпигенеза) как дальнейшая стадия превращения, преобразования ранее сформировавшейся породы. Криолитогенез нельзя рассматривать как однонаправленный процесс последовательного изменения осадка и породы, как процесс, разбивающийся на стадии, т.е. как процесс смены сингенеза диагенезом, а последнего — катагенезом или эпигенезом».

«Сопутствуя сингенезу в формирующихся осадках (по Н.М.Страхову), промерзание так или иначе воздействует на его течение, но основное направление процесса при этом также носит характер диагенеза — криодиагенеза: обезвоживание, миграция воды, уплотнение осадка и т.п. с соответствующим криотекстурным эффектом. Правда, промерзание суспензий (частое состояние осадка на дне водоема) дает особый тип криогенного строения — базально-призматическую криотекстуру. Но переход суспензий в вечномерзлое состояние и есть процесс первичной литификации, т.е. процесс диагенетизации осадка, превращения его в породу, а не процесс, предваряющий диагенез. Отсюда ясно, почему нельзя говорить о криосингенезе как стадии, предшествующей криодиагенезу» (Попов, 1972, с. 12).

Раскрывая суть криогенного диагенеза, А.И.Попов (1972) писал, что криодиагенез есть процесс длительно необратимого льдообразования, а также преобразования самого минерального субстрата (уплотнения, обезвоживания и т.д.) как в свежеотложенных осадках, так и в рыхлых ранее литифицированных породах. Лед в этом случае представляет собой аутигенный минерал в качестве постоянного, долговременно существующего компонента криогенной горной породы.

Криодиагенез выступает в качестве ведущего диагенетического процесса в том случае, когда промерзание сопутствует седиментации или когда накопившийся до промерзания осадок не претерпел заметных диагенетических преобразований обычного типа (например, в поймах рек, в некоторых озерах, в пределах морских мелководий) и, лишь промерзнув, превратился в породу. Во всех таких случаях мерзлотный диагенез является ведущим, главным фактором литификации.

Криодиагенез выступает в качестве вторичного или побочного диагенетического процесса в том случае, когда промерзание происходит после того, как осадок претерпел то или иное диагенетическое преобразование обычного типа и превратился в рыхлую породу. В этом случае промерзание следует рассматривать как стадию последующего, продолжающегося диагенетического изменения ранее сформировавшейся породы, т.е. как вторичный диагенез, наложившийся на осадок, первично уже преобразованный в породу.

Это стадия продолжающейся именно диагенетизации рыхлой породы, а не какого-либо более глубокого ее преобразования, так как промерзание (при отсутствии периодического оттаивания) сопровождается дальнейшим внутриобъемным сжатием и обезвоживанием минеральных агрегатов в тонкодис-

персных породах и выделением аутигенного минерала — льда — в любых осадочных породах. Последнее является свидетельством установления в данной системе относительного термодинамического равновесия, соответствующего климатическим и прочим физико-географическим условиям зоны устойчивого охлаждения. Лед — минерал простой по химическому составу и самый низкотемпературный, соответствует условиям лишь диагенетизации, а не более глубокого изменения породы, приводящего к метаморфизации.

Стадию вторичной или побочной мерзлотной диагенетизации отличает способность рыхлосвязанной воды мигрировать к фронту промерзания в тонкодисперсных средах (глины, алевриты и другие породы). Подвижность этой воды — важнейший показатель еще не столь глубокого преобразования породы. Поэтому в данную стадию в тонкодисперсных системах формируются наложенные слоистые и сетчатые криогенные текстуры.

В осадочных породах, прошедших стадии катагенеза и особенно метаморфизма, а также в кристаллических изверженных породах при промерзании возникают иные процессы. В этих породах вода, как правило, свободная, может замерзать лишь в трещинах, существовавших до промерзания. Миграции связанной воды при этом нет, новой наложенной криогенной текстуры не возникает, текстурной перестройки при установлении отрицательной температуры не происходит. Поэтому-то промерзание плотных пород всегда есть первая стадия их разрушения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Седиментогенез различных типов осуществляется под влиянием множества факторов, которые приводят к формированию различных *генетических типов отложений* — каждый из них (по В.Т.Фролову, 1995) представляет комплекс образований, возникший в результате экзогенного геологического процесса определенного типа, т.е. комплекс, порожденный тем или иным доминирующим способом накопления (вулканическим, биологическим, химическим или чисто механическим). Способ накопления проявляется в определенных, чаще всего динамических формах аккумуляции или их модификациях, зависящих от местных условий.

Общее представление о способах формирования генетических типов отложений в графической форме показано на рис. 25.7. В дополнение отметим, что применительно к континентальным областям ряд процессов начинается с элювиального, а к морским условиям — им заканчивается. Это обусловливается тем, что под водой выветриваются уже отложенные осадки любых типов, т.е. элювиальный процесс, по В.Т.Фролову (1984), как бы завершает седиментогенез.

Классификация генетических типов отложений строилась исходя из этих представлений. Долгое время они создавались отдельно для континентальных и для морских отложений. Среди первых наиболее широко использовалась классификация Е.В.Шанцера (1964, 1980; табл. 25.2), среди вторых — классификация В.Т.Фролова (1984). Общая классификация генетических типов отложений была разработана В.Т.Фроловым (табл. 25.3).

Перейдем к характеристике инженерно-геологических особенностей различных генетических типов осадочных пород как грунтов. При этом описание вулканогенно-осадочных пород и почв (относящихся к элювиальным образо-

Таблица 25.2

Классификация генетических типов континентальных отложений

(по Е.В.Шанцеру, 1982)

Класс	Ряд	Группа и подгруппа		Генетические типы
Коры выветривания	Элювиальный	Элювиальный (элювий)		Климато- и литогенные типы элювия
		Почвы	Автоморфные	Зональные типы автоморфных почв
			Гидроморфные	Интразональные типы гидроморфных почв
Осадочные отложения	Субаэрально-фитогенный	Автохтонных торфяников		Низинные торфяники Верховые торфяники
	Склоновый (коллювиальный)	Гравитационная	Коллювия обрушения	Обвальные накопления Осыпные накопления
			Коллювия сползания	Оползневые накопления (деляпсий)
				Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
		Делювиальная (коллювий смывания)		Делювий
	Водный (аквальный)	Русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий
				Пролювий
		Озерная (лимническая)		Озерные отложения (лимний)
	Подземно-водный (субтерральный)	Пещерная (спелеогенная)		Терригенные и натечные типы пещерных отложений
		Отложений источников (фонтанальная)		Известковые туфы, травертины
	Ледниковый (гляциальный)	Собственно ледниковая (ортогляциальная)		Основные (донные) морены
				Абляционные морены
				Краевые морены
		Водно-ледниковая (парагляциальная)	Ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный)
				Приледниковый (перигляциальный)
			Ледниково-озерная (лимногляциальная)	Ледниково-озерный (лимногляциальный)
	Ветровой (эоловый)	Перевеянных отложений (перфляционная)		Эоловые (перевеянные) пески
		Навеянных отложений (суперфляционная)		Эоловые (навеянные) лёссы

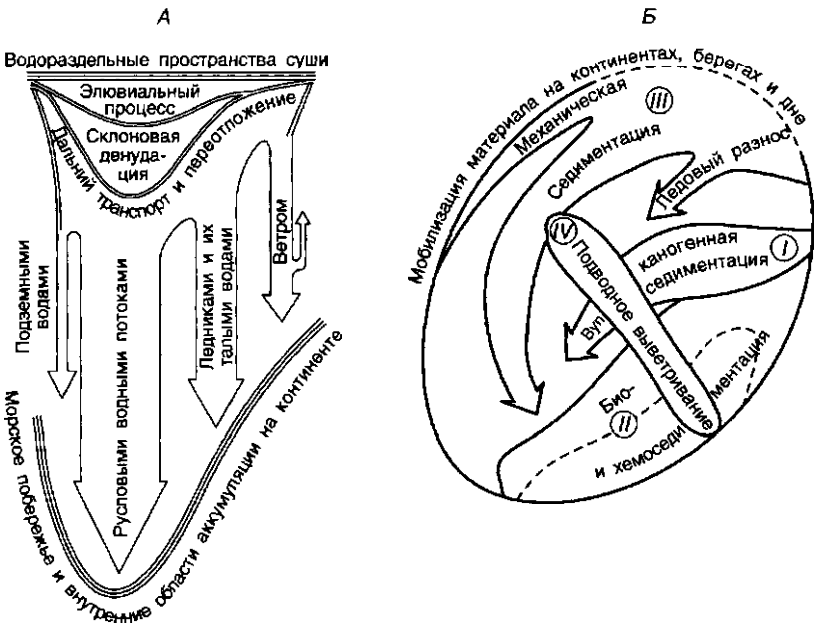


Рис. 25.7. Схемы основных способов формирования генетических типов континентальных (*А, по Шанцеру, 1966*) и морских (*Б, по Фролову, 1984*) отложений

ваниям) как грунтов вынесем в отдельные главы, поскольку их инженерно-геологические особенности весьма специфичны и во многом отличны от других разностей осадочных пород.

25.2. Континентальные осадочные породы как грунты

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАК ГРУНТЫ

Эти образования, названные С.Н.Никитиным в 1883 г. элювием, формируются под влиянием процесса выветривания, включающего физический, химический, механический и биологический способы (механизмы) преобразования исходных горных пород и осадков. Они представляют собой экзогенные топографически неперемещенные образования, которые слагают коры выветривания, в состав которых входят и почвы.

Общим диагностическим признаком элювиальных образований является их постепенный переход вниз по разрезу в неизмененные элювиированием породы. Е.В.Шанцер (1982) подчеркивал, что целиком более или менее однородным элювием сложены только слабо развитые маломощные коры выветривания. Чем они мощнее и полнее развиты, тем более для их разреза характерна вертикальная зональность. Верхние зоны, представленные продуктами глубокого минерального преобразования, сменяются книзу зонами менее измененными и в большей степени наследующими признаки материнских пород, постепенный переход к которым свойствен подавляющему большинству типов элювия. Каждая вертикальная зона представлена литологическими разновидностями элювия, совокупность которых образует закономерно

Таблица 25.3

Общая классификация генетических типов отложений

(по В.Т.Фролову, 1995)

Надкласс	Класс (ряд)	Род—группа и подгруппа	Вид—тип—отложения
Отложения	Вулканогенно-осадочный	Эффузивно-осадочная	Лавокластиты
			Гиалокластиты эффузивные
		Эксплозивно-осадочная — туфы	Пирокластические потоки
			Шлаковые конусы
			Тефровые обрушения (обломочные лавины) «направленных взрывов»
			Гидроэксплозивные
			Притрубочные
			Грязевулканические
		Гидротермально-осадочная	Вулканический элювий
			Гидротермальные отложения
	Хемогенно-биогенный	Хемогенная	Активноводные
			Тиховодные: озерные лагунные западинно-шельфовые пелагические
		Биогенная	Континентальные: торфяные озерные строматолитовые озерные планктогенные
			Морские: мангровые подводно-луговые биогермные банки ракушняковые лагунные, западинно-шельфовые пелагические
	Механогенный	Коллювиальная (склоновая): гравитационная	Коллювий обрушения: обвальные осыпные
			Коллювий оползания: оползневые солифлюкционные
		Делювиальная (коллювий смывания)	Делювий
		Потоково-водная (флювиальная)	Пролювий Аллювий Речные выносы (бассейновый аллювий) Стоковых течений Приливные Вдольбереговых течений Донные шельфовых течений Контуриты Турбидиты Донных абиссальных течений

Окончание табл. 25.3

Надкласс	Класс (ряд)	Род—группа и подгруппа		Вид—тип—отложения
Отложения	Механогенный	Застойно- или тиховодная		Озерные Болотные Лагунные Западинно-шельфовые Пелагические
		Поземноводная		Пещерные (включая и натечные) Отложения источников вне пещер
		Ледниковая (гляциальная)		Собственно ледниковая (ортогляциальная): основные (донные) морены абляционные морены краевые морены
		Гляциально-аквальная	водно-ледниковая (парагляциальная)	Ледниково-речные (флювиогляциальные) внутри- и приледниковые Ледниково-озерные (лимногляциальные)
			марино-гляциальная	Морены подводные Айсберговые Припайные
		Ветровая (эоловая)		Перевеянные (перфляционные) пески эоловые Навеянные (суперфляционные) лёссы
		Волновая		Прибойные Волновые собственно Темпеститы (штормовые)
Образования собственно (экзометасоматиты)	Элювиальный	Физический элювий		Развалы каменистые
		Механический элювий		Перлювий (горизонты конденсации)
		Биоэлювий		Почвы (автоморфные и гидроморфные) Биотурбиты (ихнитолиты)
		Хемоэлювий		Панцири (кирасы, креты) Хемоэлювий собственно Гальмиролиты
Космогенный		Импактиты		
Техногенные		Механогенная: насыпная подпрудно-осадочная потоково-водная взрывная		Отвалы Плотины подпрудно-озерная каналовые Конусы и веера эксплозивных технокластолитов
		Хемогенная		Водоемов выпаривания Отложения отстойников

построенный элювиальный профиль (см. рис. 1.7). Такой профиль в целом отражает особенности конкретной формы проявления элювиального процесса и характеризует генетический тип элювия или коры выветривания как единого целого.

В разрезе элювиальных образований отмечаются крупнообломочные, песчаные и глинистые грунты. Первые из них — *крупнообломочные* — формируют-

ся под влиянием факторов физического выветривания и образуют скопления крупных обломков горных пород на месте их разрушения. Они обычно состоят из угловатых, остроугольных глыб, форма и размер которых в основном зависят от структурно-текстурных особенностей выветривающихся пород. Плотные мелкозернистые и скрытокристаллические породы дают неправильные угловатые осколки; их величина и форма зависят главным образом от пространственного расположения тончайших трещинок, пронизывающих подобные породы. Крупнозернистые породы чаще всего рассыпаются в дресву; для них характерна минеральная дезинтеграция. Метаморфические сланцеватые породы (различные сланцы, мелкозернистые гнейсы и др.) распадаются на тонкие пластинки.

По петрографическому составу крупнообломочный элювий мало отличается от материнской породы, на которой он залегает. Однако по своим свойствам он качественно отличен от материнской породы в худшую сторону.

Элювиальные *пески* характеризуются неоднородным гранулометрическим составом, угловатой формой зерен, рыхлым их сложением и сильно выветрелой неровной поверхностью частичек, нередко покрытой железистой оболочкой. Неоднородность состава песков свойственна по существу всей их толще, за исключением самой верхней части, из которой вымываются и выдуваются мелкие пылеватые и глинистые частицы. Эта неоднородность связана прежде всего с отсутствием сортировки песчаного материала по крупности, поскольку он не претерпевает воздействия факторов транспортировки.

По мере приближения к материнской породе неоднородность гранулометрического состава песка, ее покрывающего, увеличивается, с одной стороны, за счет вмывания водой более мелких частичек, с другой — за счет появления более крупных обломков, не успевших еще разрушиться.

Степень неоднородности гранулометрического состава элювиальных песков зависит также от состава и свойств материнской породы, интенсивности и продолжительности ее разрушения. При длительном и интенсивном разрушении песчаников элювиальные пески наиболее однородны как по размерам зерен, так и по форме.

Сложение элювиальных песков обычно рыхлое, причем наиболее рыхло расположены зерна в верхней части песчаной толщи. В нижних частях расположение песчинок становится более плотным, однако и здесь оно достаточно неоднородное. Вследствие этого элювиальные пески обладают достаточно высокой уплотняемостью.

Элювиальные *глинистые* грунты образуются в результате накопления глинистых продуктов в коре выветривания. По гранулометрическому составу среди них встречаются разновидности от высокодисперсных глин до неравномернозернистых супесей с различным количеством грубообломочных включений.

Для толщ элювиальных глинистых грунтов в вертикальном разрезе характерен постепенный переход к материнским породам, что хорошо подчеркивается возрастанием с глубиной количества уцелевших от разложения обломков первичной породы. Форма залегания рассматриваемого типа грунтов различная: гнездовая, карманообразная, плащеобразная и др. Горизонтальное протяжение таких тел также изменчивое и часто прерывистое. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров.

Слоистость в толще элювиальных глинистых грунтов наблюдается редко; она обычно связана с реликтами слоистой текстуры материнских пород. Ок-

раска элювиальных глин белая, светло-серая, зеленоватая, желтоватая, желтая, красная или пестрая. Растительные остатки и органическое вещество встречаются крайне редко.

Минеральный состав элювиальных глин различен. Он определяется главным образом составом материнских пород, характером и степенью развития процесса выветривания, а также условиями среды (в частности, значениями pH среды). В итоге в зависимости от длительности выветривания развиваются более или менее мощные глинистые породы соответствующего состава — каолиновые, галлуазит-каолиновые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые или смешанного состава. Именно среди глин этого генетического типа достаточно широко распространены мономинеральные разности.

Элювиальные глины характеризуются различными инженерно-геологическими свойствами, в частности различной пластичностью. Наиболее пластичные их разности формируются при разложении осадочных глинистых и основных изверженных и эффузивных пород. При разложении кислых пород обычно образуются слабопластичные глины (каолиновые). Прочность элювиальных глинистых образований небольшая; она обычно в несколько (а часто во много) раз ниже, чем у материнских пород.

Необходимо подчеркнуть, что все описанные гранулометрические типы элювиальных образований в ходе литогенеза трансформируются из грунтов дисперсных (галечники, щебнистые, пески, глины и др.) в грунты полускальные и скальные (конгломераты, брекчии, песчаники, уплотненные глины, затем аргиллиты и др.). При этом особенности строения исходных элювиальных толщ в главных своих чертах сохраняются.

СУБАЭРАЛЬНО-ФИТОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Отложения этого типа представлены *автохтонными* торфами, возникшими из остатков растительности на месте ее произрастания. По способу накопления они принципиально отличны от аллохтонных, или намытых, торфов, являющихся литологической разновидностью водных осадков, состоящей из перенесенных текучими водами растительных остатков. Они встречаются иногда в виде прослоев и линз в толщах речных и озерных отложений как составная часть.

Автохтонные торфа могут формироваться в различных природных условиях. Низинный тип торфа образуется при наличии минерального питания за счет атмосферных вод, а переходный — в условиях смешанного питания. Эти типы торфов, рассматриваемые Е.В.Шанцером в качестве отдельных генетических типов (см. табл. 25.2), развиваются и формируют торфяные массивы — торфяники — соответственно низинного, верхового и переходного типов.

Среди низинных широко развиты торфа, образующиеся при зарастании водоемов озерного типа. Они перекрывают толщу озерных отложений и непосредственно подстилаются органогенными озерными сапропелевыми илами, или гиттиями, чистыми или в различной степени глинистыми и песчанистыми. В разрезе торфяной залежи четко отражена смена сформировавших его после отмирания растительных ассоциаций: камышовый торф, основания залежи сменяется тростниковым, затем осоковым и, наконец, осоково-гипновым или чисто гипновым, состоящим из остатков зеленых мхов.

Низинные торфа также формируются при заболачивании суходолов и в пределах речных пойм, обильно увлажняемых водами поверхностного стока. В

этих случаях торфообразование протекает в обстановке заболоченных лесов (ольшанники, березняки и др.), травянистых и гипново-травянистых болот. Соответственно и в строении торфяной залежи присутствуют горизонты, обогащенные остатками древесной растительности. В массивах таких торфов отмечается примесь песчаных или глинистых частиц, принесенных текучими водами.

Торфа верхового типа образуются при заболачивании поверхности водораздельных равнин и надпойменных террас. Дождевые и талые снеговые воды, питающие болотную растительность, крайне бедны растворенными питательными минеральными веществами. В этих условиях главными торфообразователями оказываются весьма нетребовательные в этом отношении сфагновые мхи. Разрастаясь в виде постепенно сливающихся друг с другом и увеличивающихся по площади и толщине массивов, насыщенные водой, они губят лес. На месте его возникает выпуклое в поперечном сечении моховое болото. Образующиеся в болоте сфагновые торфа практически лишены примеси минеральных частиц.

Часто сфагновые массивы верхового типа возникают в завершающую стадию эволюции низинных болот. В этом случае сфагновые торфа подстилаются торфами низинными.

Субаэрально-фитогенные отложения относятся к связным грунтам. По инженерно-геологическим особенностям они принципиально отличаются от минеральных и органоминеральных грунтов этого класса и обособлены в отдельный тип — связных органических грунтов. Для них характерны высокая пористость и влажность, чрезвычайно сильная сжимаемость и экстремальные значения других свойств (см. гл. 18).

Торфяные отложения в ходе литификации преобразуются в лигниты, а затем в бурые и каменные угли. Последние по своим свойствам относятся к скальным грунтам.

ОБВАЛЬНЫЕ И ОСЫПНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

«Элювиальные образования, или же продукты непосредственного разрушения горных пород агентами денудации, являются источником материала, разносимого по поверхности суши, давая начало всем остальным континентальным отложениям. Первой ступенью этого переноса является этап склоновой денудации, когда разрыхленные массы смещаются от водораздельных участков к днищам долин — главных транспортных артерий суши. Продукты сноса задерживаются на нижних частях и у подножия склонов, образуя своеобразные отложения, объединяемые в склоновый, или коллювиальный ряд. Склоновые отложения возникают в результате проявления нескольких форм склоновой денудации, ведущие факторы которых порою принципиально различны по физической природе. Соответственно различают пять генетических типов склоновых отложений: *обвальные*, *осыпные*, *оползневые*, *солифлюкционные накопления* и *делювий* (курсив и разрядка — *авт.*). Первые четыре из них объединяются в гравитационную серию, так как ведущим фактором их образования является масса смещающихся со склонов осадков. Эту серию по признакам динамики смещения материала подразделяют на группы коллювия обрушения (обвальные и осыпные накопления) и коллювия сползания (оползневые и солифлюкционные накопления). Делювий противопоставляет-

ся всем им; он образует особую делювиальную группу, или группу коллювия смывания, поскольку накапливается из материала смываемого со склонов водами временного стока. В различных климатических и геоморфологических обстановках, а также в зависимости от состава и свойств коренных пород склона разные из перечисленных генетических типов имеют неодинаковое развитие» (Шанцер, 1982, с.72).

Обвальные отложения (дерупций) — накопления первого этапа перемещения обломочного материала вниз по склону. В.Т.Фролов (1995, с. 189) писал: «Обрушение склонов всегда катастрофично, но в качестве самостоятельного ГТО[5] имеет смысл рассматривать только достаточно крупные накопления, так как мелкие обвалы не распознаются и входят в иной тип — осыпные отложения. Приводораздельные части склонов готовятся к обвалам длительно — ослаблением устойчивости, появлением трещин отседания или разгрузки, но последним толчком обычно служат землетрясения, хотя обвалы совершаются и без их участия. О масштабах обвалов можно судить по Усойскому завалу, в 1911 г. перегородившему р. Барганг на Памире плотиной высотой более 0,5 км и длиной более 1 км и образовавшему подпрудное озеро глубиной до 500 м и длиной в сотни километров... Диагностические признаки очевидны: большие массы несортированного и не стратифицированного материала однородного состава, отвечающего составу местных пород, наличие глыб до десятков метров в диаметре, признаки дробления в твердом состоянии, небольшое количество мелкозема, ограниченность распространения и веерная форма в плане».

Осыпные отложения (десперсий) представляют собой скопления глыб, щебня и дресвы, образующиеся при скатывании и скольжении вниз по склону отделившихся от массива совершенно неокатанных обломков разного размера. Процесс осыпания — постепенный, постоянный, неравномерный во времени, но не катастрофический. Этим осыпание четко противостоит обваливанию, процессу катастрофическому.

Осыпные отложения формируют осыпи, которые представляют собой отдельные конусы осыпания или сомкнутые шлейфы, прислоненные к нижним частям склонов на значительном их протяжении с уклонами поверхности, близкими к углу естественного откоса. Такие формы шире всего развиты в горных странах, особенно в зонах аридного и семиаридного климата, где сложены несортированными крупнообломочными грунтами, лишенными более мелкого материала или содержащими его в небольшом количестве. По данным Е.В.Шанцера (1982), для относительно древних осыпных накоплений, преимущественно в районах распространения карбонатных пород, характерна цементация осадков углекислым кальцием в плотные брекчии.

В.Т.Фролов (1995) подчеркивал, что для осыпных отложений помимо веерной формы отдельных осыпных конусов, их слияния боками в пояса, присклонового положения, несортированности, неокатанности и неслоистости, отсутствия аллохтонного материала характерна так называемая «обратная сортировка» материала по размеру: вверху, в вершине осыпи, остается более мелкий, щебенчатый или даже дресвяный материал, а к периферии конуса растут количества и размер крупных глыб (рис. 25.8), поскольку по инерции при движении они скатываются дальше мелких. В верхних частях

[5] Генетического типа отложений.

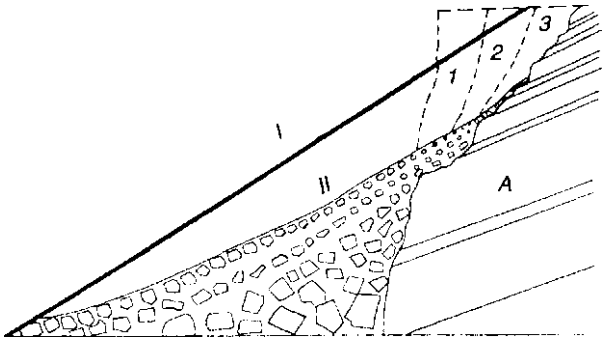


Рис. 25.8. Схема развития осыпного склона и строение осыпного шлейфа (*Шанцер, 1966*):

A — коренной массив; *1, 2, 3* — последовательные стадии осыпания и накопления осыпи; I — идеальный и II — реальный профили равновесия

разреза осыпи этот материал, как правило, имеет рыхлое сложение, лишен какого-либо заполнителя и характеризуется очень высокой водопроницаемостью. В длительно формирующихся осыпях многократность актов осыпания создаст и некоторую слоистость в теле осыпи. Она имеет первичный наклон, с углами естественного откоса 30—33° для песков и 45—60° для глыбово-щебенчатого материала. По мере развития наклон поверхности осыпи выполаживается, и осыпание сменятся смыванием, т.е. формированием делювия.

В условиях равнинного рельефа осыпные накопления распространены гораздо реже. Они характеризуются небольшой мощностью и чаще всего имеют песчано-глинистый состав. В разрезе и рельефе четко выделяются только современные осыпные накопления. Более древние тела не всегда четко могут быть отграничены от других типов склоновых отложений.

ОПОЛЗНЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Оползневые отложения (точнее — накопления), или деляпсий, формируются как результат развития оползневого процесса, представляющего собой скольжения масс горных пород склона по поверхностям срыва (смещения), возникающим внутри их массива. Иногда оползание происходит как внезапное, сопровождающееся обрушением, дроблением пород. Такой тип смещений получил название «оползень-обвал»; он характерен для массивов скальных грунтов. Чаще же оползневой процесс протекает в форме повторяющихся подвижек, растягиваясь на значительные отрезки времени.

Е.В.Шанцер (1966, 1982) обособил два типа оползневых накоплений. Первый из них представляет тела так называемых оползней-блоков, которые формируются в ходе развития оползней выдавливания, оползней сдвига и оползней смешанного типа. В их строении выделяется серия ступенчато расположенных блоков, сместившихся вниз по склону и в значительной степени сохранивших свое первоначальное «внутреннее» строение и, в частности, стратиграфическую последовательность слагающих пород. Возникающие при этом оползневые накопления — это не новообразования, а продукты сложных оползневых дислокаций сбросового, отчасти надвигового и складчатого типов.

Совершенно иное строение имеют оползневые накопления, образовавшиеся в результате схода оползней-потоков. При их движении смещающиеся блоки горных пород разрушаются, превращаются в насыщенную водой брекчиевидную массу, двигающуюся по законам пластического или вязкого течения. Возникающие при этом оползневые брекчии являются уже вновь образованными осадками.

СОЛИФЛЮКЦИОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Солифлюкционные отложения (дефлюксий — по А.П.Павлову, солифлюксий — по Е.В.Шанцеру) образуется в процессе вязкопластичного течения переувлажненного поверхностного слоя грунта вниз по склону. Солифлюкция активно протекает как в районах с влажным тропическим климатом, где глинистый элювиальный покров пересыщается влагой во время интенсивных затяжных ливневых дождей, так и в условиях близкого залегания к поверхности многолетнемерзлых пород, где в течение всего теплого времени года существует переувлажненный слой сезонного протаивания. Она не развивается лишь в аридных условиях.

Солифлюкционные отложения весьма разнообразны по составу: они могут быть представлены как тонкодисперсными (суглинками, глинами), так и грубообломочными (щебнем, каменными глыбами) образованиями. Это обусловлено различными механизмами образования солифлюкционных накоплений. «Это, во-первых, быстрые *сплывы* и *оплывины* разжиженной грунтовой массы, часто изливающейся через разрывы дерна и образующей характерные языкообразные натеки во влажных тропиках и в зоне вечной мерзлоты. Во-вторых, медленное (сантиметры—метры за сезон) ламинарное течение грунта, переувлажненного до вязкотекучей консистенции и образующего фестоны — натечные псевдотеррасы. Они не образуются на склонах круче 20—30°, когда возрастающая интенсивность поверхностного и внутригрунтового стока препятствует достаточно сильному увлажнению грунта. В-третьих, медленное пластичное течение рыхлого поверхностного покрова на склонах, не теряющего связности (подчиненная форма). В-четвертых, *крип* — медленное *оседание*, сползание частиц грунта на склонах при сезонных промерзании и оттаивании — лишь сопровождающий процесс. В-пятых, *каменные реки* или *курумы*, шириной до сотен метров и длиной в километры, в которых глыбы медленно перемещаются по некрутым склонам в высокогорьях или в высоких широтах» (Фролов, 1995, с. 191).

Солифлюкционными отложениями в строгом смысле слова являются, по Е.В.Шанцеру, только прекратившие движение массы, формирующие примыкающие к основанию склонов полого-покатые солифлюкционные пьедесталы или шлейфы. Вверх по склону они переходят в продолжающий движение маломощный солифлюкционный покров, соответствующий стадии транспорта материала. Его лишь условно можно назвать отложениями. Общими признаками в обоих случаях является отсутствие сортировки материала и наличие текстур течения и смятия, ориентированных в направлении уклона.

ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Делювиальные отложения образуются в результате так называемого «плоскостного смыва» — сноса на склонах рыхлого материала временным поверхностным стоком дождевых и талых вод и последующей аккумуляции сносимого материала. Е.В.Шанцер (1966) выделил в пределах склона три вертикальные зоны развития делювиального процесса: 1) привершинную, узкую маломощную и как бы начальную; 2) среднюю, с переменным режимом смывания, 3) нижнюю, наиболее широкую, в целом позднейшую, в которой движение воды только субламинарное и осадки в основном суглинистые с почти неразличимой слоистостью, стирающейся элювиированием, включая

и почвообразование. Эти три зоны вместе формируют воздушный склон, причем такая форма во многом обусловлена выпуклостью его верхней части.

Плоскостной смыв проявляется только там, где нет сплошного растительного покрова, предохраняющего поверхность склонов от водной денудации. Поэтому он практически отсутствует в условиях гумидного климата, где склоны покрыты густой растительностью. Он также не развивается в аридных областях, в пределах пустынь, но уже по другой причине — в связи с малой влагообеспеченностью поверхности суши. Наиболее благоприятными для его проявления являются, по Е.В. Шанцеру, семиаридные обстановки зон степей и саванн, в которых растительный покров склонов сильно изрежен, а склоновый сток в отдельные сезоны года достаточно интенсивен. В других климатических условиях делювий маломощен и часто не может быть выделен как самостоятельный генетический тип отложений, поскольку он играет роль второстепенного, подчиненного элемента в составе иных генетических типов.

А.П.Павлов, выделяя делювий в самостоятельный генетический тип континентальных образований, так характеризовал его: «Делювий от deluo — смываю. Сюда относятся разнообразные по петрографическому составу образования, покрывающие более или менее мощным покровом склоны возвышенностей, представляющие собой продукт выветривания выщележащих коренных пород, перемещенный с вершин и возвышенностей на склоны работой дождевых и снеговых вод. По петрографическому своему составу эти продукты могут резко отличаться от коренных пород, непосредственно их подстилающих, так как петрографический состав этих продуктов существенно обусловливается не подстилающими их коренными породами, а породами, выступающими выше и образующими вершины возвышенностей.

Делювиальные образования или вовсе не обнаруживают слоистости и сортировки материала, или только неправильную местную слоистость и неполную сортировку, что резко отличает эти образования от настоящих осадочных, а следовательно, и от аллювиальных».

К сделанной А.П.Павловым характеристике делювия можно добавить, что эти отложения отличаются достаточно быстрой, а иногда и резкой изменчивостью своего состава. Среди них чаще всего можно встретить суглинки, в том числе лёссовидные, и глины. Нередко они содержат прослои песка, щебенку и более крупные обломки пород, развитых на склоне, а также различные растительные остатки.

По петрографическому составу делювиальные *глинистые* и *пылеватые* связные грунты различны. Они, как правило, полиминеральны: в них преобладают те минералы, которые характерны для окружающих пород.

В районах с умеренно влажным климатом связные делювиальные грунты лишены водорастворимых солей. Коллоидная часть их характеризуется относительно водоустойчивыми структурными связями, свойственным кальциевым агрегатам и коагелям взаимного осаждения. В засушливых областях делювий в той или иной мере засолен и характеризуется водонеустойчивыми структурными связями кристаллизационного типа. Нередко в нем встречается сингенетический гипс в виде мелких игольчатых кристалликов или порошковатых присыпок.

Физико-механические свойства связных делювиальных грунтов также сильно изменяются в зависимости от его состава. Но в целом эти показатели у них невысокие. Так, пористость нередко превышает 50%. Во влажном состоянии

он сильно сжимается (относительная осадка при давлении 0,2 МПа достигает 20%). Делювиальные грунты, как правило, быстро размокают в воде, особенно если влажность их невелика. В этом состоянии многие пылеватые их разности являются просадочными. Устойчивость на сдвиг колеблется в больших пределах и, как всегда, зависит от состояния породы. В некоторых глинистых разностях угол сдвига (при давлении 0,2 МПа) очень мал (3—5°), в других случаях он может достигать 45°. Сцепление находится в пределах 0,005—0,025 МПа. Водопроницаемость благодаря существенно глинистому составу обычно невелика.

«Оценивая делювиальные грунты с инженерно-геологической точки зрения, следует иметь в виду их общую склонность к движению по склонам, связанную с их глинистым составом и нередко проявляющейся в них неясной слоистостью. Искусственная подрезка делювиальной толщи (отрытие котлована под здание, дорожной выемки и т.д.), особенно в нижней части склона, нередко вызывает подвижки оползневого характера. Поверхность скольжения может проходить как внутри делювиальной толщи, так и по ее контакту с подстилающей коренной породой. Как пример крупных оползней в мощных делювиальных накоплениях приведем оползни Южного берега Крыма. Развитию оползней здесь способствуют увлажнение делювиальных масс подземными и поверхностными водами, а также морская абразия. Понятно, что в случае движения делювиальной толщи по поверхности подстилающих ее пород устойчивость склона зависит от угла падения этой поверхности и характера подстилающих пород. Движению делювия способствует большой угол наклона и глинистый состав подстилающих пород.

Однако в инженерно-геологической практике имеются примеры, когда движение глинистого делювия по поверхности глинистых пород происходит при очень малых углах наклона поверхности контакта (несколько градусов). Борьба с движением делювия в этих условиях очень осложняется свойствами этих пород, в частности их практической водонепроницаемостью и неэффективностью вследствие этого дренажных устройств. В качестве примера описанных неблагоприятных условий можно привести область развития майкопских глин на Северном Кавказе, где даже на пологих склонах наблюдается медленное движение тяжелого глинистого делювия, образующегося из элювия легко выветривающихся майкопских глин» (Приклонский, 1952).

Делювиальные *пески* по своим инженерно-геологическим особенностям достаточно близки к элювиальным. Для них в целом также свойственны неоднородность гранулометрического состава, угловатая форма частиц, рыхлое сложение и т.д. Однако иногда в разрезе делювиальных песков прослеживается вполне определенная сортировка материала, обусловленная воздействием движущейся дождевой и талой воды: вниз по склону и вверх по разрезу происходит постепенное увеличение дисперсности песка В соответствии с этим происходит и изменение их свойств, в частности фильтрационных, деформационных и прочностных.

ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Пролювиальными называют отложения *временных русловых* потоков, формирующихся у выхода их на равнину или наклонную присклоновую поверхность, включая и поверхность самих конусов выноса. Этот генетический тип

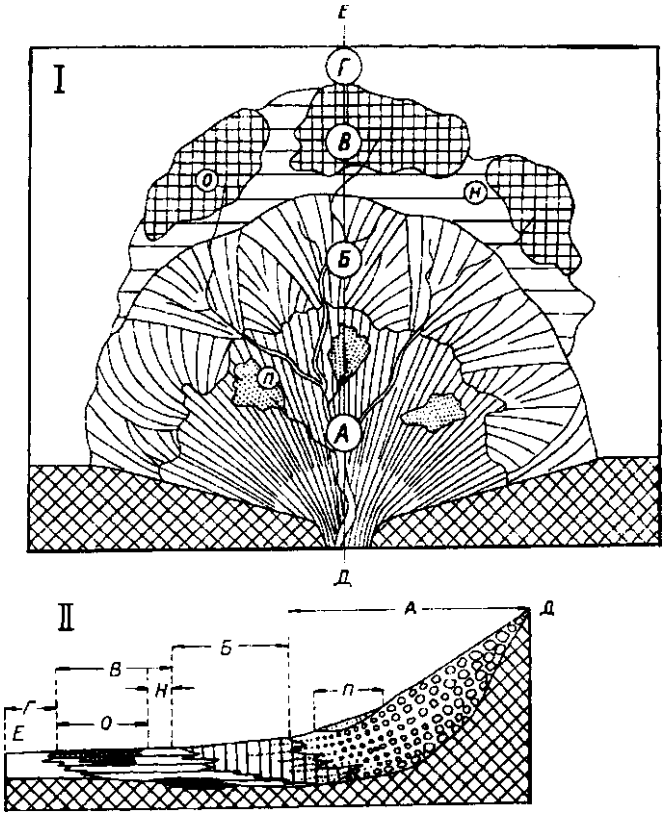


Рис. 25.9. Схема строения крупного пролювиального конуса в плане (I) и радиальном разрезе (II) (*по Е.В.Шанцеру, 1966*):

А — вершинная зона, сложенная русловыми («потоковыми») отложениями, на профиле ее уклон преувеличен; *П* — покровные пески и супеси частных вееров выноса в пределах вершинной зоны; *Б* — средняя зона накопления «веерной фации» на периферии морфологически выраженного конуса выноса; *В* — фронтальная зона разливов и накопления осадков «застойноводной фации» (*О* — осадки озерного типа, *Н* — наземные, болотно-солончаковые осадки); *Г* — непролювиальные отложения предгорной равнины. Косая клетка — породы ложа и горного склона

отложений наиболее широко распространен в предгорных областях с аридным и семиаридным климатом. Здесь они формируют хорошо выраженные веерообразные, субизометричные или удлиненные конусы размерами до сотен километров, с первичным наклоном до 5—10° (в вершинах конусов), мощностью накоплений до многих десятков и сотен метров, с четкой продольной гранулометрической фациальной зональностью от грубообломочной, «фангломератовой» (или селевой) фации до тончайшей лёссовой.

В пределах крупных конусов («наземных дельт») выделяют три фации (рис. 25.9): «1) *привершинную фацию* — валунно-галечную, *русловую* или потоковую, грубообломочные отложения которой похожи на горный аллювий, но большей частью являющиеся грубым пролювием, образующим тесные парагенезы с грубыми отложениями постоянных рек, откладывавшимися не в режиме пролювиального процесса; крупновалунные отложения прослеживаются на расстояниях до 15—17 км, а средне- и мелковалунные уносятся дальше; частные конусы более тонкого материала усложняют строение фации еще больше; 2) *среднюю фацию* малонаклонной зоны конуса, названную В.И.Елисеевым (1963) *веерной*, — песчано-алевритовую, т.е. лёссовую, формирующуюся частными конусами-веерами, когда поток выходит из берегов частного русла и «расплывается» по поверхности этой зоны конуса; 3) внешнюю, или периферическую, меньше связанную с предыдущими, названную В.И.Елисеевым *фацией разливов*, а Е.В.Шанцером *застойноводной* — алеврито-известково-глинистую, формирующуюся в заболоченных и озерных условиях и такырах при больших разливах и затоплениях» (Фролов, 1995, с. 195).

Пролювиальные *крупнообломочные* грунты (и отложения конусов выноса, и особенно селевые образования) характеризуются очень слабой отсортированностью и слабой окатанностью обломков. В них наряду с крупным валунником, галечником и гравием содержится песчаный, пылеватый и глинистый материал, заполняющий промежутки между крупными обломками. Быстрое отложение сносимого со склонов материала при резком уменьшении скорости течения воды у их подножия обусловливает формирование беспорядочной или грубой косослоистой текстуры с неправильным чередованием линз и прослоев разного состава и разных свойств. Нередко косая слоистость приобретает форму правильно повторяющихся горизонтальных и косых серий.

Общая пористость рассматриваемых крупнообломочных грунтов может быть очень низкой (15—20%). Уплотнению и увеличению прочности материала кроме разнородности механического состава способствует глубокое и длительное просыхание с образованием цементационных связей между обломками. В отличие от промытых аллювиальных отложений, пролювиальные и особенно селевые отложения могут содержать водорастворимые соли. Последние особенно характерны для районов засушливого жаркого климата.

Пролювиальные *пески*, формирующиеся в горных и предгорных районах под влиянием временных бурных дождевых потоков, характеризуются наличием некоторой, хотя и достаточно слабой, окатанности частиц. Дисперсность этих песков различна; она в основном определяется режимом временных водных потоков, сформировавших данный тип песков. Для их разрезов типично переслаивание песков различного гранулометрического состава, среди которых преобладают плохо и слабо отсортированные разности. Очень часто пролювиальные пески залегают в виде прослоев и линз в толще крупнообломочного материала.

В разрезе пролювиальных отложений, как показано ранее, присутствуют и связные грунты, представленные глинистыми и лёссовыми разностями. Первые обычно слагают прослои и линзы мощностью 1—5 м в толще грубообломочных пород и имеют протяженность в десятки и сотни метров. Для таких глинистых образований характерна плохая сортировка материала и наличие включений обломков пород различной величины. Обычно глинистые породы песчанистые или сильно пылеватые, причем различные по размеру частицы распределены в породе беспорядочно. Эти глины обычно полиминеральные. Их состав зависит от состава размываемых пород и носит резко выраженный унаследованный характер.

Лёссовые грунты широко развиты в разрезе толщ пролювиальных отложений. Их мощность составляет десятки метров. В аридных условиях они, как правило, просадочные, причем просадка проявляется как при действии только природной, так и дополнительной нагрузки.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Аллювиальными называют отложения речных потоков. Аллювий, по мнению Е.В.Шанцера (1980), представляет собой генетический тип отложений, сложных по строению и фациальной неоднородности, образующийся в разнообразных физико-географических обстановках и водными потоками разного гидрогеологического режима и мощности. Но разные формы аллювия тес-

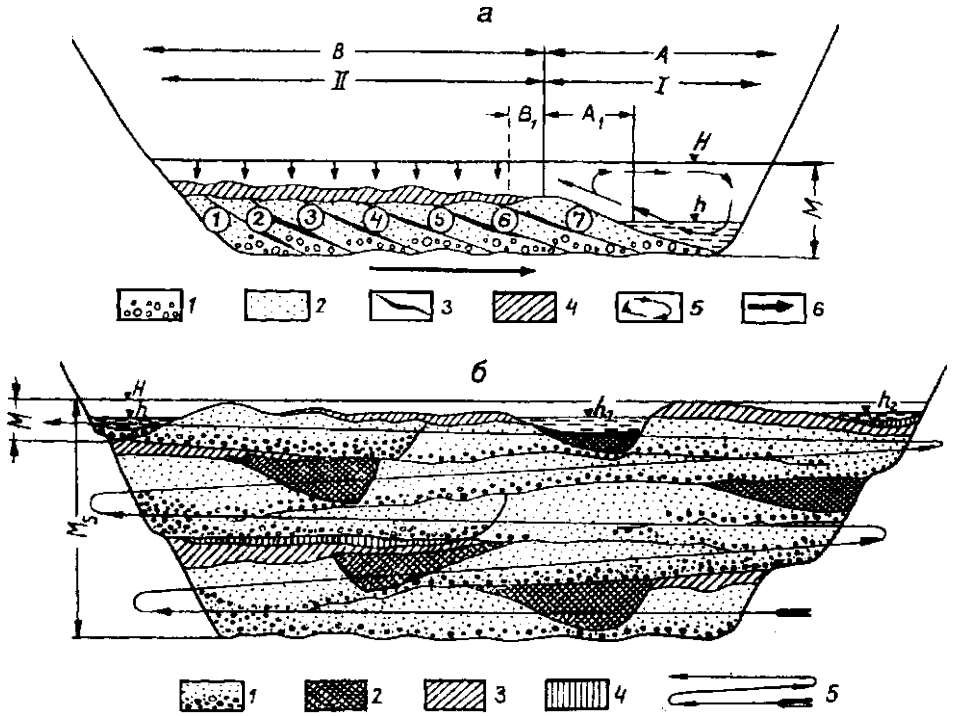


Рис. 25.10. Схема перстративной и констративной фаз аллювиальной аккумуляции (*Шанцер, 1966*):

а. Перстративный аллювий: *А* — русло (A_1 — русловая или прирусловая отмель); *Б* — пойма (B_1 – прирусловой вал); *Н* – уровень талых вод; *h* – уровень межени; *М* – нормальная мощность аллювия; *I* – зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами; цифры в кружках (*1–7*) – последовательно образующиеся слои руслового аллювия; *II* – зона осаждения взвешенных наносов. Русловой аллювий: *1* – грубозернистые пески, гравий, галька; *2* — мелко- и тонкозернистые пески; *3* — прослои заиления; *4* — пойменный аллювий; *5* — токи поперечной циркуляции в русле; *6* — направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия.

б. Констративный аллювий (*Шанцер, 1966*): *Н* – уровень паводковых вод; *h* – уровень межени в действующем русле реки; h_1, h_2 — меженные уровни стариц и вторичных водоемов поймы; *М* — нормальная мощность аллювия при перстративной аккумуляции; M_5 — суммарная мощность констративной аллювиальной толщи; *1* — русловой аллювий; *2* — старичный аллювий; *3* — пойменный аллювий; *4* – отложения вторичных водоемов поймы; *5* – общее направление перемещения русла в ходе констративного наслоения толщи

но связаны взаимопереходами, а их накопление подчинено близким закономерностям. Поэтому они обычно рассматриваются как представители единого генетического типа, хотя некоторые из них и заслуживают выделения в особые генетические типы.

Аккумуляция аллювиальных отложений происходит в различные динамические фазы. В.В.Ламакин (1947, 1948, 1950) выделил три фазы: инстративную, перстративную и констративную.

Первая — *инстративная* (или выстилающая) — начальная фаза — свойственна горным рекам, особенно их верховьям. Крутые продольные уклоны этих рек, интенсивная донная эрозия позволяют лишь при спаде паводковых вод отлагаться валунно-галечному материалу, который при последующих па-

водках размывается и сносится вниз, т.е. переоткладывается. При некотором расширении долины, когда дно ее не полностью занято меженным руслом, образуются более обширные галечные отмели. Во вторую фазу формируется так называемый *перстративный* (или перестилаемый) аллювий (рис. 25.10, *а*). Ярче всего закономерности его строения выражены в крупных речных долинах равнинных рек. В.В.Ломакин (1948, 1950) и Е.В.Шанцер (1951, 1966) показали, что этот тип аллювия образуется в фазы динамического равновесия речных долин, когда русло реки длительное время мигрирует по их дну на одном и том же гипсометрическом уровне, частично перемывая и переоткладывая ранее накопленные аллювиальные отложения. «В итоге образуется аллювиальная толща ограниченной мощности, величина которой близка разности высот между дном русла и уровнем паводковых вод. Нижняя, главная часть этой толщи слагается фациями руслового аллювия, состоящего из отложенных в смещающемся русле реки хорошо промытых косослоистых песков, реже гравием, содержащих в основании гальку и постепенно изменяющих свой гранулометрический состав снизу вверх по разрезу от относительно более грубого ко все более мелкозернистому. Характерной особенностью руслового аллювия является прислонение более молодых накоплений к более древним в латеральном направлении, в сторону смещения русла реки на данном этапе его миграции. Тем самым для него действительна латеральная, а не вертикальная стратиграфическая последовательность напластования, что важно учитывать при детальном расчленении разрезов. В толщу руслового аллювия обычно бывают вложены линзообразные тела старичного аллювия, заполняющие отшнурованные от действующего русла озеровидные старичные водоемы. Линзы старичного аллювия сложены темными, богатыми органическим веществом алевритовыми и глинистыми, реже тонкопесчаными, осадками.

Сверху русловой, а обычно и старичный аллювий в большинстве случаев перекрыт маломощным покровом пойменного аллювия, сложенного супесями и суглинками, возникающими за счет осаждения частиц, взвешенных в талых водах, периодически затопляющих речную пойму. В нем нередко присутствуют тонкие прослои слабо развитых погребенных почв. Смена в разрезе перстративного аллювия русловых фаций перекрывающими их пойменными есть прямое следствие латерального смещения русла и возникновения на его прежнем месте новообразованных участков поймы. Поэтому ее нельзя рассматривать как свидетельство изменения во времени гидрологического режима реки и климата и считать основой стратиграфического расчленения аллювиальной толщи.

Горные реки формируют по преимуществу только русловой аллювий, сложенный большей частью галечниками, тогда как пойменные и старичные отложения в его составе либо полностью отсутствуют, либо развиты слабо. Более подробные сведения об особенностях строения его толщ и фациальном расчленении приведены в работах А.А.Чистякова (1959, 1967) и И.П.Карташева (1972)» (Шанцер, 1982, с. 77—78).

В третью, *констративную* (или *настилающую*) фазу аккумуляция аллювия идет в условиях отрицательных движений земной коры и большого поступления твердого стока: река уже не может полностью его переоткладывать, а, меандрируя еще интенсивнее, течет на все более высоком уровне по отношению к ложу аллювия, и долина интенсивно заполняется им. Аллювий становится *многоэтажным* (циклитовым). Кратковременно консервативная фаза

наступаст и при резком усилении поставки рыхлого материала из-за увлажнения климата, а когда оно накладывается на интенсивное прогибание — образуются мощные (до 40—50 м и больше) циклотемы (Фролов, 1995).

Строение толщи конструктивного (настилаемого) аллювия, образующееся при интенсивном заполнении долин осадками, обусловлено тектоническими и отчасти климатическими факторами. В этих мощных толщах горизонты руслового аллювия, иногда включающие линзы старичных отложений, напластованы в нормальной стратиграфической последовательности, разделяясь поверхностями размыва. Пойменные отложения в виде выдержанных слоев редко развиты, обычно они приурочены (в форме отдельных линз) к кровле налегающих один на другой горизонтов руслового аллювия (см. рис. 25.10, *б*).

Чрезвычайно важно еще одно положение, четко сформулированное Е.В.Шанцером (1982, с. 78—79): «Различия аллювия, откладываемого водными потоками с разными площадями водосборов, протекающих в разных геоморфологических и климатических обстановках, а поэтому обладающих различным гидрологическим режимом, могут быть весьма существенными. Они выражаются в неодинаковом развитии русловых, старичных и пойменных фаций, особенности гранулометрического состава, степени сортировки слагающих их осадков и обработки крупнообломочного материала и т.п. Так, реки с сильно залесенными, заболоченными и изобилующими проточными озерами водосборами обычно не образуют пойменных осадков из-за незначительной мутности вод и малой высоты паводков, отражающей значительную зарегулированность стока. Наоборот, для аллювия рек местного питания, протекающих в степных и полупустынных районах, в связи с большой активностью склонового смыва на водосборах и обусловленной этим мутностью вод, пойменные фации обычно сильно развиты. В полуизолированных плёсах, на которые распадается русло многих из них в межень, часто сильно зарастающих, накапливаются осадки, относящиеся к русловому аллювию, но литологически нередко весьма сходные со старичными отложениями рек гумидных климатических зон».

Аллювиальные *крупнообломочные* грунты достаточно широко распространены, как уже отмечалось, в долинах горных рек, которые обладают быстрым, стремительным течением, способным переносить крупный обломочный материал. Например, при скорости течения 4,4 м/с река способна переносить глыбы массой 1,5 т. В соответствии с этим аллювий горных рек представлен валунами, галькой и гравием, содержащим в ряде случаев песчаный заполнитель. Глинистые и органогенные отложения среди них отсутствуют. Грубообломочный состав определяет очень высокую водопроницаемость толщ (до 100 м/сут и более), их несжимаемость под нагрузкой и высокое сопротивление сдвигу.

Крупнообломочный аллювий встречается и у равнинных рек. В их долинах особенно широко распространены гравийные и реже галечниковые образования, слагающие нижнюю часть аллювиальной толщи. Более крупные разности грунтов имеют спорадическое распространение. Общим признаком грубообломочных русловых образований равнинных рек является незначительное содержание в них пылеватых и глинистых частиц, которые непрерывно вымываются и выносятся речными водами. В качестве заполнителя в них обычно присутствует песчаный материал. Как правило, наиболее крупный гравийный и галечниковый материал залегает в верховьях, а более мелкий — в низовьях

рек; в этом же направлении увеличивается степень окатанности частиц. В общей схеме залегания этих образований крупные гравийные частицы обычно перекрыты сверху более мелкими. Это объясняется тем, что по мере выработки вертикального профиля долин рек уменьшался их уклон, что вызвало уменьшение скорости течения, в соответствии с чем происходило изменение крупности частиц и обломков осадка.

Крупнообломочные аллювиальные грунты равнинных рек представлены окатанными обломками прочных, крепких пород; нестойкие и слабые обломки, как правило, отсутствуют. Они имеют достаточно плотное сложение, высокую водопроницаемость и являются практически несжимаемыми грунтами.

Аллювиальные *пески* широко распространены в пределах современных речных долин равнинных территорий. В долинах горных рек, где аллювий представлен в основном грубообломочными грунтами, пески имеют спорадическое распространение.

Среди аллювиальных песков встречаются различные по гранулометрическому составу разности, отличающиеся структурно-текстурными особенностями и инженерно-геологическими свойствами. Эти характеристики, а также строение аллювиальных песчаных толщ определяются, в первую очередь, фациальными условиями их формирования (Шанцер, 1951).

Русловые пески являются отложениями основного потока реки. Они наименее дисперсны по сравнению с другими фациальными типами аллювиальных песков, формирующихся на этом же отрезке реки. В целом же их дисперсность в пределах долин различных рек может быть различной в зависимости от скорости течения реки и геологических особенностей местности.

Общей характерной чертой русловых песков является закономерное изменение их дисперсности по продольному профилю реки: вниз по течению уменьшаются размеры зерен песка и одновременно с этим повышается его однородность.

Русловые пески, как и другие типы аллювиальных песков, характеризуются слоистым сложением. Для них типичны разнообразные формы косой и диагональной слоистости. Песчаный материал в наклонных сериях пропластков, залегающих с углом падения 15—30°, обычно достаточно хорошо отсортирован. Наиболее хорошей отсортированностью характеризуются пески микрофации прирусловой отмели; пески пристрежневой фации, представленные более крупными гранулометрическими разностями, имеют меньшую степень сортировки.

Русловые пески сложены в основном частицами окатанной или полуокатанной формы. По минеральному составу они преимущественно кварцевые. Неустойчивые минералы содержатся в них, как правило, в незначительном количестве.

Невысокая дисперсность рассматриваемых песков, их достаточно хорошая отсортированность и окатанность, преобладающее среднее и рыхлое сложение обусловливают значительную водопроницаемость русловых песков, причем их водопроницаемость в горизонтальном направлении обычно выше, чем в вертикальном.

В пойменной и старичной фациях аллювия пески играют подчиненную роль. В основном они залегают в виде маломощных прослоев и линз в толще суглинистых и супесчаных пород (например, в отложениях ленточной микрофации, микрофации линзовидно-слоистых супесей и суглинков и др.). В долинах некоторых рек, особенно в районах широкого распространения флювио-

гляциальных песчаных образований, роль песков в разрезе пойменного аллювия резко возрастает.

Наиболее крупные массивы песчаных грунтов в толще пойменного аллювия приурочены к микрофации прирусловых валов. Последние формируются на границе русла с поймой на вогнутых сторонах речных меандр по окраинам береговых отмелей и практически полностью сложены косослоистыми песками. Эта микрофация аллювия занимает переходное положение между русловыми и пойменными отложениями.

В пойменной и старичной фациях пески представлены главным образом мелко- и тонкозернистыми и пылеватыми песками, горизонтально- или линзовидно-слоистыми, содержащими примесь глинистого и часто органогенного материала. Эти пески характеризуются меньшей водопроницаемостью по сравнению с русловыми, сжимаемость их значительно выше.

Среди аллювиальных образований *глинистые* грунты развиты очень широко, особенно в долинах равнинных рек. Они отличаются разнообразием как по составу, так и по свойствам. Что определяется различными условиями формирования тех или иных глинистых аллювиальных толщ.

Среди отложений русловой фации аллювия удельный вес глинистых грунтов в целом небольшой. Обычно они представлены супесями и суглинками, нередко содержащими органические остатки.

Пойменная фация аллювия равнинных рек в отличие от русловой сложена преимущественно глинистыми образованиями. Это обусловлено тем, что паводковые воды, разливающиеся по пойме, несут, как правило, тонкопесчаный, пылевато-суглинистый и глинистый материал. Оседая после спада воды на поверхности поймы, он покрывает ее прерывистым слоем, причем наиболее мощные глинистые линзы, обычно обогащенные органическими остатками, образуются в понижениях рельефа. Оседанию взмученного материала и обогащению его растительными органическими остатками способствует ежегодно развивающаяся на пойме богатая травянистая растительность и заросли кустарников.

Среди отложений пойменной фации наиболее широко развиты горизонтально-, волнисто- и линзовидно-слоистые суглинки и глины; супеси встречаются реже. Суглинки и глины плохо дренируемых участков пойм обычно имеют серо-сизый цвет вследствие их оглеения и обогащения органическими веществами; на дренированных, прирусловых участках цвет пород бурый или коричневый. Молодые пойменные глины, суглинки и супеси обычно очень рыхлые, влажные и слабо связанные. Высыхание их сопровождается изменением структуры породы и появлением мельчайших трещинок, разбивающих породу на отдельности неправильной формы. По стенкам трещин нередко отлагаются бурые окислы железа, увеличивающие неоднородность строения пойменных отложений.

Очень часто в разрезах пойменного аллювия наблюдаются погребенные почвы или темноцветные горизонты, обогащенные органическим материалом. Наличие таких горизонтов и погребенных почв в толще аллювия ухудшает его свойства, поскольку высокое содержание органического материала в этих прослоях повышает гидрофильность, влажность, набухаемость, сжимаемость и снижает сопротивление сдвигу аллювиальных глинистых толщ.

Специфические глинистые грунты формируются в брошенных старых руслах — старицах, которые постепенно превращаются в замкнутые заболочен-

ные понижения, заполняющиеся в паводковый период пылевато-глинистым материалом. Богатство этих отложений гниющими органическими остатками нередко вызывает процессы торфообразования и типичный при недостатке кислорода процесс минералообразования. Здесь образуются такие минералы, как сидерит, мельниковит, вивианит, гидротролит и др. Большинство из них при доступе кислорода легко разлагается, обусловливая характерные для старичных отложений процессы диагенеза.

Для отложений стариц, в отличие от глинистых грунтов остальной части поймы, характерно также постоянное полное водонасыщение. После спада паводковых вод глинистые отложения поймы подвергаются длительному просыханию (до следующего затопления их водой), а старичные отложения, как правило, остаются все время покрытыми водой. В этих условиях старичные глинистые грунты приобретают явные коллоидные свойства, обусловливающие их обычно пластичное или даже текучее состояние и весьма низкие показатели механических свойств (сопротивления сжатию и сдвигу).

По минеральному составу аллювиальные глинистые грунты различаются. Среди них преобладают полиминеральные разности, содержащие несколько глинистых минералов. Наиболее часто встречаются каолинит-гидрослюдистая или монтмориллонит-гидрослюдистая ассоциации глинистых минералов.

Приведенное краткое описание различных фациальных типов глинистых аллювиальных грунтов показывает, что наихудшими по инженерно-геологическим особенностям среди них оказываются старичные глинистые грунты, обычно представленные высокодисперсными разностями со значительным количеством органики. Они находятся преимущественно в мягкопластичном состоянии; среди молодых старичных глинистых образований также очень широко распространены грунты текучей и скрытотекучей консистенции. Все они характеризуются высокой сжимаемостью и низкими показателями сопротивления сдвигу. Например, Н.Н.Маслов указывает, что коэффициент сдвига пластичных разностей старичных глинистых грунтов при нагрузке 0,2 МПа равен 0,015—0,025, а модуль осадки — 150—200 мм/м. Еще более высокие показатели сжимаемости (и соответственно более низкие значения сопротивления сдвигу) характерны для текучих разностей грунтов. Водопроницаемость грунтов, несмотря на их значительную общую пористость, очень небольшая, вследствие чего процесс осадки сооружений, выстроенных на старичных глинистых грунтах, протекает очень медленно и долго.

Высокая сжимаемость и низкое сопротивление сдвигу старичных глин часто не позволяет рекомендовать их в качестве основания для тяжелых и сложных инженерных сооружений. В случае же необходимости расположения последних на участках развития старичных отложений должны быть применены специальные способы для обеспечения их устойчивости, а в отдельных случаях даже приходится прибегать к удалению этих грунтов и замене их более надежным грунтом.

Глинистые и суглинистые грунты пойменной фации аллювия обладают более благоприятными инженерно-геологическими особенностями. Для них характерны более высокие показатели механических свойств. При этом необходимо отметить, что наиболее высокое значение этих показателей свойственно глинистым образованиям пойменной фации в пределах надпойменных террас, особенно высоких; современные пойменные образования имеют более низкие прочностные характеристики. Водопроницаемость пойменных глини-

стых грунтов мала. Среди них в разрезах надпойменных террас достаточно широко развиты лёссовидные суглинки, которые в разной степени обладают просадочными свойствами и невысокой водопрочностью.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Озерные отложения формируются в озерных водоемах и относятся к группе тиховодных отложений. При этом одни исследователи (В.Т.Фролов) относят к ним только механогенные отложения, а другие (Е.В.Шанцер и др.) — и биохемогенные, а часто хемогенные образования.

Состав озерных отложений во многом определяется климатом, влияющим на гидрологию водоемов, гидрохимию вод и массу органического вещества, образуемую водными организмами. В пресноводных проточных озерах гумидной зоны на большей части их площади накапливаются илы, обогащенные железомарганцевыми конкрециями, сапропели (торфянистые и водорослевые) и диатомиты. Илы обычно темно-серые, богатые органическим веществом, с тонкой слоистотью, с прослоями песков, по берегам нередко переходящие в пески или торф.

В аридных условиях в озерах с пресной водой накапливается близкий по составу комплекс осадков. Для солоноватоводных и соленых бессточных озер свойственны биохемогенные карбонатные (известковые и доломитовые) илы и самосадочные соли (гипс, мирабилит, иногда поваренная соль).

Следует иметь в виду, что в одной климатической зоне существуют, как подчеркивал Е.В.Шанцер, озера с существенно разным составом осадков, так как он зависит от размеров и морфологии озерной ванны, площади, рельефа и геологического строения водосбора, определяющих интенсивность денудации в его пределах, количество и состав поступающего в водоем терригенного материала и растворенных минеральных веществ, необходимых для жизнедеятельности водорослевого планктона и других водных растений. Поэтому в разных озерах могут преобладать то песчаные осадки (особенно в горах), пылеватые и глинистые, то чисто органогенные илы.

Важно также знать, что в генетический тип озерных отложений не включают осадки сезонных эфемерных водоемов пустынь и осадки крупных озер, которые по своим характерным чертам «ближе к морским, чем к континентальным отложениям. В особенности это относится к таким обширным солоноватоводным замкнутым водоемам, как Каспий или Аральское море... В него не входят также осадки старичных озер речных пойм и временных озеровидных разливов, периодически возникающих по периферии крупных конусов выноса в аридных климатических обстановках. Те и другие являются закономерными членами соответственно аллювиальных и пролювиальных фациальных рядов и должны рассматриваться как своеобразные озерные фации аллювия и пролювия. Отложения приледниковых озер, питающихся талыми водами ледников, а в прошлом, по периферии равнинных плейстоценовых материковых оледенений, целиком обязанные своим существованием оледенению, выделяются в особую группу ледникового ряда. Такое ограничение лимнической группы отложений вносит в классификационную схему известную условность, так как все члены сложного континентального осадочного комплекса тесно взаимосвязаны» (Шанцер, 1982, с. 214).

Озерные *крупнообломочные* грунты распространенны незначительно, по своим структурно-текстурным особенностям и свойствам близки к морским галечникам, формирующимся в зоне прибоя.

Озерные *суглинки* и *глины*, как правило, тонкослоистые, реже линзовидно-слоистые. Отличительной их особенностью является значительное содержание органических веществ, причем растительные остатки в них часто плохо разложившиеся, особенно в высокодисперсных глинах.

В озерных глинистых породах могут встречаться все глинистые минералы, но каолинит, галлуазит и гидрослюды играют преимущественную роль. Из аутигенных неглинистых минералов постоянно присутствуют окислы железа, сульфиды (пирит и марказит), карбонаты, иногда свободные гидраты глинозема.

Высокая пористость озерных глинистых пород, значительное содержание в них органики и высокая естественная влажность обусловливают большую сжимаемость пород и низкие показатели сопротивления сдвигу.

ПОДЗЕМНО-ВОДНЫЕ (СУБТЕРРАЛЬНЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

К этим отложениям относят сложно построенный и по существу разногенетичный комплекс отложений, включающий терригенные и натечные типы пещерных (прежде всего карстовых) отложений и известковые туфы отложений источников.

Все терригенные и хемогенные отложения пещер Е.В.Шанцер (1966) и В.Т.Фролов (1995) объединяют в один генетический тип. Он включает: 1) остаточные образования — подземный элювий (терра-росса, доломитовая мука, развалы, панцири и др.); 2) обвальные накопления — продукты обрушения сводов карстовых полостей (обвальные карстовые брекчии); 3) механические водные осадки (пещерный аллювий, отложения пещерных озер, кольматационные отложения — мелкоземные осадки, замытые дождевыми и снеговыми водами, или образовавшиеся при суффозионных процессах; 4) хемогенные отложения — натечные образования (сталактиты, сталагмиты, сталагматы и др.); 5) биогенные отложения — гуано, костяные брекчии, пещерные фосфориты и др.; 6) пещерный и трещинный лед; 7) антропогенные отложения — культурный слой.

В отдельный генетический тип обособляются отложения *источников* — известковые туфы и травертины, которые, по В.Т.Фролову (1995), правилнее относить к хемогенному ряду.

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Группа собственно ледниковых (ортогляциальных) отложений в качестве самостоятельных генетических типов включает основные (донные) морены, абляционные и краевые морены. Первые наиболее широко распространены и типичны для ледниковых отложений.

Основные, или *донные*, *морены* образуются «под покровом движущегося ледника из обломочного материала, возникшего преимущественно за счет экзарации пород ледникового ложа и заключенного в придонных частях толщи льда (мореносодержащий лед или подвижная донная морена). В пределах распространения плейстоценовых материковых оледенений основные морены плащеобразно покрывают огромные равнинные территории. Слагающие их осадки нередко представляют собой беспорядочную смесь различных размеров, от глинистых до крупных валунов включительно. Однако, будучи несортированными, они слагают в то же время достаточно упорядоченно пост-

роенные моренные пласты, обладающие рядом характерных текстурных признаков, которые унаследуются от родоначального мореносодержащего льда. Динамику накопления и строение основных морен подробно изучил Ю.А.Лаврушин (1976). Он установил существование двух важнейших разновидностей основных морен — монолитных и чешуйчатых.

Монолитные основные морены образуются в обстановках медленного послойно-пластичного течения льда. Они представлены пластами однородных валунных суглинков и супесей с характерной плитчатой или сланцеватой отдельностью, мощность которых редко превышает первый десяток метров. Под термином «морена» в большинстве случаев подразумеваются именно подобные образования. Чешуйчатые основные морены образуются в тех зонах ледника, где основным фактором движения становится напор масс льда, поступающих из центра оледенения. Они образуются чешуйчато надвинутыми друг на друга блоками и пластинами, сложенными то валунными суглинками и супесями, то затянутыми в морену и в разной степени деформированными рыхлыми породами ледникового ложа — «коренными», т.е. дочетвертичными и относительно более древними четвертичными (аллювиальными, озерными или морскими) образованиями, иногда включающими погребенные торфяники, почвы и осадки теплолюбивой флоры и фауны. Мощность чешуйчатых морен достигает многих десятков и даже первых сотен метров.

Пласты монолитных основных морен играют роль маркирующих стратиграфических горизонтов, протягивающихся на значительные расстояния. Иначе обстоит дело с чешуйчатыми моренами. Составляющие их чешуи и пластины нередко разделяются столь пологими поверхностями надвига, что создается иллюзия их нормальной стратиграфической последовательности. В этих случаях нетрудно прийти к ошибочному истолкованию разрезов, приняв чередование собственно моренных и разделяющих их пластин, сложенных неледниковыми отложениями, за свидетельство повторных фаз наступания и отступания ледников, т.е. изменений климатической обстановки во времени. Только знание закономерностей строения и формирования основных морен может предупредить возникновение подобных ошибок и основанных на них ложных выводов о климатостратиграфии.

Вторым генетическим типом собственно ледниковых отложений являются *абляционные морены* (курсив — *авт.*). Они образуются в периферических зонах ледников при участии талых вод, либо насыщающих вытаявшую моренную массу и приводящих к ее солифлюкционному сплыванию в понижения ледникового рельефа, либо выносящих из нее мелкие частицы и оставляющих на месте только грубый щебнисто-валунный материал. Соответственно возникают разные абляционные морены, которые в разрезах ледниковых толщ всегда подстилаются нормальными основными моренами. Абляционные морены грубовалунного состава широко распространены на территории Балтийского и Канадского кристаллических щитов и в районах горного оледенения, где они возникают за счет обломочного материала, содержащегося в толще или на поверхности ледника (внутренние и поверхностные подвижные морены). На равнинных пространствах Русской и Североамериканской плит они встречаются значительно реже и представлены в основном солифлюкционными разностями, значительно труднее распознаваемыми в разрезах.

Наконец, к третьему генетическому типу собственно ледниковых отложений относятся *краевые (конечные) морены* (курсив — *авт.*). Они слагают вало-

образные или грядово-холмистые формы аккумулятивного ледникового рельефа, возникавшие неоднократно при стационарных положениях ледникового края и вытянутых параллельно его положению. Обычно термин краевые, или конечные, морены применяется именно для обозначения этих форм рельефа. Однако есть все основания распространить его и на слагающие их отложения, генезис которых существенно отличается от основных и абляционных морен. Краевые морены в большинстве случаев — напорные образования, представляющие собой чередование нарушенных ледником моренных, водно-ледниковых отложений и пород ледникового ложа. Собственно ледниковые образования в их строении обычно играют резко подчиненную роль, а чисто «насыпные» конечные морены, образованные принесенным льдом материалом, распространены весьма ограниченно» (Шанцер, 1982, с. 83—84).

К этому четкому описанию следует лишь добавить, что основные морены содержат крупные *отторженцы*, нередко сложенные гигантскими, длиной в несколько километров, блоками в разной степени смятых и раздробленных при перемещении пород мощностью в десятки метров. Дальность их переноса льдом составляет десятки и сотни километров. Нередко они ошибочно трактуются как тектонические шарьяжи.

Моренные образования чаще всего представлены связными грунтами — *супесями, суглинками* и *глинами*, содержащими различное количество дресвы, гравия, гальки и валунов. Состав этих образований закономерно изменяется по мере удаления от области питания. Так, на северо-западе европейской части России они представлены в основном супесями (реже суглинками), переполненными крупновалунным материалом из кристаллических изверженных пород. Южнее развиты преимущественно суглинистые толщи, количество включений в которых гораздо меньше по сравнению с более северными районами. Еще южнее морена становится более глинистой, количество валунов уменьшается и они представлены в основном обломками местных пород.

Нижние горизонты моренных толщ по составу в значительной степени связаны с составом подстилающих пород. Так, севернее Балто-Ладожского глинта морена формировалась за счет разрушения синих кембрийских глин: она обогащена глинистым материалом и имеет синевато-серую окраску. Южнее глинта, в области развития силурийских известняков, мощность морены уменьшается, а по составу она становится щебенчатой, карбонатной. Еще южнее мощность морены вновь увеличивается, морена опесчанивается и нередко окрашена в яркие малиново-красные тона, что обусловлено разрушением красноцветных девонских песчаников. В Центральном районе, в области развития черных верхнеюрских глин и глауконитовых глинистых песков, нижняя морена вновь приобретает темную окраску и становится более глинистой, одновременно обогащаясь глауконитом.

Для толщ моренных образований характерны включения отторженцев, которые по инженерно-геологическим особенностям отличны от моренных глинистых пород. Если подобные отторженцы состоят из твердых пород (известняков, песчаников), то они не представляют опасности в инженерно-геологическом отношении и вносят, как указывал В.А.Приклонский (1952), лишь усложнения в инженерно-геологическую обстановку. Отторженцы пластичных мягких глин (например, темных глин верхней юры) играют совершенно иную роль: их наличие может обусловливать большие и, главное, неравномерные осадки зданий, возведенных на участках их развития.

Для толщ моренных образований также характерно наличие внутриморенных линз водонасыщенных песков, которые, с одной стороны, увеличивают неоднородность строения толщ, а с другой — уменьшают их устойчивость в стенках откосов и котлованов.

Глинистые моренные грунты являются полиминеральными образованиями. В их глинистой фракции чаще всего преобладают гидрослюды. Наряду с ними здесь содержится значительное количество кварца, полевых шпатов и других минералов, тонкодисперсные частицы которых образовались путем механического перетирания движущимся льдом более крупных обломков. Содержание водорастворимых солей в морене мало; часто они совсем отсутствуют. Карбонатов больше в нижних частях моренной толщи. Органическое вещество в этих грунтах, как правило, отсутствует.

Отличительно чертой глинистых моренных образований является их высокая плотность, значения которой колеблются от 1,80—1,90 до 2,20—2,30 г/см^3. Пористость этих грунтов мала — обычно 25—35% (чаще около 30% или несколько ниже). Столь высокая уплотненность рассматриваемых глинистых грунтов объясняется, в первую очередь, уплотняющим давлением ледника в момент формирования моренных толщ. Уплотнению также способствовала большая разнородность гранулометрического состава моренных грунтов.

В соответствии с высокой плотностью сжимаемость моренных отложений обычно мала: показатели механических свойств характеризуют морену как плотный, слабосжимаемый грунт. Так, по данным В.А.Приклонского (1952), модули деформации, полученные при компрессионных испытаниях в интервале нагрузок 0,1—0,3 МПа, находятся в пределах 10—15 и даже 20 МПа. Для нагрузок 0,3—0,4 МПа их значения обычно превышают 10 МПа. О значительной несущей способности моренных грунтов свидетельствуют данные, приведенные в табл. 25.4. Сопротивление сдвигу моренных грунтов также обычно достаточно высокое (табл. 25.5).

Необходимо отметить, что моренные суглинки и глины, хотя и обладают значительной водопрочностью, все же размокают и размываются водой. Эта способность моренных грунтов иногда является причиной деформаций откосов и дна выемок и котлованов.

В инженерно-геологической практике моренные глинистые грунты в большинстве случаев считаются надежными основаниями для самых ответствен-

Таблица 25.4

Расчетное сопротивление (МПа) оснований из моренных грунтов, содержащих не более 15% грубообломочных включений

(по Е.Ф.Винокурову, 1962)

Грунт	Коэффициент пористости	Состояние грунта			
		твердое	тугопластичное	пластичное	мягкопластичное
Моренная супесь	0,50 0,15 0,40	0,3 0,4 0,5	0,30 0,35 0,40	0,30 0,30 0,35	0,2 0,2 —
Моренный суглинок	0,45 0,37 0,30	0,5 0,6 0,7	0,35 0,40 0,45	0,30 0,35 0,40	0,2 0,2 - -

Таблица 25.5

Значения угла внутреннего трения и сцепления моренных грунтов

(по Е.Ф.Винокурову, 1962)

Грунт	Характеристика грунта	Состояние грунта	
		твердое и тугопластичное	пластичное и мягкопластичное
Моренный суглинок	C, МПа	0,19–0,08	0,08–0,01
	$\varphi°$	42–18	18—10
Моренная супесь	C, МПа	0,08–0,01	
	$\varphi°$	35–12	

ных и тяжелых сооружений, что обусловлено их плотным сложением, очень низкой пористостью и слабой сжимаемостью.

Ледниковые *пески* залегают в виде прослоев и линз в толще моренных валунных суглинков и глин. По гранулометрическому составу они различны; преобладают разнозернистые, плохо отсортированные гравелистые и крупнозернистые разности, содержащие, как правило, валунный материал (иногда в значительных количествах). Для этого типа песков свойственна большая изменчивость состава и свойств как в разрезе, так и по простиранию.

Ледниковые пески, заключенные в толще моренных глинистых грунтов, часто содержат напорные воды, причем даже близко расположенные изолированные друг от друга линзы таких водонасыщенных песков могут обладать различными напорами. Подобные линзы при вскрытии их котлованами часто вызывают оползание и оплывание откосов, а иногда — прорыв напорных подземных вод в котлованы и подземные выработки. Вместе с водой в этих случаях выносится большое количество песка, что значительно ослабляет устойчивость вышележащего грунтового массива. Хорошая водопроницаемость моренных песков и обычно (но не всегда!) небольшие запасы подземных вод, заключенных в них, способствуют быстрому осушению таких песчаных толщ при их строительном использовании.

ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ (ЛЕДНИКОВО-РЕЧНЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Эти отложения входят в состав группы водно-ледниковых (парагляциальных) отложений и являются осадками турбулентных водных потоков талых ледниковых вод. Они в качестве генетических типов включают внутриледниковые отложения и приледниковые отложения.

Внутриледниковые (*интергляциальные*) флювиогляциальные отложения тесно связаны с ледниковыми образованиями, «составляя с ними нераздельное единство. Условия накопления этого рода отложений крайне своеобразны и резко отличаются от тех, которые характерны для осадков обычных водных потоков. Двигаясь часто под напором в трещинах и каналах внутри толщи льда или у его основания, потоки талых вод то врезаются в ложе ледника, образуя слепо кончающиеся и глубокие рытвины подледного стока, то откладывают между ледяными берегами свои осадки, образующие после таяния ледника весьма оригинальные аккумулятивные формы рельефа — озы, камы и камовые террасы» (Шанцер, 1982, с. 85).

Приледниковые (*перигляциальные*) флювиогляциальные отложения формируются перед фронтом ледника, слагая зандровые поля, конусы выноса и выполняя ложбины стока. Они отлагаются потоками талых вод за пределами ледника, таянис которого в летние месяцы сильно растягивает паводки, высоко поднимает их уровень и увеличиваст многоводность. Следствием этого является, по В.Т.Фролову (1995), сильное развитие русловых и недоразвитость пойменных отложений. Перед фронтом ледника формируются песчаные, а при горных оледенениях — галечные зандровые конусы, зандровые поля, выполняются приледниковые ложбины стока, часто располагающиеся на водораздельных пространствах, за пределами речных долин. Сортировка этих образований плохая, средняя, отмытость хорошая, залегание не только эрозионное, часто без врезания; мощность достигает десятков метров.

Крупнообломочные флювиогляциалъные грунты распространены в районах бывшего и современного оледенения. Крупные, обширные по площади самостоятельные массивы они образуют достаточно редко. Обычно крупнообломочный материал залегает в виде прослоев, линз или рассеян в виде включений в толщах моренных образований и флювиогляциальных песков.

Наиболее часто крупнообломочные грунты представлены галечником и гравием с песчаным заполнителем. Степень окатанности обломочного материала различная: преобладают средне- и слабоокатанные частицы. Эти грунты характеризуются значительной водопроницаемостью, сравнительно слабой сжимаемостью и достаточно высоким сопротивлением сдвигу.

Флювиогляциальные *пески* представлены различными по дисперсности разностями (преобладают крупно-, средне- и мелкозернистые), содержащими, как правило, то или иное количество грубообломочного материала. Его количество достаточно велико близ пояса конечных морен; к периферии зандровых полей оно уменьшается (в этом же направлении уменьшается и крупность самих песков). Такой состав флювиогляциальных песков свидетельствует о значительных скоростях потоков, их отложивших. Об этом же свидетельствует косая слоистость, характерная для этого типа песков.

Типично зандровые пески во многих районах занимают огромные площади (сотни квадратных километров), что объясняется многоводностью отлагающих их потоков и отсутствием выработанных долин. По мере отступания переднего края ледника участки накопления зандровых песков также перемещались. В связи с этим в толще песков часто прослеживается увеличение их дисперсности вверх по разрезу, причем такая закономерность выдержана на больших площадях.

Песчаные и гравийно-галечниковые частицы, слагающие флювиогляциальные зандровые пески, в определенной степени отсортированы и обработаны водой, однако в гораздо меньшей степени, чем аллювиальные пески равнинных рек. В соответствии с этим многие флювиогляциальные пески отличаются значительной угловатостью зерен и часто — полиминеральностью состава (с высоким содержанием полевых шпатов и других первичных минералов). Они, как правило, лишены растворимых солей и содержат очень мало органических веществ.

Зандровым пескам в большинстве случаев свойственно среднее по плотности сложение. Однако во многих районах их плотность невелика и у них рыхлое сложение. Об этом, в частности, свидетельствуют явления самопроизвольных осадок подобных песчаных толщ, сопровождавшихся движением до-

статочно больших масс водонасыщенных песков, происходящим на значительных расстояниях по поверхности с очень небольшим уклоном.

Типичным представителем зандровых песков являются среднечетвертичные флювиогляциальные пески, широко развитые в северо-западных районах Западно-Сибирской плиты, где они слагают обширные междуречные равнины площадью в сотни тысяч квадратных километров. Здесь среди песков встречаются гравелистые, крупные, средние, мелкие и пылеватые разности, причем среди них преобладают мелкие пески и пески средней крупности. Для всех этих видов песков характерны следующие особенности: 1) наличие гравийных и галечниковых включений, среднее содержание которых уменьшается от 36% в гравелистых разностях до 1% в пылеватых (количество грубообломочных включений по мере удаления от восточного склона Урала постепенно уменьшается); 2) высокое содержание песчаных частиц: например, в гравелистых песках их среднее содержание равно 62%, в крупных — 88, в средних — 91, мелких — 95 и пылеватых — 85%; 3) наличие небольшого количества пылеватых и глинистых частиц.

По минеральному составу рассматриваемые пески близки между собой. Все они характеризуются резким преобладанием кварца над всеми другими минералами, содержание которых редко превышает 2—3%. Окатанность песчаных частиц различная: встречаются окатанные, полуокатанные, полуугловатые и угловатые зерна. Чаще всего преобладают частицы полуугловатой формы.

Плотность скелета при ненарушенном сложении у гравелистых песков изменяется в пределах 1,57—1,60 г/см^3, у мелких — 1,42—1,57 г/см^3, а у пылеватых снижается до 1,30—1,54 г/см^3, что свидетельствует об уменьшении плотности песков с возрастанием их дисперсности. При плотном сложении объемный вес скелета песков увеличивается в среднем на 0,2—0,3 г/см^3.

Пористость флювиогляциальных песков достаточно высокая: у гравелистых песков 40—41%, мелких 40—46%, пылеватых — 42—51%. В условиях естественного залегания среди них встречаются различные по плотности разности: коэффициент плотности изменяется от 0,10 до 0,85, Чаще всего эти пески имеют среднее сложение. Уплотняемость их колеблется в широких пределах, причем она возрастает с увеличением дисперсности песков.

Коэффициент фильтрации описываемых флювиогляциальных песков не превышает 10 м/сут: у гравелистых разностей в среднем 5 м/сут, мелких 2,5 м/сут, пылеватых 1 м/сут. При нарушении естественного сложения коэффициент фильтрации при плотности, соответствующей среднему их сложению, увеличивается и составляет у крупных песков 6,5 м/сут, средних 5 м/сут, мелких 3,5 м/сут и у пылеватых 1,5 м/сут.

Угол естественного откоса рассматриваемых флювиогляциальных песков в воздушно-сухом состоянии изменяется от 30 до 40°. Под водой он снижается до 24—33°.

Зандровые отложения долинного типа (долинно-зандровые флювиогляциальные отложения) образуют обширные песчаные равнины в Полесье на среднем Днепре, на Дону, в бассейне Верхней Волги и других районах. Они выполняют здесь обширные долледниковые депрессии и переходят ниже по течению в типичные флювиогляциальные террасы в долинах рек.

Для толщ долинно-зандровых песков в целом характерны многие из вышеуказанных для типично зандровых песков особенностей. Но они имеют ряд

отличий, существенно ухудшающих их инженерно-геологические свойства. К их числу относятся большая мелкозернистость состава и наличие линз и прослоев суглинистого материала, нередко находящегося в пластичном состоянии или обогащенного органическими растительными остатками (отложениями застойных вод). Вследствие этого устойчивость массивов, сложенных такими породами, обычно небольшая.

ЛИМНОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ (ЛЕДНИКОВО-ОЗЕРНЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Лимногляциальные отложения также входят в состав группы водно-ледниковых образований и являются осадками озер, которые питались талыми водами ледника. Среди них обособляются отложения внутриледниковых и приледниковых озер.

Отложения приледниковых озер формировались в озерах, которые своим возникновением обязаны подпруживающему действию края ледникового покрова и исчезают при его полном таянии. Вблизи от ледника в таких озерах нередко накапливались песчаные осадки, литологически не отличающиеся от озерных. Но чаще всего в них формировались осадки ленточного типа — ленточные супеси, суглинки и особенно глины. Для них характерна резко выраженная сезонная слоистость, проявляющаяся в монотонном повторении тонких (миллиметрово-сантиметровых) годичных лент осадков, состоящих из более мощного летнего слоя тонкопесчаного, пылеватого или пылевато-глинистого состава и более тонкого глинистого зимнего слоя. В этих отложениях изредка встречаются галька и валуны, которые, скорее всего, вытаяли из плававшего сезонного льда.

К *внутриледниковым озерным отложениям* относят осадки озерного типа, встречающиеся в разрезе камов и камовых террас. Однако они тесно связаны с внутриледниковыми флювиогляциальными отложениями, что рассматривается Е.В.Шанцером (1982) как озерно-ледниковые фации последних.

Высокодисперсные отложения приледниковых озер с ленточной слоистостью получили название «ленточных глин». Им свойственны высокая пористость (до 60—65%) и естественная влажность, которая часто выше влажности верхнего предела пластичности, т.е. в естественных условиях глины находятся в скрытотекучем состоянии.

Ленточные глины обладают четко выраженной анизотропией в отношении ряда свойств. В частности, их водопроницаемость, являющаяся величиной очень небольшой, значительно выше вдоль напластования, чем перпендикулярно ему. У песчаных и пылеватых прослоев, в основном определяющих водопроницаемость вдоль напластования, коэффициент фильтрации 10^{-4}—10^{-6} см/с, а у глинистых он снижается до 10^{-8} см/с. В связи с незначительной водопроницаемостью осушение водонасыщенной толщи ленточных глин весьма затруднительно.

По данным С.А.Роза, ленточные глины в естественном состоянии без значительных деформаций могут выдерживать нагрузки до 0,3—0,4 МПа, даже если их естественная влажность превышает верхний предел пластичности. После нарушения их естественного сложения в результате ее перемятия, сопровождавшегося переходом грунта из скрытотекучего в текучее состояние, наблюдалось резкое уменьшение сопротивления сжатию.

«Осадка толщи водонасыщенных ленточных глин под сооружением усиливается при переслаивании глинистых и песчаных пород. Последние в этом

случае играют роль естественных дрен, отводящих выжимаемую из глинистых прослоев воду. Следует отметить также, что при отрывке котлованов в толще водонасыщенных ленточных глин, особенно в случае интенсивного водоотлива, расположенные поблизости от котлована строения нередко дают неравномерную, иногда значительную осадку, несмотря на тщательное крепление стенок котлована. Это можно объяснить суффозионными процессами, развивающимися при вытекании воды из песчаных прослоев, а также отмеченным выше нарушением естественной структуры ленточных глин с переходом их из скрытотекучего в текучее состояние. Большую опасность в этом отношении представляют ленточные глины, у которых прослойки имеют пылеватый, а не песчаный состав» (Приклонский, 1952).

Сопротивление ленточных глин сдвигу различно в зависимости от места расположения поверхности сдвига. Оно больше для песчаных и меньше для глинистых прослоев. Кроме того, ввиду анизотропности породы это сопротивление изменяется в зависимости от направления сдвигающего усилия по отношению к поверхности наслоения. По данным В.А.Приклонского (1952), для водонасыщенных ленточных глин одного из районов северо-запада европейской части России угол внутреннего трения, определенный параллельно слоистости, оказался равным для глинистых прослоев 11—13°, для пылеватых 15—19°, для песчаных около 24°. При сдвиге перпендикулярно слоистости этот угол равен 16°. Сцепление в глинистых слоях 0,02—0,03, в пылеватых 0,007—0,017 МПа. При нарушении естественной структуры сцепление практически исчезало.

Таким образом, ленточные глины характеризуются наличием четко выраженной ленточной слоистости, высокой пористостью и высокой естественной влажностью, определенной прочностью при естественном сложении, величина которой резко снижается при его нарушении.

ЭОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Эоловые отложения обязаны своим возникновением деятельности ветра. Они широко распространены в современное время в пустынях, по берегам морей, озер и рек, где имеются незакрепленные растительностью участки. Эоловой переработке также подвержены песчаные массивы в тундре и лесотундре.

В составе эоловых отложений выделяются два генетических типа. Первый из них — эоловые перевеянные пески, и второй — эоловые навеянные лёссы (см. табл. 25.2 и 25.3).

Эоловые пески формируются перекатыванием песчаных зерен по земле и их сальтацией. Такие отложения формируют специфические формы рельефа — одиночные холмы, барханы, барханные гряды и цепи, одиночные дюны, серии и комплексы дюн, высота которых достигает 100 м и более (например, в Сахаре).

Эоловые пески представлены обычно хорошо отсортированными мелко- или тонкозернистыми разностями. В целом их диспереность и окатанность зерен определяются длительностью и интенсивностью эоловой переработки: чем длительнее перевевается песок, тем более однородным он становится. В целом строение эоловых песков характеризуется: 1) неправильностью и разнообразием углов наклона слоев; 2) преобладанием пологих углов до 5° (наветренный склон) и до 30—33° (подветренный склон); 3) выгнутостью и вы-

пуклостью напластования; 4) большой вертикальной мощностью косых серий (до 100 м и более); 5) тонкостью и однородностью песчаных зерен; 6) округленностью и совершенной шлифовкой; 7) рыхлым сложением и др. (Фадеев, 1951).

По минеральному составу эоловые пески обычно полиминеральные с преобладанием кварцевых частиц. По химическому составу они могут значительно отличаться друг от друга в зависимости от климатических условий района их распространения. Содержание CaO, MgO, Na_2O и K_2O в эоловых песках повышается при более засушливом климате и соответственно с этим уменьшается содержание SiO_2.

В качестве иллюстрации вышеуказанных положений приведем характеристику инженерно-геологических особенностей эоловых верхнечетвертичных голоценовых песков западных Каракумов.

Эоловые пески этого района, как показали исследования Г.А.Куприной (1958) и других, образовались при перевевании морских хвалынских песков и верхнехазарских аллювиальных песков каракумской свиты. Они представлены главным образом косослоистыми мелкозернистыми разностями (преобладают частицы 0,25—0,1 мм). Их коэффициент неоднородности, как правило, меньше 2, что свидетельствует об очень хорошей отсортированности песков.

Эоловые пески западных Каракумов полиминеральные: в качестве основных компонентов в них содержатся кварц, полевые шпаты, кальцит и обломки пород. Они отличаются от других генетических типов песков этого района (аллювиальных, морских) повышенным содержанием хорошо окатанных частиц.

Пористость песков составляет при рыхлом сложении 47%, при плотном — 37%. В условиях естественного залегания они находятся в рыхлом сложении и в соответствии с этим легко и значительно уплотняются под действием динамических нагрузок. В связи с хорошей отсортированностью и значительной пористостью (при преобладании крупных пор) высота капиллярного поднятия не превышает 60 см. Хорошая отсортированность, однородное и достаточно рыхлое сложение эоловых песков обусловливают их большую водопроницаемость: обычно коэффициент фильтрации составляет 10—11 м/сут, в отдельных случаях он повышается до 15 м/сут.

Эоловые *глинистые* грунты развиты очень нешироко. Среди них чрезвычайно интересным образованием являются современные глинистые дюны, образующиеся в равнинной, частично заболоченной местности, расположенной близ лагуны (Coffey, 1909). Они формируются следующим образом. Илистые лагунные осадки, высыхающие в сухое время года и скручивающиеся в результате этого в глинистые «стружки», переносятся ветром на некоторое расстояние. Растительность за пределами лагуны задерживает эти глинистые корочки, которые оседают, размачиваются атмосферными осадками и превращаются в относительно плотную глинистую массу, уже не передвигаемую ветром. В результате многократного повторения этого процесса формируются глиняные дюны высотой до нескольких метров (в инженерно-геологическом отношении они не изучены).

Навеянные эоловые отложения представлены лёссами (точнее — комплексом лёссовых пород). Они формируются за пределами областей развевания исходного материала в результате выпадения на поверхность земли из воздуха тонкопесчаных и преимущественно пылеватых и глинистых частиц. Скорость

накопления такого осадочного материала, судя по накоплению эоловой пыли на античных памятниках — до 10 мм в 1000 лет, — очень высокая. Именно в силу этого мощность четвертичных эоловых лёссовых грунтов составляет десятки метров.

Лёссовые грунты — системы песчано-глинисто-пылеватые. Им свойствена малая влажность и высокая пористость. Их главными свойствами являются низкая водопрочность и просадочность (см. гл. 14 и 18).

25.3. Морские осадочные породы как грунты

МЕХАНОГЕННЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Класс механогенных морских отложений объединяет большое число групп и генетических типов. В качестве групп выступают коллювиальная, волновая, флювиальная, застойно- или тиховодная, марино-гляциальная, каждая из которых включает ряд генетических типов отложений (см. табл. 25.3). Систематическое их описание выполнил В.Т.Фролов (1984, 1995).

Коллювиальные морские отложения

Подводно-коллювиальные отложения, как и континентальные, представлены обвальными, осыпными и оползневыми образованиями; В.Т.Фролов описал и подводные солифлюкционные отложения. Однако в этой группе в отличие от группы субаэральных образований отсутствует аналог делювия.

Подводно-обвальные накопления образуются при аккумуляции на дне моря обвалившихся масс пород неустойчивых склонов как подводных, так и возвышающихся над уровнем моря. Такие гравитационные обвалы чаще всего происходят в зонах абразионно подработанных берегов, в бортах рифтовых долин, на склонах вулканов и биогенных построек. Очень часто обвалы провоцируются землетрясениями. Небольшие по объему обвалы совершаются чаще, но они обычно не отличаются от осыпных накоплений, нередко входят в последние как начальный их элемент.

Диагностическими признаками подводных обвальных накоплений, по В.Т.Фролову (1984), являются большие массы — в сотни и более кубических метров — обломочного материала, его неслоистость, несортированность, неокатанность обломков, отсутствие границ раздела и другие свидетельства одновременности отложения всего объема брекчии, крупные, диаметром до десятков метров, отторженцы и блоки, относительно однородный состав, отражающий местный источник материала. Часто этот материал, в первую очередь некрупных обвалов, перемывается частично или целиком и за его счет формируются крупнообломочные прибойные отложения.

Подводно-осыпные отложения сложены щебенкой, мелкими и средними глыбами, среди которых могут залегать глыбы разного размера. Все эти гранулометрические составляющие неокатаны, но их углы часто закруглены. В осыпи наблюдается четкая градационная сортировка: крупные, тяжелые и изометричные глыбы слагают ее наиболее низкую, удаленную от источника сноса часть.

Осыпной шлейф в подводных условиях, как и на суше, формируется стадийно. Сначала образуются отдельные мелкие конусы в нижней части склона,

затем они сливаются в более крупные, а последние — в шлейф, протягивающийся вдоль склона. Петрографический состав относительно однородный, отражающий только состав пород склона. Мелкоземный заполнитель, как правило, более поздний, но начинающий заполнять поровое пространство непосредственно сразу после осыпания (его относительно мало).

Ископаемые подводные осыпи встречаются чаще обвальных, в частности, в формации островных дуг и других структур с расчлененным рельефом. В вулканогенно-осадочных и флишевых толщах они многочисленны.

В разрезе толщи Командорских островов подводные осыпные отложения встречаются во всех формациях. В средней части флишевой водораздельной свиты в составе конгломератовой толщи (200—250 м) они составляют не менее 25% ее объема. Это конгломерато-брекчии и брекчии с мощностью единичных пластов до 20—30 м, отличающиеся изотропностью, т.е. отсутствием слоистости и градационности или слабым их проявлением. Редкие пачки, разделяющие осыпные отложения, — слоистые турбидиты с диатомитовыми элементами — указывают на глубоководные условия отложения осыпей (Фролов, 1984).

Подводно-оползневые отложения являются обычными отложениями в морях и океанах мощностью от нескольких до сотен метров. Эти отложения часто встречаются в разрезе флишевых толщ (рис. 25.11) и нередки в других образованиях. Их горизонты получили название *олистостромов* — «слоев (или пластов), рожденных оползнем», а отдельные глыбы и блоки — *олистолитов*.

«Процесс оползания под водой хотя и весьма сходен с таковым на суше, однако имеет ряд особенностей. Прежде всего это постоянная влажность отложений, что, с одной стороны, должно облегчать и ускорять сползание масс осадков и блоков коренных пород, но, с другой, отсутствие чередования

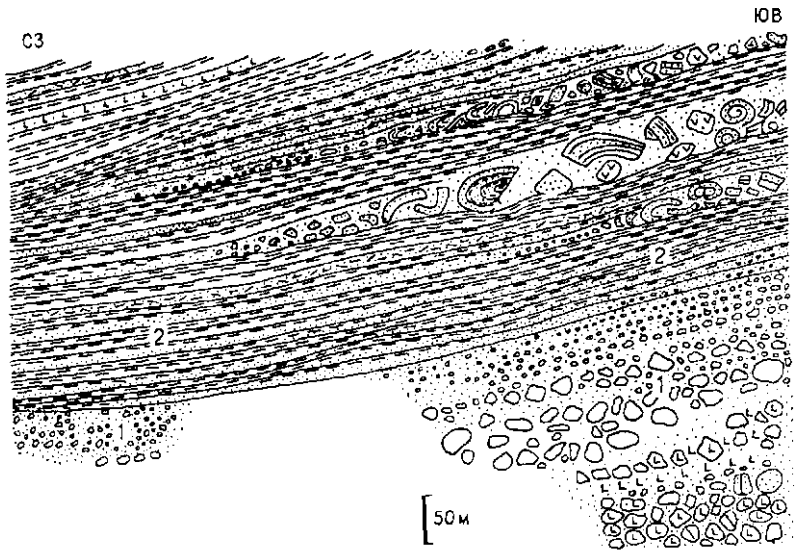


Рис. 25.11. Олистостромы в кремнево-терригенном флише (малокурильская свита) кампана (*2*) и подводный коллювий кампана (*1* — хромовская свита), Малая Курильская гряда, о-в Шикотан, бухта Цунами (*по В.Т.Фролову, 1984*)

высыхания и увлажнения (что на суше ускоряет отрыв масс от коренных массивов), вероятно, оказывает замедляющее действие. Поэтому так часто встречаются в субаквальных отложениях небольшие горизонты оползания — свидетельство частого оплывания верхних сильно обводненных осадков, что скорее должно представлять солифлюкцию, чем оползни. Сползание же крупных масс осадков или коренных пород происходит на достаточно крутых и высоких склонах. Оно совершается по трещинам отрыва или по благоприятно наклоненным слоям, способным к разжижению (тиксотропии), и провоцируются как возрастающими при осадконакоплении собственной нагрузкой и неустойчивостью склона, так и чаще всего внешними причинами, среди которых резко преобладают землетрясения. Эти механические воздействия благодаря высокой тиксотропности постоянно переувлажненных грунтов и прослоев очень легко приводят их к разжижению и превращению в базис оползания. Под водой, вероятно, происходят все виды оползней, которые установлены на суше» (Фролов, 1984, с. 93).

Волновые морские отложения

Эта группа включает прибойные, собственно волновые и штормовые отложения (см. табл. 25.3).

Прибойные отложения формируют пляжи и подводные валы. Они характеризуются валунно-галечниковым, гравийным и грубо-крупнопесчаным составом, хорошими сортировкой, окатанностью, отмытостью, полированностью зерен, разнообразной косой слоистостью, обогащенностью тяжелыми минералами. Им свойственен парагенезис с эоловыми дюнными, лагунными, приливными, прибрежно-флювиальными и другими прибереговыми отложениями (рис. 25.12). Протяженность единичных прибойных баров до 200—300 км, ширина до 5—7 км; системы последовательных длительно (десятки тысяч лет) формирующихся баров имеют размеры соответственно 500 и 20—30 км (например, на южном побережье Австралии). Их мощность достигает сотен метров. Подошва обычно не эрозионная.

В.Т.Фролов (1984, с. 99—100) так описал рассматриваемые отложения: «Песчаные пляжевые прибойные отложения характеризуются наибольшей

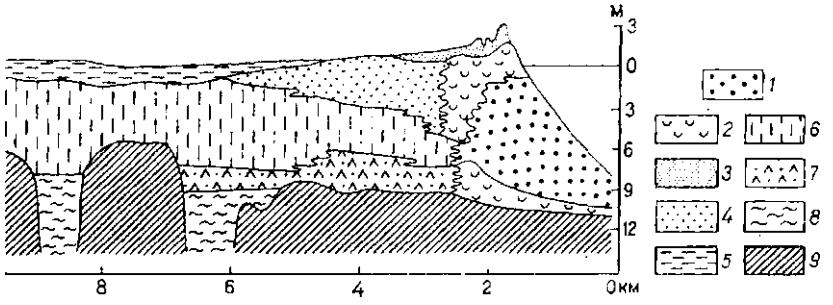


Рис. 25.12. Разрез через береговой бар Мексиканского залива (*по Х.Н.Фиску, 1959 г.*)

1 — донные песчаные отложений; *2* – современные и древние пляжные наносы; *3* — дюны; *4* — эоловый и пролювиальный песчаный шлейф; *5* — илы замкнутой лагуны, обсыхающие в отлив; *6* — отложения открытой лагуны; *7* — отложения открытой бухты или пролива; *8* — эстуарные отложения; *9* — отложения позднечетвертичной террасы, увенчанные комплексом эоловых песков

крупностью зерен из береговых отложений данного сектора побережья, хорошей и средней сортировкой, хорошей окатанностью, полированной поверхностью кварцевых зерен, отмытостью от фракций менее 0,1 мм, максимальной концентрацией наиболее тяжелых (более 4 г/см^3) минералов и изометричных по форме обломков. Форма галек и валунов также преобладает изометричная, нередко идеальная шаровая. Сгружены они плотно, укладка ромбическая или тетраэдрическая, пористость менее 25%, у песков — 27—35%. Песчаного заполнителя в конгломератах мало. Органические остатки обычны и представлены окатанными стволами деревьев, нередко источенных древоточцами, и целой или битой ракушкой. В песках многочисленные норки зарывания крабов и других беспозвоночных, следы ползания и борозды отлива и другие механоглифы.

Подводные валы у песчаных пляжей сложены средне-, мелкозернистыми (0,5—0,1 мм), реже — крупнозернистыми (1,0—0,5 мм) песками с хорошей сортировкой и окатанностью, с косой пологой и реже крутой крупной и мелкой слоистостью, без алевритовых (менее 0,05 мм) фракций, с концентрацией среднетяжелых (от 4 до 3 г/см^3) минералов, среди которых нередки и неизометричные, например, роговые обманки. Пористость 30—40%, что отвечает тетраэдрической и отчасти кубической укладке. В древних толщах цемент не сингенетичный, а поздний, кальцитовый, кремневый или железистый типа заполнения пор. Глинистый цемент нехарактерен. Нередки участки с горизонтальной, волнистой и косоволнистой слоистостью, в основном ряби течений, реже — ряби волнения. Фауна обильная зарывающаяся (инфауна) и раковинная. Раковины целые или обломанные. Обычен раковинный и вообще биоскелетный детрит.

Мощность современных прибойных отложений определяется высотой валов и возможностью их констративного наслоения, что зависит от режима тектонических движений и подачи достаточного количества осадочного материала. Одиночные валы имеют высоту менее и более 1—2 м, нередко они достигают 3—5, единично — 10 м. Серии вертикально наслоенных валов измеряются мощностью во многие десятки метров и, переслаиваясь с другими прибрежно-морскими отложениями, создают толщи в сотни метров. Особенно они характерны для дельтовых побережий, испытывающих нисходящие тектонические движения. Высота современных баров, увенчанных дюнами, т.е. комплексных аккумулятивных форм, достигает 50—70 м и более над уровнем моря (Куршская коса, бар залива Сант-Винсент у г. Мельбурна)».

Волновые отложения формируются под влиянием колебательных движений морской воды в межбаровых лагунах, между подводными валами и на склонах приливных валов и равнин, а также в заливах и на авандельтах. Они распространены шире прибойных и достигают по мощности первые десятки метров. Пространственно собственно волновые отложения связаны постепенными переходами с прибойными, приливными, прибрежно-флювиальными и др. Это обусловливает определенные трудности в их разграничении.

Описываемые отложения представлены песками мелкими и средней крупности, хорошо сортированными, отмытыми, умеренно обогащенными тяжелыми минералами, с волнистой, косоволнистой, часто мульдообразной слоистостью. В них присутствует морская фауна, часто — растительные остатки.

Штормовые отложения, или темпеститы, формируются под влиянием штормов. Это, по В.Т.Фролову (1995, с. 224), «одиночные циклиты тол-

щиной 10—100 см, градационностью напоминающие турбидиты, что определяется некоторым сходством механизма отложения: взмученный штормом осадок отлагается последовательно — крупные раньше мелких, часто лавинно, что обеспечивает неустойчивое, вертикальное положение раковин, седикластов и других удлиненных компонентов. Обычно глубоководны (до 200—300 м)».

Подводно-флювиальные морские отложения

Эта группа включает большое количество генетических типов отложений. Это подводный, или бассейновый, аллювий, отложения стоковых течений, приливные, вдольбереговых течений, донных шельфовых течений, донных абиссальных течений, контуриты и турбидиты (см. табл. 25.3).

Подводный, или бассейновый, аллювий откладывается продолжающимся в подводных условиях речным потоком. В этой обстановке происходит его «растекание» на множество рукавов, замедляется течение вследствие подпруживания морской водой, уменьшения уклона и др. В итоге формируются своеобразные конусы выноса — субаквальные дельты, сложенные разнообразными по гранулометрическому составу осадками — от крупногалечных и валунных до суглинисто-глинистых. Эти отложения вверх по разрезу морских толщ могут сменяться волновыми, прибойными, лагунными, заливными и болотными органическими отложениями.

Грубообломочные породы формируются в дельтах горных рек. Они хорошо окатаны и отсортированы и формируют отдельные конуса до сотен метров в поперечнике и мощностью в десятки метров. Такие конуса могут сливаться, и тогда образуются пояса подводных накоплений горных рек.

Песчаные грунты преобладают в составе крупных дельт. «Пески разной зернистости, от грубозернистых до тонкозернистых, хорошо и среднесортированные, хорошей и средней отмытости, с многоярусной однонаправленной, реже со слабо разнонаправленной косой слоистость потокового типа с мощностью серий от 1—2 (изредка от 10 м) до 0,2—0,1 м. В песках много растительных остатков, нередки деревья. Иногда встречается фауна — пресноводные, морские двустворки и гастроподы. Форма песчаных тел линейная, шнурковая, они протягиваются на десятки и сотни километров при ширине 1—10 км и мощности до 50—70 м, обладают сложной стратификацией, сочетающей прямую, вертикальную последовательность с горизонтальной (прислонение), отвечающей процессу выдвижения дельтовых выносов через рукава — протоки» (Фролов, 1984, с. 104). Эти пески часто имеют рыхлое сложение и значительно уплотняются при динамическом воздействии на них.

В толще подводного аллювия формируются и глинистые грунты. Молодые их разности, особенно при быстром их накоплении, отличаются большой рыхлостью. Особенно большая рыхлость свойственна дельтовым осадкам, формирующимся в воде с повышенной соленостью, поскольку происходящая в этих условиях коагуляция обусловливает очень рыхлую агрегатную структуру осадка с высокой пористостью. Например, по данным Н.И.Николаева и Б.В.Полякова (1937), средний объемный вес скелета молодых глинистых отложений в дельте Волги при общем объеме их годового прироста 48 млн м^3 равен всего лишь 0,42 г/см^3, а их средняя пористость составляет 84%.

При наличии в воде кальция в глинистых грунтах дельты образуются, как отмечал В.А.Приклонский (1952), водоустойчивые кальциевые агрегаты. В за-

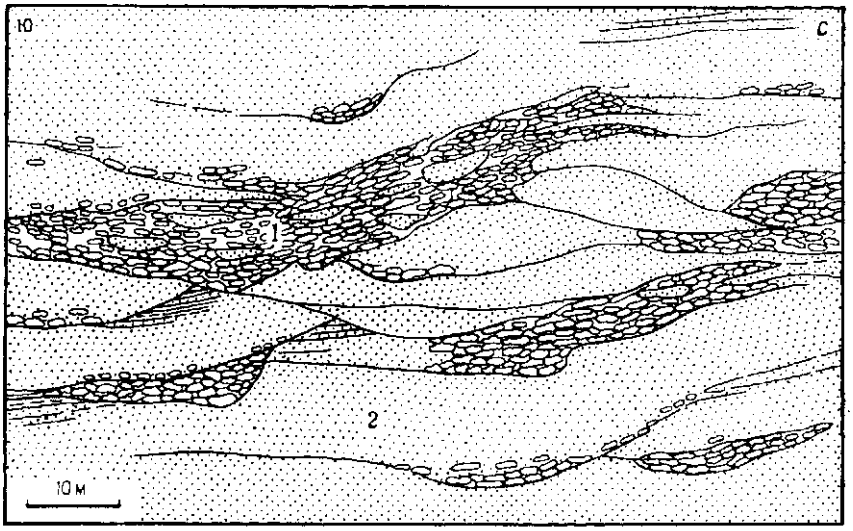


Рис.25.13. Линзовидные массивные грубокосослоистые песчаники (*2*) с глинистыми конгломерато-брекчиями (*1*) в отложениях прорыва дельтовых проток. Аален, р. Казикукухское Койсу, Дагестан (*по В.Т.Фролову, 1984*)

сушливых местах образования подводной части дельты иногда приобретают солончаковый характер: в них формируются нестойкие связи из выкристаллизовавшихся солей или нестойкие связи коллоидного типа вследствие высаливания.

Высокая пористость большей части дельтовых глинистых грунтов обусловливает значительную их сжимаемость под нагрузками, причем осадки протекают очень длительное время. Сопротивление сдвигу их мало.

В.Т.Фролов (1984) подчеркивал, что при миграции проток, совершающейся, как правило, геологически быстро, песчаные и особенно глинистые осадки подводного аллювия, даже уже в разной степени литифицированные, размываются и переоткладываются. При этом часто образуются пластично изогнутые, нередко закатанные в «рулеты» глинистые новообразования, слагающие синтенетические брекчии и конгломерато-брекчии из единичных слоев и пачек мощностью в 15—20 м, которые залегают в основании песчаных пачек (рис. 25.13).

Отложения стóковых течений (или стоково-флювиальные) возникают, как и подводный аллювий, под влиянием постоянного водного потока, но совершенно иного по происхождению: при наличии постоянных течений из одного бассейна в другой, обусловленных разностью уровней или соленности (плотности) воды в них. Такие течения установлены в проливах Гибралтар, Дарданеллы, Босфор и др. В Северной Евразии они происходят в заливах Кара-Богаз, Сиваше, уровень воды в которых ниже, чем в Каспийском и Аральском морях.

Под влиянием стоковых морских течений формируется комплекс своеобразных дельтовых песчано-глинистых отложений (рис. 25.14). Они содержат примесь раковых и детритовых материалов.

Приливные отложения формируются под воздействием приливно-отливной деятельности морей. Ведущая роль при этом принадлежит прили-

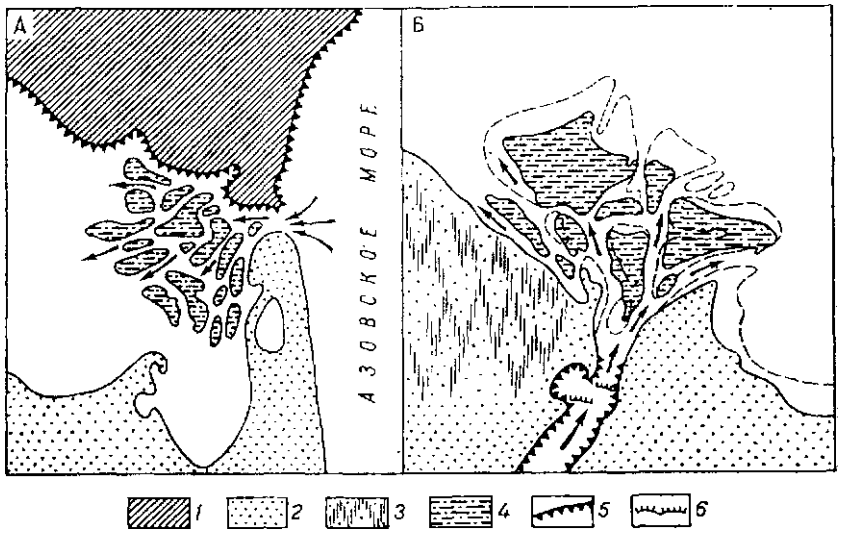


Рис. 25.14. Отложения стоковых течений в дельтах Генетического (*А*) и Карабогазгольского (*Б*) морских проливов (*по О.К.Леонтьеву и др., 1975*):

1 — суглинки; *2* — пески; *3* — солончаки; *4* — илистый песок, ил; *5* — уступы размыва; *6* — водопад

вам, повторяющимся два раза в сутки и высота которых чаще всего составляет первые метры, максимум — 14 м.

Аккумуляция приливных отложений приурочена к относительно защищенным участкам побережий — эстуариям (рис. 25.15), забаровым лагунам, сообщающихся с морем, заливами, особенно с узкими горловинами, дельтам и всем в той или иной мере полуизолированным частям моря, тыльным сторонам прибереговых отмелей и островов. Именно в этих условиях она становится ведущим фактором формирования отложений, которые, если и перерабатываются другими процессами, то не полностью.

В.Т.Фролов (1984, с. 109), описывая современные приливные отложения побережья Австралии, писал: «Гранулометрически это пески, преимущественно мелко- и тонкозернистые и алеврито-глинистые илы. Галечники практически только из местных осадков (их фрагментов), нередко в виде рулетов (до 1 м и более). Сортировка песков хорошая и средняя; пески нередко глинистые. Илы обычно плохо отмучены. Слоистость хорошо выражена, тонкая и мелкая, флазерная. Пески мелкослоистые, с волнистой и косоволнистой, реже с горизонтальной и косой слоистостью. Слоистость образуется на приливных равнинах (платформах) волнением и не быстрым течением, напоминающим пойменное паводковое. Реже осуществляется русловое течение, формирующее более крупную (до 0,2—0,4 м) косую слоистость. В илах господствует горизонтальная миллиметровая слоистость, напоминающая варвы, но часто отличающаяся прерывистостью, линзовидностью и нередкой сильной переработанностью илоедами».

Отложения вдольбереговых течений формируются вдольбереговым потоком наносов, который генерируется главным образом штормовыми встрами и штормовым волнением, а также частым выходом на шельф и в береговую зону длиннопериодных волн зыби (длиной до 300—400 м и высо-

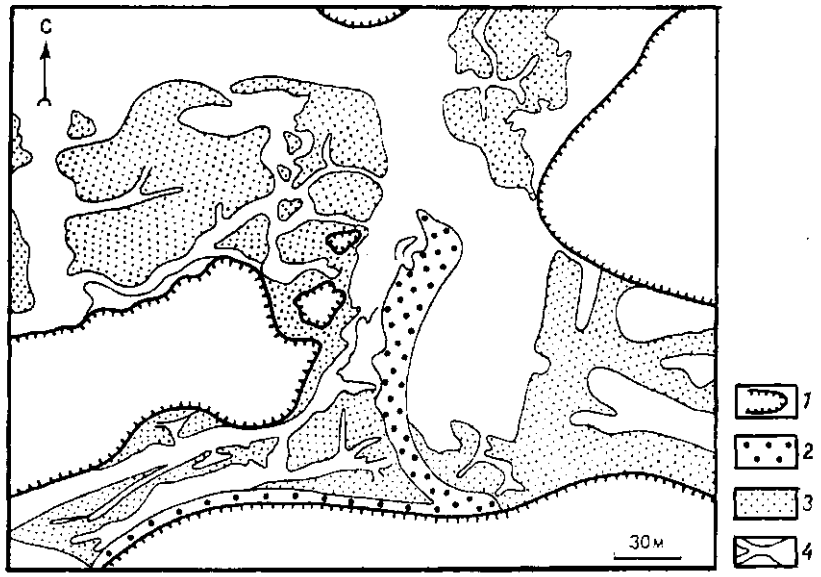


Рис. 25.15. Приливные отложения в эстуариях южной части Сидпея; море в 1—2 км восточнее рамки (*по В.Т.Фролову, 1984*):

1 — коренной берег; *2* – грубый и крупный песок баров и подводных прибойных валов; *3* — тонкий и мелкий песок приливной равнины; *4* – илистые отложения каналов стока и эстуария

той волны до 15—20 м). Направление этого потока, определяемого ветрами, может меняться на противоположное, что выражается в разнонаправленной косой слоистости отложений. «Однако на одном из участков побережья, в силу особенностей циркуляции в атмосфере, преобладает одно направление ветра и течений, что и выражается в преимущественной аккумуляции в виде кос. Последние — самые заметные сооружения вдольберегового потока вещества, хотя в их строении участвуют и другие виды движения воды. Они обычно косо причленяются к берегу, но известны и перпендикулярные косы, обязанные двустороннему питанию. Длина кос от десятков метров до сотен километров (Бердянская, Обиточная и другие на Азовском море, Аграханская — на Каспийском и др.). Крупные, хорошо развитые косы шириной в километры и более, имеющие сложный мезорельеф и строение, естественно, все более усложняются и генетически, становясь неоднородными, парагенетическими ассоциациями — с участием прибойных, волновых, биогенных, элювиальных и эоловых отложений» (Фролов, 1984, с. 112—113).

Отложения, слагающие косы, представлены гравийно-галечниковыми и песчаными грунтами. Первые, обычно хорошо окатанные и промытые, свойственны регионам, в сложении которых участвуют скальные грунты. Пески встречаются во всех районах, особенно равнинных (рис. 25.16). Они характеризуются разно- или однонаправленной слоистостью, совпадающей с основным простиранием береговой линии; такие пачки могут сочетаться со слоями с волнистой и горизонтальной текстурой. Среди них отмечаются слои со слабовыраженной слоистостью.

Необходимо подчеркнуть, что формирование и переформирование отложений вдоль берегового потока — активный современный процесс. «Переме-

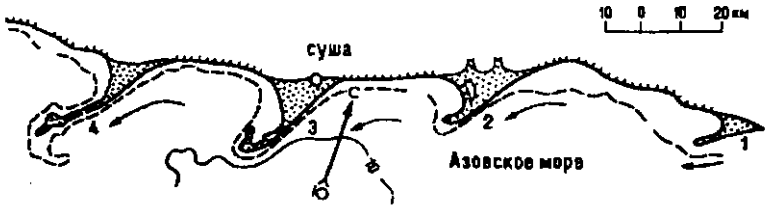


Рис.25.16. Песчаные Кривая (*1*), Белосарайская (*2*), Бердянская (*3*) и Обиточная (*4*) косы северного берега Азовского моря. Стрелками показано преобладающее направление ветровых течений, линией с берг-штрихами — размываемый коренной берег (*по В.Т.Фролову, 1992*)

щение песчаных осадков по дну осуществляется как передвижение отдельных частиц, так и сплошным слоем толщиной в десятки сантиметров, чему способствует проникновение в осадок волновых колебаний, особенно сильных, как бы взвешивающих его. Наибольшее суммарное взмучивание достигается в зоне максимальной турбулентности, т.е. в зоне песчаных валов, которая и становится зоной наиболее интенсивного вдольберегового перемещения наносов. На галечных пляжах максимальное перемещение осуществляется непосредственно на берегу, в зоне прибоя, и происходит по зигзагообразным (вверх и вперед — вниз прямо, к урезу) траекториям. Измерения непосредственно на берегах показали большие скорости перемещения песка во взвешенном состоянии — до 3 км/ч, что составляет 75% скорости одновременно действующего течения... Наибольшие скорости перемещения песка падают на гребни песчаных валов. В зависимости от балльности волнения главной трассой движения песка становится то первый от берега, то второй (при более сильном волнении) вал. Объем перемещенного через створ длиной в 150 м при волнении 4—5 баллов взвешенного песка — приблизительно 2 тыс м^3, не считая перемещения по дну. По Г.Севиллу, ...на песчаном профиле в штормы во взвеси переносится до 60% наносов, а при умеренном волнении большая часть песка переносится волочением, и максимум продольного расхода перемещается на пляж» (Фролов, 1984, с. 112—113),

Отложения донных шельфовых течений (или донно-шельфовые флювиальные отложения) объединяют все накопления, формирующиеся на шельфе под влиянием течений. Они генетически противопоставляются отложениям вдольбереговых течений, с одной стороны, и отложениям более глубоководных течений — с другой.

Диагностическими признаками отложений шельфовых донных течений являются, по В.Т.Фролову, песчаный состав, косая и косоволнистая слоистость, хорошая и средняя сортировка, не мелководная шельфовая фауна, форма в виде то мелких, то крупных (длиной до десятков километров, шириной в сотни метров и километры, мощностью до десятков метров) песчаных тел с облеканием глинистыми прослоями и открытошельфовый парагенез типов отложений.

Контуритами называют отложения контурных, т.е. идущих параллельно изобатам-контурам, постоянных глубоководных течений. Скорость последних 0,5—1 км/ч (максимум — 2 км/ч), что достаточно для переноса не только пылевато-глинистого, но и мелкопесчаного материала. На выступах эти течения эродируют осадки, а за ними по ходу течения накапливают валы высотой в десятки, сотни метров.

В.Т.Фролов (1984, 1995) к диагностическим признакам этих отложений отнес: 1) поперечный к направлению большинства турбидитных течений наклон косой слоистости и ряби и продольный к склону и бортам каньона; 2) лучшая, чем в турбидитах (они описаны далее), сортировка материала; 3) четкая граница с турбидитами; 4) тонкопесчаный и пылевато-глинистый состав, мелкая косая, слабоволнистая и горизонтальная, часто линзовидная слоистость; 5) отсутствие градационности по размеру зерна.

Турбидиты — отложения спазматических мутьевых, или суспензионных, потоков высокой плотности. Они широко распространены в разных формациях, а во флише являются основными формациеобразующими.

Суспензионные потоки характеризуются рядом специфических параметров: 1) большой скоростью, достигающей у выхода из каньона 20—75 км/ч и более; 2) большой мощностью — до 100—200 м; 3) распространением на сотни и, возможно, тысячи километров; 4) ширина достигает нескольких

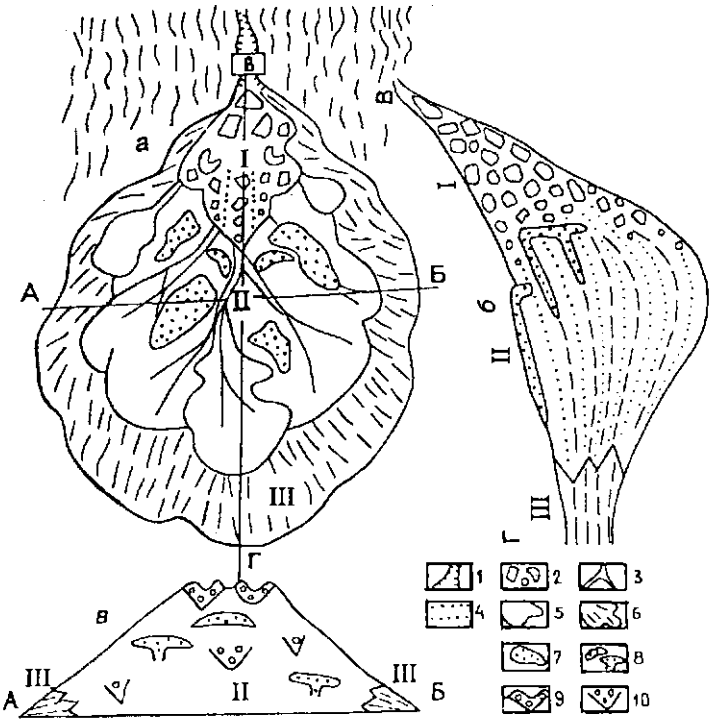


Рис. 25.17. Строение глубоководного турбидитного конуса в плане (*а*), продольном (*б*) и поперечном (*в*) разрезах (*по В.Т.Фролову, 1995*):

Фации: I — проксимальная, или грубого, дикого флиша; II — средняя, в основном песчаная, или нормального флиша; III — дистальная, алеврито-пелитовая, или тонкого, например аспидного, флиша (субфлиша).

1 — каньон; *2* — грубообломочные, фангломератовые отложения; *3* — разветвляющиеся русла, в основном в средней части конуса; *4* — прируслевые валы у главного русла; *5* — лопасти — веера средней части конуса; *6* — илистые, алеврито-глинистые отложения периферии конуса; *7* — языки — лопасти плывунов; *8* — дайки и силлы плывунов (на профилях); *9* — молодые русла и прируслевые валы; *10* — захороненные русла

десятков километров, а по фронту конуса — сотен километров; 5) плотность в потоке сильно изменчива — от 1,7 г/см^3 (плотность разжиженного оползня-потока) до 1,1 г/см^3 и менее. При концентрации выше 500 г/л суспензионный поток, по Ф.Кюнену (1965), переходит в грязевой, скользящий по дну как единое целое. В природных потоках скорость всегда достаточна для поддержания концентрации около 500 г/л, т.е. полной емкости потока (Фролов, 1984).

На основании изучения строения участков разрыва морских и океанских кабелей связи и опробования осадков в глубоководных конусах выноса выявлен почти непрерывный ряд процессов под водой, начинающийся с оползней, обвалов и кончающийся мутьевыми потоками малой плотности (рис. 25.17). Собственно турбидитные течения находятся в середине этого ряда. Последний представляет достаточно сложный спектр спазматических процессов — от грязекаменных (debris flow, или mass flow), зерновых (grain flow) до собственно турбидитных потоков. Первые два типа — грязекаменные и зерновые потоки — обычно не включаются в собственно турбидитные. Однако ниже кратко опишем их.

Грязекаменные потоки сходны, по мнению В.Т.Фролова, с оползнями—потоками и селями. Они перемешаются по дну, разгоняясь ускорением силы тяжести до больших скоростей, частично отрываясь от дна или скользя по осадкам, нередко даже не взмучивая их, уходят на сотни километров и отлагаются как по эрозионной границе с выпахиванием, так и по ровной границе даже с илистыми осадками. Форма сложенного этими отложениями массива в плане языкообразная, потоковая (см. рис. 25.17); ширина нередко достигает 10 км и больше, мощность одноактно отложенного тела — до 10 м и более.

Зерновые потоки варьируют от оплывин и осовов песка на крутых склонах до движений более распространенных плывунных песков, мобилизуемых в самом турбидитном конусе и изливающихся на их поверхность, в русла или образующих силлы и дайки внутри тела конуса (Фролов, 1988). Отложения зерновых потоков отличаются сортировкой, неслоистостью, слабой глинистостью, отсутствием градационной сортировки.

Собственно турбидиты представляют песчано-илистые отложения с четкой градационной дифференциацией слагающего их материала (рис. 25.18). По составу турбидиты достаточно разнообразны. Описаны карбонатные, кремневые, глинистые, граувакковые существенно кварцевые, тефроидные их разности.

Строение каждого циклита турбидитов в разрезе и в плане достаточно закономерно: дисперсность слагающих их осадков уменьшается от подошвы к кровле и периферийным участкам. В основании турбидитного циклита (см. рис. 25.18, T_1) залегают грубые, несортированные накопления, в которых фрагменты в десятки сантиметров и первые метры соседствуют со щебнем, дресвой, песком, алевритом и пелитом, играющим роль заполнителя, отложенного одновременно с крупными обломками. Выше их сменяют горизонтально-слоистые пески элемента T_2. Они перекрыты песками и пылеватыми осадками слоя T_3, для которых характерна мелкая косая или косоволнистая слоистость ряби течения, часто осложненная оползневой (конволютной) слоистостью. Выше залегает верхний ламинарный элемент T_4, в основном алевритовый, средне или хорошо сортированный с постепенно затухающей слоистостью и увеличивающейся глинистостью. Венчает разрез элемент T_5, сложенный глинистым неслоистым осадком, верхняя часть которого переработана илоедами. Выше обычно залегают нетурбидитовые осадки — пелагические,

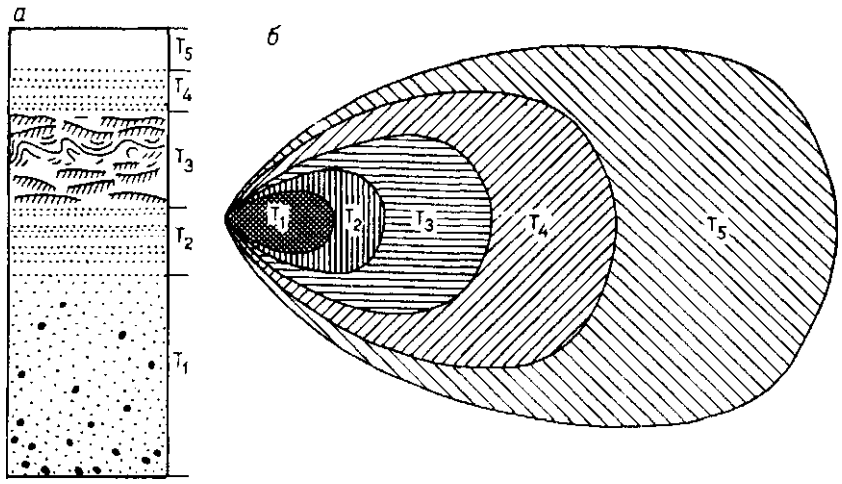


Рис. 25.18. Элементы циклита турбидита (T_1—T_5) и их распределение в разрезе и по площади от устья каньона (*по А.Н.Боуму, 1964*)

планктоногенные (известковые, кремневые) или туфовые отложения. По последним часто развивается монтмориллонитовая глина, или они полностью перерабатываются илоедами.

В той же последовательности элементы турбидитной части циклита, по схеме А.Боума, выклиниваются от вершины конуса к его периферическим дистальным частям (см. рис. 25.18). Однако эта горизонтальная последовательность в полной мере осуществляется, по В.Т.Фролову (1984), значительно реже, чем вертикальная, хотя и та, и другая довольно правильны как наиболее полная идеальная схема.

В соответствии с этим не во всех циклитах развиваются все слои схемы Боума. Но в любом циклите различаются две его части — нижняя, зернистая, и верхняя, илистая, часто контрастирующие по цвету (светлая внизу и темная вверху). Ближе к вершине турбидитного конуса в вертикальном сечении обычно представлены все его элементы, а чем дальше от устья каньона, тем беднее становится циклит: выклиниваются сначала нижний элемент, а за ним все остальные, и на дистальном фланге остается только самый верхний, который вместе с фоновыми отложениями образует дистальный флиш, или «субфлиш».

«Размер турбидитных конусов варьирует от десятков метров (в кратерах вулканов, карьерах, фиордах и т.д.) до тысяч километров: Бенгальский конус — 3000 км, Индский — до 2500 км. Они начали формироваться в неогене. Мощность турбидитных формаций — флиша... измеряется километрами и достигает 10 км и больше (южный склон Кавказа)... Они известны с архея, т.е. формировались всегда, когда была гидросфера, особенно с глубинами ниже базиса действия волн» (Фролов, 1995, с. 211).

Отложения донных абиссальных течений установлены в пределах абиссальных равнин океанов. Они представлены песками, которые формируют крупные и сверхкрупные песчаные волны высотой в десятки и длиной в сотни метров и другие аккумулятивные формы. Нередко они ассоциируют с гигантскими турбидитными конусами и формируются при пересотло-

жении их материала донными абиссальными течениями, скорость которых может достигать 25—35 см/с.

Тиховодные морские отложения

Тиховодная механогенная группа морских отложений включает три генетических типа: лагунные, западинно-шельфовые и пелагические (см. табл. 25.3).

Лагунные отложения формируются в прибрежной зоне моря в изолированных его частях — лагунах, мелких заливах, эстуариях — за счет вноса реками терригенного и органогенного тонкого пылевато-глинистого материала, а также (но в меньшей степени) — приносимого прибоем и морскими течениями морского материала. В этой обстановке накапливаются преимущественно песчано-пылевато-глинистые осадки, тонкослоистые, сероцветные в гумидных и красноцветные в аридных условиях, содержащие растительные и другие органические остатки, часто в значительных количествах.

Древние лагунные механогенные отложения распространены в молассовых, шлировых и других прибрежно-морских формациях. Многие горючие сланцы, например диктионемовые в Прибалтике, — лагунные отложения, обогащенные (до 20% и более) планктоногенным органическим веществом.

Западинно-шельфовые отложения формируются в шельфовых условиях и наиболее характерны для платформенных комплексов пород. Они представлены как терригенными, так и карбонатными (биодетритовыми) пылевато-глинистыми и тонкопесчаными образованиями, которые обычно обогащены органическим веществом, сидеритом, сульфидами железа, фосфатами, глауконитом, с тонкой миллиметровой горизонтальной слоистостью, нередко нарушенной илоедами. Характерен парагенезис этих отложений с другими шельфовыми образованиями.

Пелагические отложения «образуются на континентальном склоне, его подножии и на океанском дне как гемипелагические глины, или глины переходного типа. По происхождению материал терригенный, прошедший транзитом шельф. Однако значительна роль и ремобилизованного на шельфе и склонах, включая и карбонатный, а также органогенно-кремневый. Разносится он волнением, поверхностными и донными, а также промежуточными течениями, суспензионными потоками малой плотности, нередко выпадает из нефелоидного (мутного) придонного слоя. На континентальном склоне накапливается батиальный синий или, точнее, зеленовато-серый ил пелитового и алеврито-пелитового состава с довольно высоким содержанием органического вещества, обеспечивающим интенсивные редукционные процессы в иле на глубинах менее 1 м и образование сульфидов. Гемипелагические илы западной и восточной окраин Тихого океана обогащены аморфным биогенным, в основном диатомовым, кремнеземом (до 26%) и нередко слабо карбонатны (до 5%) также за счет планктонного раковинного материала. Слоистость тонкая, обычно слабо выраженная. В илах по периферии океанических котловин незначительно участие тонкопесчано-алевритовых зерен. Наоборот, вулканические стекла, как рассеянные, так и образующие прослойки и линзочки, обычны. Уже более значительна окисленность осадков, цвет их палевый и шоколадный, иной комплекс аутигенных минералов, в котором смешаны глауконит, сульфиды и гидроокислы железа и марганца, что отличает их от батиальных» (Фролов, 1984, с. 129).

Марино-гляциальные отложения

Эта группа объединяет морские ледниковые и ледовые отложения. Первые включают два генетических типа: 1) собственно ледниковые, или морские (подводные) морены (аквамореиы, акватиллы, акватиллиты) и 2) айсберговые отложения. Вторые представлены одним типом — припайными отложениями, которые формируются при таянии льда берегового припая в море.

Подводные морены, как и континентальные, образуются путем вытаивания терригенного материала из ледника в пределах его сплошного распространения на шельфе. Поэтому Е.В.Рухина (1973) назвала их «шельфовой мореной».

Ледник, выдвинувшись на шельф, лежит, как показал Ю.А.Лаврушин (1996), до глубин 20—30 м на шельфовых осадках, а при большем столбе морской воды ледник всплывает. В первой из этих зон процесс образования морены практически аналогичен образованию донной морены на суше. Возникающая таким путем морена мало отличается от субаэральной. Во второй зоне вытаивающий материал осаждается в водной среде, что приводит к некоторой сортировке и отмытости, намечающейся слоистости, меньшей плотности, отсутствию ориентировки больших камней, параллельному расположению уплощенных обломков, плоско-выпуклых камней — плоской стороной кверху, а также к отсутствию связи с подстилающими породами и осадками, отсутствию абляционных морен и флювиогляциальных отложений.

К общим диагностическим признакам, по В.Т.Фролову, добавляются морская фауна, большая карбонатность, появление известковых, доломитовых, анкеритовых и сидеритовых конкреционных линз и морской парагенез отложений, включающий биотурбиты.

Современные морские морены широко распространены вокруг Антарктиды, Гренландии и других островов с современным оледенением. Плейстоценовые их представители мощностью в десятки метров установлены на Северо-Востоке России, в Западной Сибири. Их мощность может составлять десятки метров.

Айсберговые отложения формируются за счет аккумуляции материала, вытаивающего изо льда айсбергов. Этот материал в процессе осаждения проходит толщу воды в несколько сотен и тысяч метров, в той или иной мере дифференцируется, удаляется тонкий материал. При образовании шельфовых морен такое вымывание ничтожно. Но уже в нижней части шельфа оно более значительно и это количество переходит, по В.Т.Фролову, в новое качество — в айсберговые отложения.

Сплошной пояс этих образований окружает Антарктиду, ширина его колеблется от 300 до 1000—1200 км. «Айсберговые осадки здесь песчано-алеврито-глинистые с рассеянными камнями (крупнее 2 мм), содержащимися в среднем в количестве 100 кг/м^3, что отвечает 8%-му содержанию в осадке. Но таково же содержание камней и в морене, не измененной сортировкой, что позволяет считать не только крупные камни, но и мелкозем, их вмещающий (песок и алевролит, если он не вымыт), также ледниковым, айсберговым. На поднятиях вследствие конденсации айсберговые отложения более песчанисты и каменисты» (Лисицын, 1978, с. 120).

Айсберговые отложения слоисты: слоистость нечеткая и неясная, горизонтальная, градационная. В них обычны диатомеи и морская фауна, карбонаты, сульфиды и фосфаты. В.Т.Фролов подчеркивал, что камни нередко рас-

положены длинной осью вертикально, внедрившись в осадок и деформируя его: это «droped stone» — «уроненные камни», вытаявшие из айсберга. Гляциодислокаций нет.

Припайные отложения, как и айсберговые, накапливаются за счет вытаивающего галечникового, гравийного, песчаного и глинистого материала из плавающего льда, но льда не материкового оледенения, а сезонного или многолетнего пакового, морского или речного. Сходство динамики их формирования с айсберговыми отложениями определяет и тождество их структурно-текстурных особенностей. Главные же отличия, по В.Т.Фролову (1995), заключаются в хорошей сортировке припайных отложений, в них обычен окатанный материал, нередко преобладающий, поверхность галек и валунов гладкая, часто полированная.

Необходимо подчеркнуть, что дальность разноса припайного материала однолетними льдами 300—500 км, в наиболее суровых условиях — западной части Охотского моря — 1000 км, а разнос паковыми (многолетними) льдами — многие тысячи километров. Поэтому припайный материал встречается на всех глубинах и во всех типах осадков в высоких широтах.

В заключение охарактеризуем инженерно-геологические особенности механогенных морских отложений как грунтов. Эту характеристику приведем отдельно для крупнообломочных, песчаных и глинистых образований.

Образование морских *крупнообломочных грунтов* связано с разрушением берегов морей деятельностью морских волн (процесс абразии). Волны, сила удара которых может достигать 10 тыс. кг/м^2, дробят самые прочные кристаллические породы и, захватывая образующиеся обломки, откладывают их у подножия крутого берега на надводной и подводной части береговой платформы. Здесь, особенно в зоне прибоя, они находятся в постоянном движении. Благодаря трению друг о друга эти обломки хорошо окатываются и отшлифовываются, приобретают округлую или чаще несколько уплощенную, плоско-вытянутую форму. Постоянное воздействие прибоя обусловливает хорошую отсортированность морских галечников. Как правило, они содержат небольшое количество заполнителя и имеют высокую водопроницаемость. Подобные отложения часто характеризуются бутовой текстурой с плотным расположением галек. Практически несжимаемые, они вместе с тем могут обладать пониженным сопротивлением сдвигу вследствие того, что округлые гальки имеют гладкую, отшлифованную поверхность.

Морские крупнообломочные отложения, формирующиеся вне зоны прибоя и на больших глубинах, характеризуются в отличие от вышеописанных плохой окатанностью обломков и слабой их отсортированностью. Они часто содержат значительное количество мелкозернистого заполнителя, наличие которого снижает их водопроницаемость. Эти грунты нередко обладают, как отмечал В.А.Приклонский, псевлопорфировой текстурой, а свойства их в таких случаях определяются свойствами заполнителя.

Пески в разрезе многих генетических типов морских отложений распространены очень широко. Они формируются как в прибрежной и шельфовой обстановке, так и на больших глубинах. Преобладают кварцевые пески, нередко с различными примесями разности. Для последних характерны и интересны с инженерно-геологической точки зрения глауконитовые пески. Сравнительно легко разлагаясь, глауконит при благоприятных условиях может вызвать изменение свойств породы, в частности цементацию песков продуктами своего разложения — водными окислами, коагелями железа и крем-

незема и др. Характерный зеленоватый цвет глауконитовой породы при этом изменяется — она покрывается ржавыми пятнами. Нередко в глауконитовых песках присутствует пирит. Иногда в качестве примеси в морских песках встречается слюда, придающая им «глинистые» свойства (уменьшение угла естественного откоса, снижение сопротивления сдвигу и т.д.).

Морские пески часто отличаются высокой однородностью и хорошей окатанностью (правда, из этого правила бывают исключения). В соответствии с этим их водопроницаемость обычно достаточно велика (коэффициент фильтрации больше 1 м/сут). Пески, сформировавшиеся в мелководных условиях, особенно пески зоны прибоя, как правило, имеют плотное сложение. Глубинные пески часто характеризуются рыхлым сложением и склонностью давать быструю осадку при динамических нагрузках.

Изменение песчаных и крупнообломочных грунтов в процессе диагенеза незначительно. Кривая их природного уплотнения имеет пологий характер. При увеличении давления (например, за счет вышележащих пород) на 0,5—0,6 МПа пористость песка уменьшается всего лишь на 1—2%, причем степень заполнения пор песка водой не оказывает существенного влияния на крутизну кривой их природного уплотнения. В силу этого разновозрастные пески одинакового генетического типа и близкие по дисперсности и минеральному составу обладают сходными инженерно-геологическими особенностями.

В процессе фильтрации природных вод через толщу песчаных и крупнообломочных грунтов в их поры может вноситься пылеватый и глинистый материал. Кроме того, в них могут выпадать из растворов в осадок гипс, кальцит, кремнекислота, гидроокислы железа и др. Появление этих веществ в толще несцементированных обломочных грунтов не только приводит к увеличению плотности последних, но и вызывает образование прочных цементационных связей между отдельными частицами. В результате в ходе геологической истории несцементированные крупнообломочные грунты и пески превращаются в конгломераты, брекчии и песчаники, т.е. в скальные грунты.

Глинистые грунты очень широко распространены среди морских отложений. Они образуются практически во всех областях моря, в пределах которых отсутствует привнос крупного материала и существуют благоприятные гидрохимические и гидродинамические условия.

Прибрежные глинистые грунты формируются в бухтах, заливах, лагунах и между островами у побережий, т.е. там, где отсутствует прибой и непрерывное взмучивание осадков, а поступление с суши грубообломочного материала невелико. Они залегают в виде прослоев и линз (мощностью от 0,2 до 8—10 м, редко более) среди толщ изменяющегося состава и замещаются по простиранию песками, песчаниками, алевролитами, карбонатными и другими породами. Эти глинистые породы характеризуются некоторой неотсортированностью материала: в них встречаются крупнообломочные включения. Они часто обогащены органическим веществом, которое встречается как в виде тонкодисперсного материала (битумы, гуминовые соединения), так и в виде растительных остатков. Среди них развиты углистые разности.

Состав прибрежных глинистых пород разнообразен: гидрослюды, монотермит, хлориты, монтмориллонит, реже каолинит. Состав преобладающих минералов зависит от типа выветривания на суше. Глины бывают сильно слюдисты, содержат кальцит, сидерит, пирит, иногда ожелезнены.

На глубинах более 40—50 м глинистые грунты имеют большое площадное распространение (десятки и сотни километров) и значительную мощность

(до 100 м и более). Гранулометрический состав их достаточно однородный: грубо- и крупнопесчаные частицы в них, как правило, отсутствуют. Глины обычно слоистые: слоистость тонкая горизонтальная, ленточная, иногда волнистая. Встречаются следы мелких по масштабу оползневых явлений, микротектоники и т.п.

Ведущую роль в составе тонких фракций глубинных глин играют гидрослюды, реже монтморрилонит. Каолинит обычно уже в некоторой степени разрушенный, встречается лишь как примесь. Присутствие органического вещества в осадке и связанная с его разложением пиритизация при диагенезе могут благоприятствовать сохранению каолинита. Часто присутствуют хлориты.

В глубинных глинах встречаются сидерит, фосфоритовые, марганцевые и кремнеземистые включения, пирит в виде конкреций и мелких рассеянных зерен, аутигенный и переотложенный глауконит, карбонатные и глинисто-карбонатные конкреции. На поверхностях наслоения нередки скопления слюды. Растительный детрит, если и имеется, то в очень незначительном количестве и наблюдается преимущественно в глинах, образующихся ближе к берегу. Часто в глинах встречаются битумы.

На глубинах свыше 3500 м формируется красная океаническая глина. По свойствам она является типичной глиной: твердая в сухом состоянии, она размокает и расплывается в воде. Красная океаническая глина является результатом накопления минерального материала, приносимого ветром, течениями и вулканическими извержениями, к которому примешан выпавший космический материал. Весь этот минеральный материал подвергается коренной химической переработке и превращается в своего рода элювиальную глину.

Соленость морской воды обусловливает некоторые важные в инженерно-геологическом отношении специфические особенности образующихся в ней глинистых осадков. В частности, сравнительно высокая концентрация солей в морской воде (35 г/л) вызывает коагуляцию глинистой и коллоидной частиц осадков с образованием между частицами коллоидных связей. Эти связи, упрочняясь во времени, обусловливают характерное для морских глин скрытопластичное состояние. С процессами коагуляции также связано образование сложных микроструктур, которые обусловливают часто встречающуюся высокую пористость морских глин.

Среди растворенных в морской воде солей преобладают соли натрия и магния. Взаимодействуя с приносимым с суши тонкодисперсным материалом, в поглощающем комплексе которого преобладает кальций, они вызывают катионный обмен, переводя кальций в раствор. В большинстве морских глин в обменном комплексе преобладает натрий, препятствующий агрегации глинистой и коллоидной составных частей грунтов. Однако считать все морские глины натриевыми нельзя. Это, в первую очередь, относится к мергелистым и доломитизированным глинам, содержащим в своем составе значительное количество кальция.

Для морских глин характерно наличие водорастворимых солей. При высыхании эти соли кристаллизуются и создают жесткие связи между частицами породы, увеличивая ее прочность. Удаление этих солей из грунта приводит к изменению состояния и свойств основной части глин — глинистых минералов, а вместе с ними и всей породы.

Наличие свободного кремнезема и окислов железа в морских глинах обычно увеличивает их связность, прочность и водоустойчивость. Противоположную роль играют сульфиды железа и органические вещества, разлагаясь, они вызывают изменение состояния и ухудшение свойств глинистых грунтов.

Плотность и состояние морских глинистых пород различны. Разжиженные и мягкопластичные неуплотненные разности глин встречаются только в молодых, главным образом современных, осадках. Большинство более древних глин на платформах находится в скрытотекучем или тугопластичном состоянии: их коэффициент уплотненности близок к единице или выше. Повышенной уплотненностью (коэффициент уплотненности выше единицы) часто обладают прибрежные глины. Это во многих случаях связано, как отмечал В.А.Приклонский (1952), с периодическим обсыханием прибрежных участков дна моря, сопровождавшимся высыханием осадков. При таком высыхании многие коллоиды необратимо свертываются, пористость осадка уменьшается, а засоленность увеличивается. Сильно уплотненные глинистые грунты, находящиеся в полутвердом или твердом состоянии, чаще всего встречаются в дислоцированных областях, а также на значительной глубине в пределах платформ.

Многие морские глинистые отложения, несмотря на свою высокую уплотненность, подвержены на склонах развитию оползней, достигающих иногда огромных размеров. Это указывает на то, что склонность морских глинистых пород к оползанию связана не с их пористостью или степенью уплотненности, а с их специфическими «глинистыми» свойствами, обусловливающими при определенном содержании воды весьма малое сопротивление сдвигу.

Отметим, что морские глинистые образования выветриваются достаточно энергично, образуя зону поверхностного выветривания, мощность которой (обычно не более 10 м) выше, чем у континентальных глинистых грунтов. Наибольшей склонностью к выветриванию обладают морские глины, образование которых происходило в резко выраженной восстановительной среде в условиях сероводородного заражения. В результате выветривания прочность морских глинистых пород сильно снижается, а их сжимаемость увеличивается.

Состояние и свойства глинистых грунтов, в том числе и морских, связаны не только с их генезисом, но и с возрастом. Гравитационное уплотнение и высыхание грунтов и связанные с ним физико-химические процессы (выпадение солей, агрегация частиц и др.), часто имеющие необратимый характер, приводят к уменьшению пористости грунтов и увеличению в них прочности структурных связей. В результате этого древние глинистые грунты, как правило, обладают более благоприятными инженерно-геологическими особенностями по сравнению с более молодыми и особенно современными образованиями.

Однако иногда достаточно прочные глинистые грунты встречаются и среди молодых четвертичных образований. Это связано со специфическими условиями их формирования. В частности, повышенной уплотненностью и значительной прочностью обладают верхнечетвертичные морские хвалынские шоколадные глины Прикаспия, залегающие на глубине от 1 до 20 м.

Полутвердые разности этих глин по своим свойства и физическому состоянию близки к нижнемеловым породам апта Среднего Поволжья, залегающим на глубине 41—79 м (Коробанова и др., 1963). Повышенная уплотненность и большая прочность хвалынских глин без существенного гравитационного уплотнения указывает, по данным Н.С.Ресутовой, что основное значение

в диагенезе этих глин имели процессы высыхания морского осадка в послехвалынское время с сохранением первоначального содержания электролитов. Эти процессы обусловили формирование полутвердых глин с высоким значением коэффициента уплотненности и значительной прочностью при их высокой пористости, концентрации солей в поровом растворе с выпадением их в твердом виде. Вследствие быстрого упрочнения в процессе подсыхания в полутвердых разностях хвалынских глин образовались достаточно рыхлые структуры, исключающие их дальнейшее уплотнение при малых нагрузках, при давлении до 0,8 МПа для них характерны, по данным Н.С.Ретовой, только упругие деформации.

Со специфическими условиями формирования также связаны высокая плотность и прочность четвертичных моренных глинистых грунтов.

ХЕМОГЕННЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Группа хемогенных отложений включает как активноводные, так и тиховодные образования. Среди последних в качестве генетических типов выделяются лагунные, западинно-шельфовые и пелагические (см. табл. 25.3).

Активноводные хемогенные морские отложения формируются около выходов источников минеральных вод на дне морей. Хемогенное осаждение материала из таких растворов происходит на песчаных и более тонких частицах, находящихся во взвешенном состоянии в придонном слое морской воды. С таким чисто химическим процессом часто совмещается и биохимический — осаждение водорослями.

Эти отложения представлены карбонатными осадками и породами (известняками, доломитами). Им свойственна оолитовая или сфероагрегатная структура. Они формируют пластовые тела мощностью до первых десятков метров.

Лагунные хемогенные отложения — основной тип хемогенных отложений. Они формируются химическими осадками, главным образом в аридных условиях в тихих, застойных водах лагун, в которых происходит выпаривание постоянно поступающих морских соленых вод. При геологически длительном развитии этого процесса в условиях нисходящих тектонических движений накапливается толща так называемых эвапоритовых отложений мощностью в сотни метров.

Эти отложения представлены преимущественно сульфатными и галоидными, а также известковыми и доломитовыми образованиями. Толщи, сложенные ими, часто построены циклитно. Элементарные циклиты сложены карбонатами и эвапоритами, к которым примешиваются прослои терригенных, часто эоловых, образований.

Западинно-шельфовые хемогенные отложения формировались в огромных полуизолированных шельфовых морях (например, море Предуралья в пермское время). Современных аналогов таких морей нет.

«Хемогенные карбонатно-сульфатно-хлоридные отложения мощностью в сотни и первые тысячи метров имеют характерное строение как в разрезе (циклитовость), так и на площади (фациальная структура), благодаря чему они представляются целостными, законченными телами. Разрез цикличен. Эвапоритовый циклит начинается обычно с доломитов, которые при прогрессирующем осолонении сменяются гипсами и ангидритами, а затем галититами, иными сульфатами, хлоридами и калийными солями, если процесс

доходит до этой стации. Эта последовательность, выдерживающаяся как в малых циклитах, так и в разрезе формации, повторяется в их фациальной структуре: у проливов, соединяющих солеродный бассейн с морем нормальной солености, формируются карбонаты, в основном доломитовая фация, которая в глубь бассейна сменяется гипсово-ангидритовой и в самом дальнем участке, а при симметричном расположении проливов, в центре — галитовой фацией. В местах впадения пресных вод происходит деформация фациальных границ, которые изгибаются внутрь солеродного бассейна. Благодаря значительным размерам последних и устойчивости самого физико-химического процесса возникающие в них крупные тела сложного и разнообразного состава воспринимаются как генетически однородные, и потому представляют один, четко очерченный генетический тип» (Фролов, 1984, с. 70).

Пелагические хемогенные отложения в настоящее время не формируются. Они выделяются в докембрийских и существенно реже — в палеозойских толщах.

В докембрийских образованиях этот генетический тип отложений «встречается не только в карбонатах и эвапоритах, но и в силицитах, железных рудах и других образованиях. Спектр хемогенных карбонатов, вероятно, был шире и включал, возможно, сидерит и магнезит. Несравненно шире шло хемогенное доломитообразование не только по сравнению с современным, но и палеозойским, о чем свидетельствует широкое распространение микрозернистых первичных доломитов...

Микрозернистые известняки и доломиты палеозоя, особенно нижнего, в пределах всех материков также, вероятно, включают немало хемогенных отложений, возникающих в открытом море в периконтинентальных условиях, и их можно трактовать как пелагические. Помимо микрозернистости, однородности, явной или скрытой тонкой слоистости они отличаются большой выдержанностью на площади, нормальной морской фауной, парагенезом с открыто морскими и часто с глубоководными отложениями» (Фролов, 1984, с. 71).

БИОГЕННЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Группа биогенных морских отложений включает восемь генетических типов отложений (см. табл. 25.3). В неогене они распространены шире хемогенных. Бентогенные образования представлены мангровыми, подводно-луговыми, биогермными отложениями и банками ракушняковыми. Планктонные отложения включают лагунные, западинно-шельфовые и пелагические накопления.

Мангровые биогенные отложения представляют собой скопления органических остатков мангровых лесов, растущих в соленой воде в приливной зоне тропических или субтропических побережий. В современное время мангры широко распространены по всем низинным побережьям: ширина их зоны в дельтах многих рек Африки, юга Азии и Америки достигает десятков километров. Органическая масса накапливается не только в заливах и болотах, но и на аккумулятивных островах и при непрерывном опускании их мощность достигает многих десятков метров.

Мангровые отложения — это морские аналоги торфяников, от которых они отличаются большей зольностью органической массы и парагенезами с морскими прибрежными отложениями. К ним относятся многие угольные

пласты паралических толщ, особенно палеозойских (например, каменноугольных Донецкого бассейна). Средняя толщина пластов угля этого типа 1—2 м, но некоторые превышают 10—20 м. Угольные толщи многопластовые (до 100 и более), четко циклитовые.

Подводно-луговые отложения формируются при отмирании растительности подводных лугов. Отмершая растительная масса, смешиваясь с терригенным материалом, осаждается в виде ила (например, в авандельте Волги). В процессе литификации они превращаются в горючие сланцы бентосного происхождения.

Биогермные отложения формируются в теплых морских и океанических водах с нормальным гидродинамическим и газовым режимом. Они «строятся прикрепляющимися беспозвоночными и водорослями, формирующими каркас или заросли, способные улавливать тонкий известковый ил и затем расти в высокодинамичной зоне. Биогенные постройки достигают 100 м и более в высоту и распространяются прерывисто на сотни и тысячи километров (Большой Барьерный риф Австралии, рифы по берегам Флориды и западного побережья Мексиканского залива, пермские и девонские рифы Предуралья и Прикаспия и т.д.). Различают биогермы и биостромы (греч. «герм» — столб, «стром» — слой, пласт) коралловые строматопоровые, водорослевые, мшанковые, губковые, устричные и другие моллюсковые, фораминиферовые, серпуловые, отчасти балянусовые и криноидные. Многие из этих организмов ассоциируются друг с другом, а также стадийно, по мере роста постройки и вхождения ее в волновую зону, сменяют друг друга. Диагностируются... уверенно по форме в разрезе и плане, биосоставу, неслоистости или неясной и неправильной слоистости, большой первичной и вторичной пористости, вертикальным или веерообразно расположенным столбикам с выпуклой кровлей и такой же внутренней текстурой, при перекристаллизации — по массивности и изотропности» (Фролов, 1995, с. 184).

Биогермные отложения и продукты их разрушения слагают коралловые барьерные рифы. Модель их строения на примере одного из островов Большого Барьерного рифа приведена на рис. 25.19.

Они же участвуют в строении коралловых атоллов (рис. 25.20), где достигают мощности до 1000 м и более и составляют до 30% объема рифа-атолла. Биогермные отложения формируют и береговые рифы. На берегу некоторых

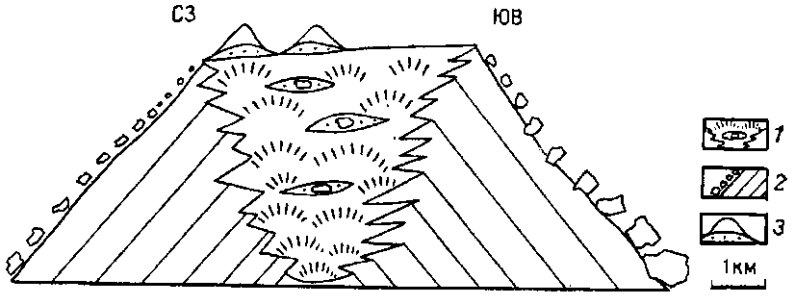


Рис. 25.19. Модель кораллового рифа типа о-ва Зеленого в Большом Барьерном рифе Австралии (*по В.Т.Фролову, 1984*):

1 — биогенный массив с линзами прибойных и волновых отложений; *2* — боковые обвально-осыпные отложения; *3* — прибойные песчаные гряды с дюнами и лагуной

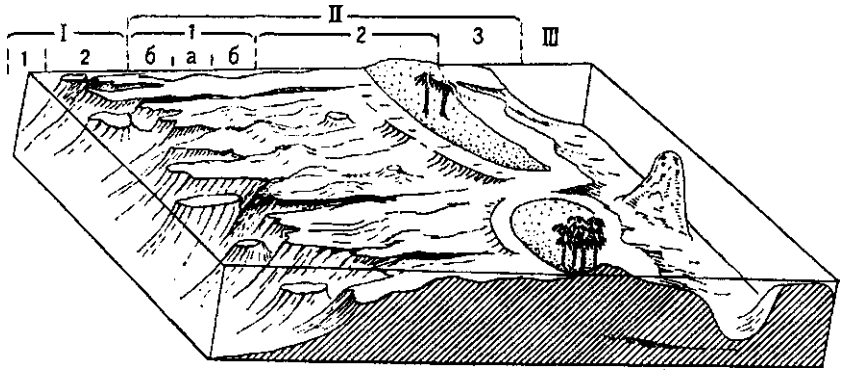


Рис. 25.20. Морфологические элементы атолла (*по В.Т.Фролову, 1984*):

I — внешний склон: *1* — зона подножия; *2* — зона прибойных желобов; II — рифовая платформа — риф — флет: *1* — внешняя зона с рампартом (*а*) и продольными желобами (*б*), *2* — срединная зона с островами, *3* — внутренняя, прилагунная; III — лагунная с внутрилагунными рифами

возвышающихся морских островов они формируют рифовую формацию, которая своеобразным панцирем покрывает склон до высоты 500—600 м (рис. 25.21).

Необходимо подчеркнуть, что состав генетических типов отложений, слагающих береговые рифы, более сложен (рис. 25.22) по сравнению с барьерными рифами и атоллами. «Помимо биогермов и банок (устричных, мидиевых и др.), прибойных, собственно волновых, обвальных и осыпных, лагунных и подводно-элювиальных, формациеобразующими являются речные выносы в

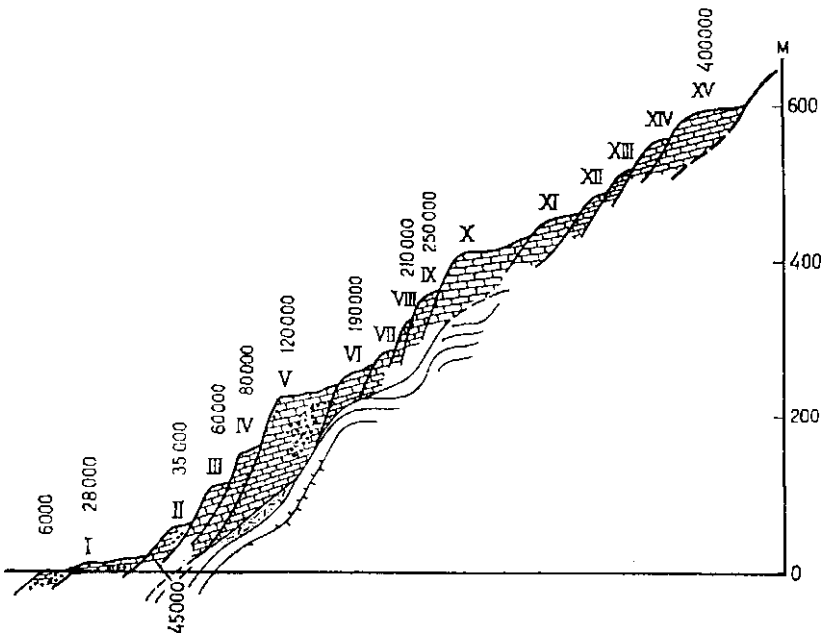


Рис. 25.21. Морские рифовые террасы (I—XV) формации береговых рифов на о-ве Новая Гвинея. Арабские цифры — возраст террас (лет) (*по Дж.Шапеллу, 1970*)

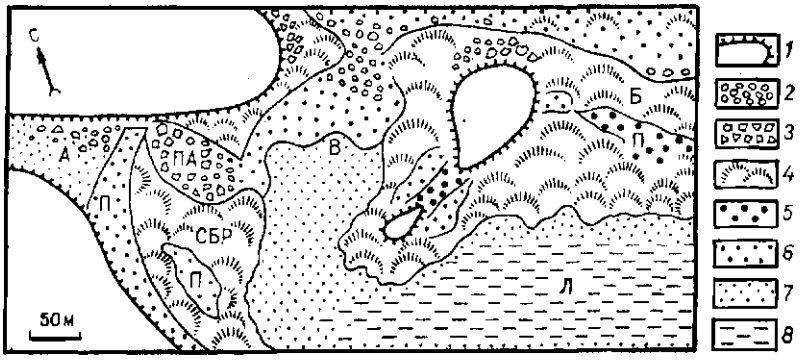


Рис. 25.22. Современные береговые рифы у д. Гитуа, берег Миклухо-Маклая (*из В.Т.Фролова, 1984*):

1 — I терраса, 5–7 м; *2* — речные выносы р.Рюто; *3* — бичрок конгломерато-брекчиевый; *4* — биогермы коралловые; *5–7* — песок (*5* — крупно-грубозернистый, *6* — среднезернистый, *7* — мелко-тонкозернистый); *8* — известковые илы. А — аллювий, ПА — подводный аллювий (речные выносы), П — прибойные пески, бары, СБР — собственно береговой риф, В — волновые отложения, галечные и песчаные, Л — лагунные отложения, Б — барьер

море (подводный аллювий), просто аллювий, пролювий, озерные и болотные отложения, субаэральный элювий (известняковые панцири и др.) включая и почвы, и группа субтерральных накоплений — отложения пещер и источников. Все отложения грубопористы, пористость в среднем более 50%.

Петрографический состав формации пестр и помимо карбонатного материала — продуктов переотложения собственного петрофонда — включает терригенный силикатный, граувакковый, поставляемый теми реками... которые прорезают известняковый щит... Однако на значительных отрезках береговой зоны (в десятки километров), на которых даже реки длиной до 20 км... не прорезают тело рифовой формации, материал остается исключительно карбонатным; даже аллювиальные галечники и пески чисто известковые» (Фролов, 1984, с. 75—76).

Банки ракушняковые, или органогенные, формируются на малых и средних глубинах (до первых сотен метров) в условиях нормального газового режима моря и располагаются параллельно его берегу на первые километры при ширине в десятки и сотни метров (что существенно уступает размерам биогера). Они строятся различными организмами: распространены пелециподовые (устричные и др.), гастроподовые, брахиоподовые, реже водорослевые и мшанковые банки. Площади ракушняковых банок, в частности устричных, достигают сотен квадратных километров, мощность 10 м и более. Они часто ассоциируются с конгломератовыми известняками или элювиальными развалами и перлювием — явными свидетелями сильных донных течений.

Лагунные планктоногенные отложения широко распространены как в антропогеновых, так и в древних толщах. Они представлены карбонатными, кремневыми, органическими, в основном фитогенными, отложениями, а также горючими сланцами. Этим отложениям свойственен парагенезис с прибрежно-морскими песчаными или биогермными барами, приливными, эоловыми и дельтовыми образованиями.

Западинно-шельфовые планктоногенные отложения формируются в западинах и других понижениях сравнительно мелководной зоны

моря и поэтому выделяются шельфовым парагенезом, участием довольно крупнозернистой терригенной и раковинно-детритовой примеси. По составу это карбонатные фораминиферовые и кокколитовые, кремневые диатомовые и органические «горючесланцевые» накопления, содержащие терригенный материал. В спокойной тектонической обстановке, например в позднем мелу и раннем палеогене, на шельфе накапливались более чистые диатомовые и радиоляриевые отложения (некоторые диатомиты и радиоляриты Русской плиты), а также мел и мергели.

Пелагические планктоногенные отложения распространены чрезвычайно широко, особенно в мезокайнозойских толщах морей и океанов. Они занимают большие площади, характеризуются пелагическими парагенезами и нередко большими мощностями (сотни метров).

Современные пелагические планктоногенные отложения представлены карбонатными и кремневыми осадками — фораминиферовыми илами и песками, кокколитовыми, диатомовыми и радиоляриевыми илами. Их размещение контролируется климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностью.

«Фораминиферовые илы с более чем 50%-м содержанием извести в Тихом океане занимают площадь 28,18%, а в Индийском и Атлантическом еще больше. Из двух основных породообразователей — глобигерин и глобороталий — в умеренных и отчасти холодных водах преобладают первые, а в теплых — вторые... Крупные размеры раковин (0,01—1,0 мм) объясняют близкое совпадение площадей фораминифер в воде и осадках и дают возможность накапливаться на вершинах гор и поднятий...

Кокколитофоридовые, или просто кокколитовые, отложения мелоподобны, состоят из мельчайших (часто менее 1 микрона) кокколитов — фрагментов коккосфер, весьма стойких к растворению на дне океанов, где они нередко встречаются ниже критической глубины. Широко распространены в позднем мелу и кайнозое (формация писчего мела), а среди современных осадков они занимают небольшие площади, в основном приурочены к аридным зонам...

Диатомовые отложения — диатомовые илы и диатомиты, а также аподиатомитовые трепела и опоки — гранулометрические пелиты и алевриты. Характерна обогащенность верхней части осадков гидроокислами марганца, свидетельствующая о медленной седиментации и заметной элювиированности. В океанах они образуют три широтных пояса, два из которых приурочены к холодным водам, а один — к экваториальным (этмодискусовые илы); располагаются они в основном на сверхкритических глубинах.

Радиоляриевые отложения в древних формациях образуют пласты до нескольких метров мощности (Урал, Кавказ, Сихотэ-Алинь). Геосинклинальные радиоляриты отличны от современных океанских радиоляриевых илов, ассоциируются с турбидитами, что указывает на присклоновую обстановку накопления и на котловинные бассейны. Их развитие связано с подъемом глубинных вод. В платформенных разрезах мощность радиоляритов измеряется сантиметрами и дециметрами (верхняя юра Подмосковья и др.).

К плантоногенным пелагическим отложениям относятся также горючие сланцы доманикового типа, возможно, сапропелевые горизонты в Средиземном море (плейстоцен) и др. Доманиковый тип горючих сланцев — отложения застойных впадин вдали от берега. Слоистость тонкая горизонтальная, состав минеральной части глинистый, кремневый, карбонатный. Органичес-

кое вещество битумного ряда образовалось за счет планктона» (Фролов, 1984, с. 86—87).

Широкоразвитые среди пелагических планктоногенных отложений мел, диатомиты, трепелы — типичные полускальные грунты. Все они отличаются высокой пористостью, резким снижением прочности при водонасыщении и низкой морозостойкостью (см. гл. 17).

ПОДВОДНО-ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ГРУНТЫ

Подводно-элювиальные морские образования формируются при элювиировании осадков и горных пород разного состава и генезиса на морском дне. Они представлены продуктами физического, биологического и химического выветривания (см. табл. 25.3).

Физический элювий представлен *каменистыми развалами* — топографически неперемещенными продуктами физической дезинтеграции пород и в разной степени литифицированных осадков дна. Максимальная мощность таких образований не превышает 1,5 м. Чаще всего они представлены глыбами и обломками базальтов и известняков, реже — фосфоритовых, доломитовых и сидеритовых пород.

Механический подводный элювий представлен *перлювием*, или образованиями *горизонтов конденсации* — топографически неперемещенные скопления остаточных компонентов осадка — галек, конкреций, оолитов, раковин, тяжелых минералов — при его перемывании донными течениями и волнением.

Они распространены значительно шире каменистых развалов, их мощность достигает десятков метров. Многие из них — ценнейшие рудные (сидеритовые, окисные железные и марганцевые, а также россыпные) и нерудные (фосфориты, глауконитовые и др.) полезные ископаемые, образующие и гигантские месторождения (например, фосфориты).

Биоэлювий представлен *биотурбитами* или *ихнитолитами*. Они представляют собой переработанный илоедами осадок, который большей частью пропущен через их желудок.

В.Т.Фролов (1984, с. 152) подчеркивал, что биотурбидитами «следует считать образования, переработанные настолько, что первичные текстурно-структурные особенности стерты нацело или лишь слабо заметны. Порода становится неслоистой вторично, как бы изотропной, и приобретает характерную шнурковую структуру при различном расположении «шнурков»: перепутанном, как в войлоке, горизонтальном или вертикальном. Ближайшим гомологом ихнитолитов являются почвы, особенно богатые гумусом. Они нацело поедены дождевыми червями, которые, пропустив весь материал через свой кишечник, придали им шнурковую структуру и неслоистую текстуру, весьма похожую на ихнитовую».

Биоэлювиирование осадков на морском дне приводит к формированию не только отдельных прослоев и пачек биотурбитов разного состава (тонкопесчаных, пылевато-глинистых, карбонатных), но толщ мела мощностью до 90 м и планктоногенных известняков и мергелей мощностью, по В.Т.Фролову, до 500 м в Крыму и на Кавказе.

Химический морской элювий представлен двумя генетическими типами отложений. Первый из них — *подводные панцири* формируют так называемое «твердое дно» и представлены известняковыми, доломитовыми, же-

лезомарганцевыми, фосфоритовыми образованиями, мощность которых чаще всего составляет первые десятки сантиметров.

Гальмиролититовые образования, или *гальмиролититы*, определяются В.Т.Фроловым (1995) как оставшиеся на месте продукты подводного химического выветривания — трансформации осадков и горных пород и синтеза новых минералов и пород в результате гидролиза, гидратации, окисления, восстановления, миграции, а также отложения новых синтезированных минералов в порах осадков и на их поверхности и т.д. Типичными продуктами гальмиролиза считают глауконит, шамозититы, большинство фосфоритов, железомарганцевые конкреции, некоторые смектитовые глины по пепловым туфам, цеолиты, красные океанические глины. Мощности прослоев и толщ, которые они формируют, различны — от нескольких сантиметров до 1,2 м у глауконитовых и шамозитовых слоев, а пласты фосфоритов и красной пелагической глины достигают 15—17 м.

Литература

Грунтоведение/Под ред. Е.М.Сергеева. 3-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1971. 596 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1979. 392 с.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1968. 304 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Наука. Т. I. 1960. 212 с; Т. II. 1962. 575 с.; Т. III. 1962. 551 с.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Изд-во МГУ, 1984. 222 с.

Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ. Кн. 1. 1992. 336 с.; Кн. 2. 1993, 432 с.; Кн. 3. 1995. 352 с.

Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных отложений//Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом I). М.: Недра, 1982.

ГЛАВА 26

Характеристика грунтов вулканогенно-осадочного генезиса

26.1. Эффузивно-осадочные породы как грунты

Эффузивно-осадочные породы представлены лавокластитами и гиалокластитами, являющимися скальными или полускальными грунтами. *Лавокластиты* представляют собой базальтовые и андезитобазальтовые конглобрекчии или брекчии с обломками размером от 0,1 до 1 м, сцементированные глинистым или алевроглинистым заполнителем. В лавокластитах встречаются признаки первичной округлости обломков (базальтовых шаров и подушек) и вторичной, формирующейся при движении еще не полностью остывших блоков. Мощность лавокластитов 5—15 м (Фролов, 1993). Лавокластиты известны, в частности, в разрезе среднеюрских отложений бодракской свиты в юго-западном Крыму.

Гиалокластиты характеризуются песчаной и дресвяной структурами, плохой сортировкой и состоят из оскольчатых обломков в разной степени химически преобразованного базальтового вулканического стекла. Форма обломков отвечает форме поверхности лавовых шаров, от которых они отделились в

результате резкого остывания при соприкосновении горячей лавы с водой. Водная среда предохраняет стекло от взаимодействия с кислородом воздуха, оно не окисляется, но легко гидратируется, превращаясь в желтый аморфный палагонит, который затем преобразуется в глинистые минералы.

26.2. Эксплозивно-осадочные породы как грунты

Граница между магматическими и вулканогенно-осадочными образованиями проходит между игнимбритами, остающимися еще лавовыми, и пирокластическими потоками, в которых обломки охладились настолько (до 200—500°С), что сплавления не происходило (Фролов, 1993). Последние представляют собой рыхлые пемзовые, агломератовые и другие накопления. О раздельном перемещении обломков в этих потоках свидетельствует корка закалки, окружающая фрагменты со всех сторон. Максимальный размер обломков эксплозивно-осадочных пород редко превышает 1 м, а мощность одноактно накопленной пирокластики может достигать 20—25 м. Эксплозивно-осадочные породы распространены гораздо шире, чем эффузивно-осадочные. Сам эксплозивный механизм образования обломков указывает на субаэральные условия либо на не очень глубокое (первые сотни метров) море.

Непосредственно вокруг кратера формируются *шлаковые конусы* — в основном из холодных, застывших в воздухе вулканических бомб, шлаковых фрагментов (иногда с признаками спекания и агглютинизации) и другой ювенильной пирокластики. Высота сформированных за короткое время (недели—месяцы в результате единственной серии эксплозий) конусов не превышает 500 м. Для них характерны слоистость, элементы сортировки, первичный крутой (до 40—45°) наклон слоистости, участие бомб и дифференциация материала по типу осыпей: по периферии конуса скапливаются наиболее крупные бомбы и обломки.

Тефровые туфы — горизонтально отложившаяся из пирокластической тучи ювенильная тефра, т.е. непереотложенные накопления пирокластического материала вне шлаковых конусов. Форма накопления — плащеобразная, в крупном плане — веерообразная, для текстур характерны горизонтальная слоистость и слоистость облекания, размерность от щебенчатой и лапиллиевой (2—5 см) до алевритовой (тонкопепловой), дифференциация по размеру и форме на площади (на больших расстояниях в километры—десятки и сотни километров), в водноотложенных — слабая прямая градационность, спекание отсутствует. В каждом небольшом объеме (образце) слоистость и сортировка отсутствуют, обломки не только неокатанные, но и максимально остроугольные. Мощность сравнительно небольшая — метры, дециметры и менее (до миллиметров), вблизи конусов — до первых десятков метров.

Из всех типов туфов в древних отложениях наиболее часто встречаются именно тефровые, что связано не только с их преобладанием, но и с большими возможностями сохранения на огромных площадях на суше (на равнинах, поймах, в озерах и болотах) и особенно в морях. Тефровые туфы известны любого состава — от базальтового до риолитового, но из-за своей большей неустойчивости в зоне осадкообразования туфы основного состава быстрее замещаются глинами и цеолитами.

Определяющее влияние на свойства пирокластических пород оказывают состав вулканокластов и возраст отложений. По данным О.А.Гириной (1994), на Камчатке *молодые* пирокластические образования базальтовых вулканов

представлены одной разновидностью — тефрой, тогда как андезитовых — отложениями тефры, пирокластических потоков и волн, направленного взрыва, пеплов облаков пирокластических потоков (табл. 26.1). Тефра базальтовых вулканов состоит преимущественно из вулканического стекла базальтового состава с вкрапленниками породообразующих минералов (плагиоклаза, пироксена, оливина, магнетита) не более 20—30% от объема породы. Минеральный состав пирокластических отложений разных генетических типов андезитовых вулканов региона одинаков по содержанию минеральных видов (плагиоклаз, магнетит, роговая обманка, вулканическое стекло андезитового состава, обломки пород), но различен по их количественному соотношению.

Отложения базальтовой тефры по гранулометрическому составу относятся к пеплам (пескам крупным и средней крупности) и лапиллям (гравийным и дресвяным грунтам), заполнитель отложений разных генетических типов пирокластики андезитовых вулканов — к пескам широкого спектра по зернистости — от крупнозернистых до пылеватых.

В целом физические и физико-механические свойства пирокластических отложений базальтовых и андезитовых вулканов Камчатки различны (табл. 26.2), что обусловлено составом и характеристиками магм этих вулканов (их газонасыщенностью, температурой, вязкостью и т.д.), которые определяют генезис пирокластики, ее структурно-текстурные особенности. Важнейшее влияние на свойства базальтовых и андезитовых отложений оказывают, вероятно, габитус их частиц и гранулометрический состав (Гирина, 1984).

Средняя плотность твердой фазы базальтовой тефры (2,93 и 2,56 г/см^3 соответственно для магнезиальных и глиноземистых базальтов) равна плотности лав вулкана Толбачик, а пирокластики андезитовых вулканов (в среднем 2,72 г/см^3) почти равна плотности лав андезита. Плотность пирокластических грунтов в естественном сложении варьирует в широких пределах — от 0,65 до 1,72 г/см^3 у тефры базальтовых вулканов и от 0,87 до 1,90 г/см^3 у отложений андезитовых вулканов. Среди последних наименьшей плотностью характеризуется самая тонкая пирокластика — пеплы облаков потоков (0,87—1,20 г/см^3), а среди базальтовой тефры — шлаки (0,62—1,16 г/см^3). В целом пирокластические отложения базальтовых вулканов имеют меньшую плотность в естественном залегании по сравнению с андезитовыми (в среднем соответственно 1,06 и 1,77 г/см^3) и большую пористость (в среднем соответственно 66 и 42 %), что обусловлено высокой пористостью самих их частиц и рыхлым сложением пород.

Деформационные характеристики заполнителей пирокластических отложений базальтовых и андезитовых вулканов варьируют в разных пределах (модуль общей деформации составляет соответственно 1,5—11 и 2,2—16,6 МПа), но средние их значения у базальтовой тефры выше (7,4 и 5,2 МПа) (см. табл. 26.1 и 26.2). Большая деформируемость базальтовой тефры по сравнению с андезитовой пирокластикой разных генетических типов обусловлена различиями формы их частиц и гранулометрическим составом.

Прочностные характеристики современной пирокластики базальтовых и андезитовых вулканов в целом близки. Сцепление базальтовой тефры в среднем 0,03 МПа, андезитовой пирокластики 0,01 МПа (см. табл. 26.1 и 26.2). Углы внутреннего трения в среднем соответственно 30° и 39°. Различия прочностных показателей тефры разного состава связаны с большей плотностью сложения и значительным содержанием тонких частиц в составе андезитовой пирокластики.

Таблица 26.1

Инженерно-геологические особенности пирокластических отложений различных генетических типов андезитовых вулканов Камчатки

(*по О.А.Гириной, 1998*)

Характеристика	Пирокластические потоки		Пирокластические волны		Пеплы облаков потоков	Тефра	Агломерат направленного взрыва	Песок направленного взрыва
	пеплово-глыбовые	ювенильных пористых андезитов	приземные	пеплового облака				
Залегание отложений	Согласуются с рельефом		Площадное, в основании потоков, вне связи с ними. В разрезе – постепенный переход к потоку	Площадное, на поверхности, за пределами, в основании потоков. На верхней границе — пеплы облака потока	Площадное, эллипсообразной формы, ось эллипса совпадает с протяженностью потока	Площадное, эллипсообразной формы, ось эллипса совпадает с направлением ветра	Локальное, узким сектором у подножия вулкана	Площадное, широким сектором, не согласуясь с рельефом
Протяженность отложений	До 10 км	До 20—25 км	Соизмеримы с длиной потоков и превышают ее	Соизмеримы с длиной потоков и превышают ее	Десятки км	Сотни км	До 15 км	До 30— 35 км
Мощность отложений	До 10 м	До 3 5 м некатастрофические, до 20 м катастрофические	До 10 15 см До 2—3 м	До 1—2 м некатастрофические, до 3—5 м катастрофические	До 2—5 см некатастрофические, до 10 см — катастрофические	До 2—5 см на расстоянии 50—70 км от вулкана	До 15—20 м в 10—15 км от вулкана	До 1—2 м вблизи, 1—2 см вдали от вулкана
Слоистость отложений	Неслоисты	Неслоисты, иногда локальные линзы крупных обломков	Слоистость неясно выражена	Слоистость четкая, иногда монолитный облик отложений	Неслоисты, в подошве может быть слой аккреционных лапиллей	Стратифицированы в слое	Неслоисты, хаотическое распределение материала	Слоистость четкая
Количество обломков больше 2 мм, %	До 40—50	До 30—40	До 10	До 20 25	Нет	Вблизи вулкана до 70—90	До 80	До 10—20

Продолжение табл. 26.1

Характеристика	Пирокластические потоки		Пирокластические волны		Пеплы облаков потоков	Тефра	Агломерат направленного взрыва	Песок направленного взрыва
	пеплово-глыбовые	ювенильных пористых андезитов	приземные	пеплового облака				
Максимальный размер обломков	До 5—7 м	До 0,8—1 м	До 1 см некатастрофические	До 3—5 см некатастрофические	Нет	Вблизи вулкана бомбы, лапилли	До 10 м	До 10—20 см
Отсортированность отложений	Несортированы	Несортированы	Хорошо сортированы, однородны	Сортированность каждого слоя	Хорошо сортированы, однородны	Сортированы	Несортированы	Сортированы
Плотность отложений, г/см^3	1,56(127) / 1,27—1,88	1,44(13) / 1,19—1,72	1,53(55) / 1,30—1,64	1,41(10) / 1,30—1,67	1,09(3) / 0,87—1,20	0,89—1,06	1,47(10) / 1,09—1,75	1,60(4) / 1,50—1,77
Пористость, %	42 (127)	47 (13)	43 (55)	49 (10)	59 (3)	56 (2)	47 (10)	41 (2)
Преобладающая фракция заполнителя, мм	Некатастрофические извержения		Такая, как потока 0,125—0,25 или 0,25—0,50	Некатастрофические извержения 0,125—0,25 Катастрофические извержения 0,125—0,25 или 0,25—0,50	Менее 0,056	По мере удаления от вулкана меняется	0,125—0,25 0,25—0,50 0,50—1,00 Менее 0,056	0,50—1,00
	0,125—0,25	0,125—0,25						
	Катастрофические извержения							
	—	0,125—0,25 0,25—0,50						
Содержание частиц менее 0,056 мм	Некатастрофические извержения		До 5—10%	До 35 %	До 55—65 %	На расстояниях до сотен км — 90—100 %	До 20 %	До 5 %
	До 10—15 %	До 5%						
	Катастрофические извержения							
		До 15 %						

Продолжение табл. 26.1

Характеристика	Пирокластические потоки		Пирокластические волны		Пеплы облаков потоков	Тефра	Агломерат направленного взрыва	Песок направленного взрыва
	пепловоглыбовые	ювенильных пористых андезитов	приземные	пеплового облака				
Медиана, мм	Некатастрофические извержения		Некатастрофические извержения		$\frac{0,17(26)}{0,12-0,21}$ Некатастрофические извержения	—	$\frac{0,24(11)}{0,24-0,26}$	$\frac{0,42(19)}{0,37-0,60}$
	$\frac{0,26(28)}{0,21-0,37}$	$\frac{0,25(24)}{0,19-0,32}$	$\frac{0,17(26)}{0,12-0,21}$	$\frac{0,12(9)}{0,09-0,15}$				
	Катастрофические извержения		Катастрофические извержения					
	—	$\frac{0,26(15)}{0,19-0,34}$	0,24 (2)	0,17 (8)				
Средний размер	Некатастрофические извержения		Некатастрофические извержения		$\frac{0,07(9)}{0,05-0,10}$ Некатастрофические извержения	—	$\frac{0,38(11)}{0,38-0,41}$	$\frac{0,56(19)}{0,47-0,62}$
	$\frac{0,38(28)}{0,32-0,50}$	$\frac{0,38(24)}{0,30-0,47}$	$\frac{0,22(26)}{0,13-0,27}$	$\frac{0,16(9)}{0,12-0,23}$				
	Катастрофические извержения		Катастрофические извержения					
	—	$\frac{0,36(15)}{0,31-0,41}$	0,35 (2)	0,22 (8)				
Коэффициент сортировки	Некатастрофические извержения		Некатастрофические извержения		$\frac{0,05(9)}{0,01-0,08}$ Некатастрофические извержения	—	$\frac{0,40(11)}{0,39-0,42}$	$\frac{0,50(19)}{0,40-0,54}$
	$\frac{0,33(28)}{0,24-0,41}$	$\frac{0,35(24)}{0,28-0,42}$	$\frac{0,16(26)}{007-0,23}$	$\frac{0,14(9)}{0,09-0,22}$				
	Катастрофические извержения		Катастрофические извержения					
	—	$\frac{0,32(15)}{0,30-0,36}$	0,30 (2)	0,25 (8)				

Окончание табл. 26.1

Характеристика	Пирокластические потоки		Пирокластические волны		Пеплы облаков потоков	Тефра	Агломерат направленного взрыва	Песок направленного взрыва
	пепловo-глыбовые	ювенильных пористых андезитов	приземные	пеплового облака				
Плотность твердой фазы, г/см³	2,69(14) / 2,64 – 2,74	2,71(10) / 2,64 – 2,74	2,69(16) / 2,56 – 2,75	2,70(6) / 2,69 – 2,71	2,58(10) / 2,46 – 2,66	—	2,76(4) / 2,72 – 2,76	2,73(4) / 2,72 – 2,74
Сцепление, МПа	0,02 (4)	0,02 (5)	0 (7)	0,04 (2)	0,04 (2)	0 0,02	0,01 (4)	0 (4)
Угол внутреннего трения, °	34(13) / 22 – 55	38(5) / 22 – 53	42(7) / 24 – 58	41(2) / 30 – 52	55(2) / 54 – 56	33—38	35(4) / 29 – 50	47(3) / 33 – 55
Модуль общей деформации, МПа	5,0(4) / 2,2 – 7,8	10,8(3) / 7,6 – 16,6	6,0(8) / 2,5 – 15,6	5,3(3) / 3,8 – 8,1	5,0 (1)	2,7—4,4	2,7 (1)	5,9(3) / 2,9 – 9,0

Многие *древние* вулканогенно-осадочные породы в результате их цементации приобретают довольно высокие физико-механические характеристики, соответствующие скальным и полускальным грунтам. Так, в бассейне Верхнего Амура среди кислых вулканитов мелового возраста встречаются прослои туфов мощностью до 2 м. Их прочность на одноосное сжатие в сухом состоянии в среднем 45 МПа, а в водонасыщенном снижается до 25 МПа. Туффиты Армении характеризуются плотностью 2—2,1 г/см³, пределом прочности на одноосное сжатие 19—30 МПа, коэффициентом размягчаемости 0,39—0,75 (Лысенко, 1980).

26.3. Гидротермно-осадочные породы как грунты

В пещерах и у выходов источников (не обязательно горячих) на дневную поверхность формируются известковые туфы и травертины. Это ограниченные в пространстве тела мощностью до десятков метров. Травертины белые и желтоватые, микритовые, часто концентрически- и ленточно-слоистые. Известковые туфы более пористые и рыхлые, малопрочные, часто губчатые с обильными отпечатками листьев. Используются как декоративный и строительный камень.

Гидротермальные глины представлены почти исключительно каолином (так как преобладают кислые термы), образовавшимся в результате гидротермального элювиального перерождения вулканитов при их пропаривании горячими растворами и газами. Гидротермальные каолины мощностью до 50 м и более включают также сульфаты, опалиты, сульфиды и целики вулканических пород (Фролов, 1993).

Особую по составу и свойствам группу составляют грунты, преобразованные в условиях гидротермальных систем земной коры. Имеющиеся ог-

Таблица 26.2

Состав и свойства пирокластических отложений базальтовых и андезитовых вулканов Северной группы Камчатки

(по О.А. Гириной, 1994)

Вулканы / Свойства	Базальтовые	Андезитовые
Плотность грунта, г/см^3	0,55—1,72 (1,05)	0,87—1,90 (1,77)
Плотность твердой фазы, г/см^3	2,54—3,01 (2,97)	2,46—2,76 (2,72)
Влажность, %	0—23 (13)	0—32 (6)
Пористость, %	41—80 (66)	30—67 (42)
Модуль общей деформации, МПа	1,5—11 (7,4)	2,2—16,6 (5,2)
Сцепление, МПа	0—0,11 (0,03)	0—0,08 (0,01)
Угол внутреннего трения, градус	19—55 (30)	22—58 (39)

раниченные данные (Ладыгин и др., 1991) по гидротермально измененным пирокластическим породам свидетельствуют об определяющем влиянии их исходной структуры — крупности слагающих обломков, а также принадлежности к разным геологическим структурам гидротермальных систем. В результате гидротермального преобразования происходит развитие в породах хлорита, иллита, монтмориллонита и цеолитов в разных объемных соотношениях. Так, в зависимости от расположения пирокластических пород в разных метасоматических зонах Паужетской гидротермальной системы их плотность составляет 1,10—1,45 г/см^3 — у пепловых туфов, 1,42—2,04 у псефитовых туфов и 1,96—2,67 г/см^3 у агломератовых туфов. Прочность на одноосное сжатие также варьирует: 2—15, 5—29 и 14—64 МПа. Типичны и заметны различия в прочности пород, обладающих близкими значениями пористости (чаще 30—39%), что связано с разной степенью преобразования их минерального состава. Например, наиболее рыхлые структуры в одной зоне могут быть связаны со сплошным развитием по пирокластике цеолита ломонтита, а в другой — с полным замещением глинистыми минералами и цеолитами цемента и обломков. С другой стороны, тонкое (по микротрещинам) окварцевание цемента туфов может приводить к их уплотнению и снижению водопоглощения, хотя заметного увеличения прочности пород при этом не происходит. В целом глубокая гидротермально-метасоматическая переработка делает пирокластические породы более рыхлыми и менее прочными (1,5—8 МПа). По мере появления в грунтах крупных обломков значения плотности и физико-механических показателей повышаются. Определенное влияние оказывает и состав обломков: присутствие в псефитовых и агломератовых туфах кристаллокластов плагиоклазов, кварца, а также обломков эффузивов повышает значения плотности и упругих свойств гидротермально преобразованных грунтов (Структура..., 1993).

Литература

Гирина О.А. Пирокластические отложения современных извержений андезитовых вулканов Камчатки и их инженерно-геологические особенности. Владивосток: Дальнаука, 1998. 174 с.

Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В. и др. Петрофизические свойства метасоматитов Паужетского месторождения парогидротерм (южная Камчатка)// Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С.95—110.

Лысенко М.П. Состав и физико-механические свойства грунтов. М.: Недра, 1980. 272 с.
Структура гидротермальной системы//Под ред. В.И.Белоусова и И.С.Ломоносова. М.: Наука, 1993. 298 с.
Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

ГЛАВА 27

Характеристика грунтов криогенного генезиса

27.1. Синкриогенные породы как грунты

Синкриогенные грунты широко развиты в пределах северной геокриологической зоны. Здесь они залегают в верхней части разреза различных геоморфологических элементов (часто совместно с диагенетическими породами) и представлены сильнольдистыми образованиями разного возраста (чаще всего от позднеплейстоценовых до современных) с обширными массивами в повторно-жильных льдах и наличием пластовых льдов. В Южной геокриологической зоне сингенетические грунты в основном встречаются в поймах рек и озер, изредка на склонах; здесь господствуют эпикриогенные мерзлые грунты, льдистость грунтов обычно меньше.

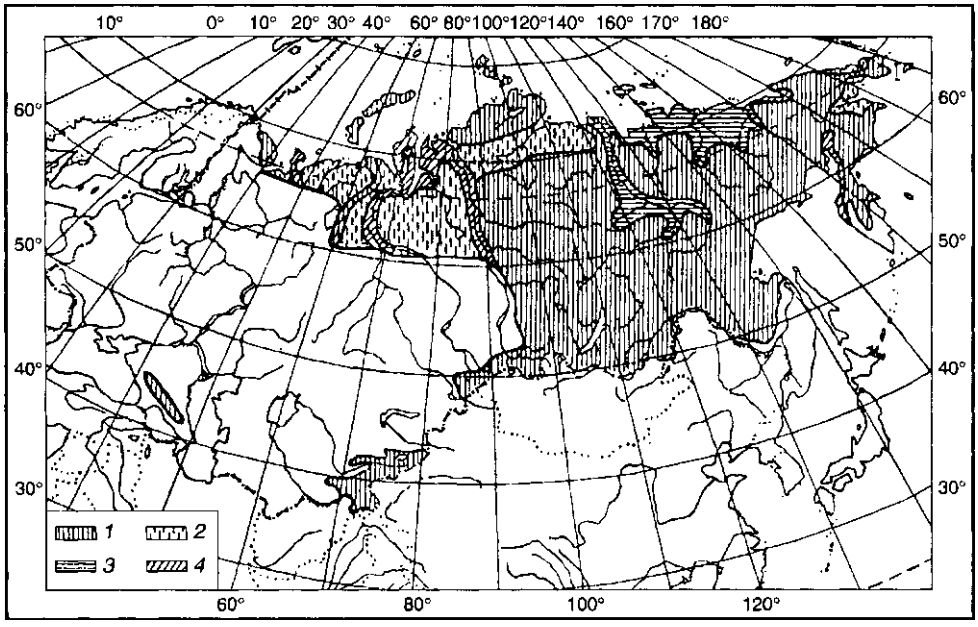


Рис. 27.1. Распространение многолетнемерзлых толщ разных генетических типов на территории России (*по И.П.Данилову, 1996, с изменениями*):

1 — эпикриогенные скальные грунты; *2* — эпикриогенные дисперсные грунты; *3* — синкриогенные и диакриогенные; *4* — генетически неоднородные грунты — синкриогенные, подстилаемые эпикриогенными

Таблица 27.1

Суммарная объемная льдистость сингенетически промерзших пород севера Западно-Сибирской плиты за счет сегрегационного льда и льда-цемента

(на примере п-ова Ямал, по Ю.Б.Баду и В.Т.Трофимову, 1974)

Генезис и возраст пород	Состав пород	Объемная льдистость, %	Криогенная текстура
mQ^{1}_{III}	Пески мелкие и пылеватые	35–45	массивная
	Пески пылеватые, оторфованные	35—50	массивная, редкослоистая
	Пески с прослоями суглинков и супесей	40—55	слоистая
mlQ^{2-3}_{III}	Пески мелкие и пылеватые	35—45	массивная
	Пески оторфованные с прослоями супеси и суглинков	42 60	редкослоистая, массивная
mQ^{3-4}_{III}	Супеси	40 –45	слоистая
	Суглинки	40 –50	слоистая
	Суглинки	50—60	сетчато-слоистая
mlQ^{3-4}_{III}	Пески мелкие и пылеватые с прослоями супесей	40—50	массивная, редкослоистая
mQ^{3-4}_{III}	Суглинки	35—45	слоистая
	Суглинки	55 60	слоистая, сетчатая
mlQ_{III-IV}	Пески мелкие и пылеватые	35—45	массивная
mQ_{III-IV}	Суглинки	50 55	слоистая, сетчатая
mlQ_{IV}	Пески мелкие и пылеватые	35 45	массивная
mQ_{IV}	Пески пылеватые с прослоями супесей	45 50	массивная
	Супеси с прослоями суглинков	55 70	слоистая, сетчатая
	Суглинки с прослоями песков	50 60	сетчатая
aQ_{IV}	Пески мелкие и пылеватые	30 40	массивная
	Пески пылеватые, оторфованные	35 45	массивная, редкослоистая
	Пески с прослоями супесей	40— 50	слоистая
	Пески с прослоями суглинков, оторфованные	45– 55	слоистая
	Супеси	45—60	слоистая
	Суглинки	50 70	слоистая

Сингенетические мерзлые грунты в западной и восточной частях криолитозоны России имеют существенно разное распространение. В западной части они преимущественно распространены севернее Северного полярного круга (рис. 27.1), где даже в периоды общепланетарных потеплений в плейстоцене и голоцене сохранялись многолетнемерзлые толщи. В восточном секторе Российской Арктики (восточнее долины Енисея) они располагаются и значительно южнее полярного круга, вплоть до 54—52° с.ш. В зоне прерывистого распространения многолетнемерзлых грунтов доголоценовые сингенетические грунты отмечаются локально, чаще в северной части зоны в пределах торфяников, где они не протаивали во время голоценового оптимума. Более широко распространены в этой зоне сингенетические позднеголоценовые аллювиальные отложения пойм и одновозрастные им массивы торфяных образований.

Основными особенностями сингенетически промерзших многолетнемерзлых грунтов являются: 1) развитие преимущественно слоистых, сложно-

слоистых и атакситовой криогенных текстур, обусловливающих очень высокую льдистость грунтов за счет текстурообразующих льдов (табл. 27.1); 2) однородность криогенного строения и однотипность криогенного рисунка по глубине толщи — относительно равномерное, а чаще равномерно-циклическое распределение объемной льдистости по глубине толщи отложений; 3) толщина шлиров льда, образующих слоистые криогенные текстуры, изменяется от долей сантиметра до 12—15 см; 4) толщина минеральных прослоек не превышает 1—2 см; для них характерны недоуплотненность, высокая влажность, превышающая влажность верхнего предела текучести, часто значительное содержание органического вещества; 5) наличие мощных залежей повторно-жильных льдов; 6) наличие погребенных пластовых льдов.

Морфология сингенетических мерзлых грунтов, как следует из этого перечня, имеет ряд общих черт. Прежде всего это достаточно равномерное и ритмичное распределение высокой льдистости по разрезу, преимущественно слоистые и линзовидные, реже сетчатые равномерные тонко- и микрошлировые криогенные текстуры (см. рис. 22.9) и крупные скопления повторно-жильного льда (см. рис. 22.10). Помимо горизонтально слоистых криотекстур в синкриогенных грунтах нередко можно наблюдать косую, плойчатую, плетенчатую, сетчатую и другие виды криотекстур. Сингенетические мерзлые грунты характеризуются и сходной литологией: это чаще всего пылеватые пески, супеси и суглинки, в разной степени оторфованные, т.е. разновидности грунтов, которые накапливались в фациальных условиях, способствовавших многолетнему промерзанию формирующихся осадков (на поймах рек и лайдах, в прибрежной зоне озер).

Обычно распределение ледяных шлиров в синкриогенной толще представляется в виде весьма равномерного по разрезу, когда и мощность шлиров, и расстояние между ними на протяжении нескольких метров постоянны. В действительности такое распределение является скорее частным случаем и обычно присуще однородным минеральным грунтам (рис. 27.2, *а*) или однородным толшам органогенных грунтов, например торфяникам (см. рис. 27.2, *г*). В большинстве же случаев, поскольку для синкриогенных пород характерно циклическое развитие и строение, циклы активной седиментации в сильно обводненных условиях (длительностью в сотни и первые тысячи лет) сменяются циклами относительного осушения и формирования субаэральных фаций торфа или минеральных пород с обилием органического материала (Васильчук, 1999). В зависимости от соотношения длительности циклов и степени обводнения может формироваться мезоциклически-равномерное редкое (рис. 27.2, *б*) и частое (рис. 27.2, *в*) распределение криотекстур с чередованием сгущения шлиров (часто несколько более тонких) и более редкого их расположения по вертикали.

Необходимо подчеркнуть, что определение принадлежности мерзлых толщ к сингенетическому типу по криотекстурному методу часто весьма затруднительно, поскольку шлировые криотекстуры во всех криогенетических типах толщ свойственны лишь связным грунтам, а пескам свойственны массивные текстуры. Между тем пески часто накапливаются в прибрежных частях водоемов, на стадии их обмеления, когда процесс формирования сингенетических мерзлых толщ идет особенно активно. Высокая льдистость таких мерзлых песков — их важнейшая черта как грунтов (см. табл. 27.1).

Высокая льдистость сингенетических мерзлых толщ обусловлена часто и широким развитием в них сингенетических повторно-жильных образований

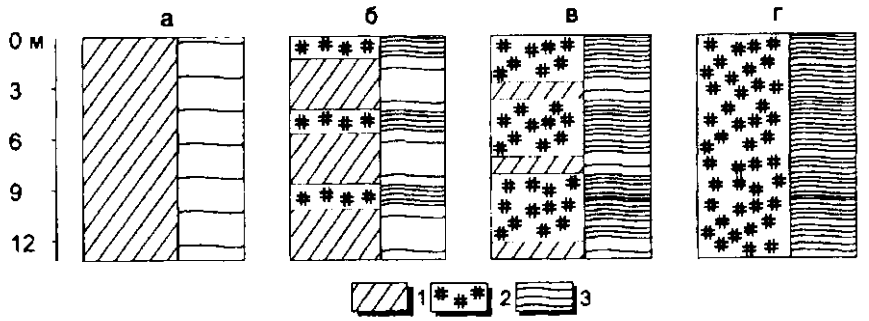


Рис. 27.2. Вариации распределения криогенных текстур толщ синкриогенных грунтов различного состава и строения:

а — равномерное редкое распределение в однородных минеральных грунтах (обычно в супесях, суглинках, реже в песках, глинах); *б* — мезоциклически-равномерное в ритмично-слоистых органо-минеральных грунтах (обычно при редком переслаивании супесей, суглинков, песков и других пород слоями с торфом или обилием органического материала); *в* — мезоциклически-равномерное в ритмично-слоистых органо-минеральных грунтах (обычно при частом переслаивании слоев с торфом или обилием органического материала прослойками супесей, суглинков, песков и др.); *г* — равномерное частое распределение в однородных органогенных грунтах (обычно в торфяниках или в минеральных грунтах с обилием органического материала); *1* — дисперсные минеральные грунты; *2* — органогенные грунты и торфяники; *3* — шлиры льда

Таблица 27.2

Объемная макрольдистость верхней 10-метровой части разреза сингенетически промерзших отложений севера Западно-Сибирской плиты

(по данным Г.И.Дубикова, 1966, 1967; Ю.Б.Баду и В.Т.Трофимова, 1974; Ю.К.Васильчука и В.Т.Трофимова, 1984)

Геоморфологический уровень, возраст слагающих отложений	Объемная макрольдистость			Районы изучения
	минимальная	преобладающая	максимальная	
Казанцевская морская равнина, pmQ^{1}_{III}	2	5 -10	20	Центральный и северный Ямал, западный Гыдан
Морские террасы				
третья, mQ^{2-3}_{III}	3	10—18	30	Западное и северное побережье Ямала
вторая, mQ^{3-4}_{III}	2	10—20	34	Западное и северное побережье Ямала, п-ов Явай
первая, mQ_{III-IV}	3	5—10	22	Западное и северное побережье Ямала
лайда, mQ_{IV}	2	5—10	15	Западное и северное побережье Ямала, п-ов Явай
Лагунно-морские террасы				
третья, mlQ^{2-3}_{III}	2	10—20	37	Восточное побережье Ямала, север Гыдана
вторая, mlQ^{3-4}_{III}	2	10—20	24	Восточное побережье Ямала, восточное и южное побережье Гыданской губы
первая, mlQ_{III-IV}	2	10—18	23	Те же
лайда, mlQ_{IV}	2	5—10	12	Побережье Обской, Гыданской и Тазовской губ
ml, aQ_{IV}	2	5 -10	13	Долины рек Ямала и Гыдана
Торфяники				
bQ_{IV}	1	7—12	21	Ямал, Гыдан, Тазовский

(см. рис. 22.10—22.12; табл. 27.2). Они залегают под сезонно-талым слоем или перекрыты 2—10-метровой пачкой отложений. Крупные повторно-жильные льды (до 20—30 м и более) сосредоточены в супесчаных, реже суглинистых оторфованных грунтах едомных массивов, второй и третьей террас и казанцевской равнины; в современных пойменных, лайдовых и болотных осадках мощность повторно-жильных образований в основном 2—6 м.

Существенно меньшая роль в строении сингенетических мерзлых толщ принадлежит пластовым залежам льдам. Среди них выделяются залежи двух типов — погребенные (речные, озерные, морские, айсберговые, ледниковые в синкриогенных моренах) и внутригрунтовые (чаще сегрегационные). Размеры их могут широко варьировать от 0,5—1 м до 30—40 м по высоте и от первых метров до сотен метров и даже первых километров по простиранию. Присутствие пластовых ледяных залежей существенно увеличивает льдосодержание таких мерзлых массивов, иногда достигающее 70—80% и более в верхней 10-метровой части разреза.

В современных промерзших моренах нередки остатки погребенных глетчерных льдов. Отдельные массы погребенного мертвого льда могут достигать десятков тысяч кубометров. По данным Л.Г.Бондарева, мощность погребенных глетчерных льдов в массиве Ак-Шийрак достигает 70 м, а по данным Р.Д.Забирова — даже 100—150 м.

Наряду с определенной общностью морфологии сингенетические мерзлые грунты различного возраста и генезиса характеризуются специфическими отличиями, зависящими от зонально-климатической и фациальной обстановки периода их накопления и промерзания. Е.М.Катасонов выполнил систематизацию текстур, присущих породам различных фаций (рис. 27.3). Он считал, что в промерзающих дисперсных грунтах ледяные включения образуются в результате перераспределения (миграции) влаги и сегрегации льда, причем значительная часть воды подтягивается извне. В многолетнемерзлых породах определенного гранулометрического состава количество льда, а также форма и размер ледяных включений в первую очередь зависят от степени их охлаждения, скорости промерзания, температурного градиента и др. Пу-

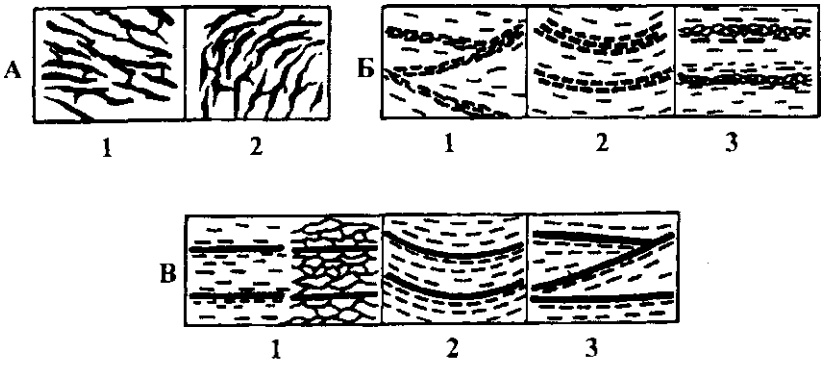


Рис. 27.3. Наиболее распространенные криогенные текстуры многолетнемерзлых синкриогенных четвертичных грунтов (*по Е.М.Катасонову, 1975*).

А — решетчатые (образуются при промерзании водных осадков): *1* — косые, *2* — вертикальные; *Б* — поясковые (образуются при промерзании сезоннопротаивающего слоя снизу): *1* — волнистые, *2* — вогнутые, *3* — горизонтальные; *В* — слоистые: *1* — горизонтальные, *2* — вогнутые, *3* — волнистые

тем сопоставления древних и современных генетически однотипных пород Е.М.Катасоновым показано, что для синкриогенных многолетнемерзлых континентальных четвертичных отложений характерны те же криогенные текстуры, что и в настоящее время. Они формируются преимущественно в двух случаях: 1) под неглубокими водоемами, в результате промерзания донных осадков снизу со стороны отмелого берега, постепенно смещающегося к центру водоема; 2) за счет сезонно-талого слоя, нижняя часть которого по мере накопления все новых и новых осадков постоянно переходит в многолетнемерзлое состояние. В том и другом случае в формировании многолетнемерзлых отложений и в образовании ледяных включений основную роль играет многолетнемерзлый субстрат, со стороны которого идет промерзание новых осадков. Ледяные прослойки, корки, линзы образуются за счет воды, насыщающей донные осадки или сезонно-талый слой. Чем больше увлажнены породы, тем больше они будут содержать льда после перехода их в многолетнемерзлое состояние.

Самым обширным на Земле районом распространения синкриогенных отложений является Яно-Колымский, включающий арктические острова, низменности, а также межгорные впадины и речные долины. Здесь встречаются среднеплейстоценовые синкриогенные грунты, хотя имеются некоторые основания предполагать и более древние синкриогенные отложения на северной окраине региона. Синкриогенные грунты также широко распространены в Западной Сибири, на северо-западе Канады, на севере Аляски и во многих речных долинах, приморских низменностях и межгорных котловинах севера Евразии и Северной Америки.

На Европейском севере России синкриогенные грунты распространены далеко не повсеместно и приурочены к современным и голоценовым озерно-болотным, склоновым, аллювиальным и морским отложениям. Позднеплейстоценовые синкриогенные грунты здесь могут встречаться локально на самом севере региона. Мощность синкриогенных грунтов редко превышает 5—7 м, а льдистость может достигать 40—45% и более.

В Западной Сибири, вероятно, самыми древними из сохранившихся сингенетических мерзлых грунтов являются отложения регрессивной пачки салехардской свиты среднего плейстоцена. Они представлены 5—6-метровой толщей песков или оторфованными суглинками и супесями с прослоями песка. Криогенная текстура грунтов микро- и тонкошлировая в связных грунтах и массивная с отдельными шлирами в песках. Установление сингенетического типа таких грунтов облегчают находки в них погребенных пластовых залежей льда. В мерзлых толщах, слагающих более низкую казанцевскую прибрежно-морскую равнину, сингенетические мерзлые грунты мощностью 10—15 м изучены более обстоятельно. Они приурочены к плоским участкам равнины, а также залегают в цоколе более молодых террас и сложены пылеватыми и мелкими песками с прослоями суглинков и супесей, содержат значительное количество рассеянной органики (до 5—15%), прослои и линзы аллохтонного торфа. Их суммарная влажность изменяется в диапазоне 20—55%, объемная льдистость — от 30 до 60%. Сингенетические грунты казанцевской свиты представленны суглинками и супесями мощностью от 2 до 15 м, содержащими растительные остатки, прослои и линзы торфа, обломки древесины. Их криогенная текстура толстошлировая, частослоистая, слабовогнутая. Объемная льдистость суглинков и супесей высокая (до 60—80%), по разрезу она часто изменяется незначительно.

Позднеплейстоценовые-голоценовые лагунно-морские и морские осадки, слагающие разрезы первой—третьей террас, сходны по составу, представлены супесчано-песчаными и суглинистыми разностями. Среди песков преобладают мелкие и пылеватые разности, содержащие значительное количество органики. Для них характерна редкослоистая микрошлировая криогенная текстура. Объемная льдистость этих грунтов обычно составляет 35—45%. В сильнольдистых супесчаных толщах Восточного Ямала и севера Гыданского п-ова встречены мощные сингентические повторно-жильные льды вертикальной протяженностью до 20—24 м (Васильчук, Трофимов, 1984). В разрезах лагунно-морских террас, сложенных глинистыми грунтами, наиболее высокая льдистость грунтов (до 50—70%) отмечается в верхнем горизонте — в интервале 0,6—4 м, ниже льдонасыщенность уменьшается. В морских суглинках и глинах, залегающих в верхней 3—6-метровой части разреза по западному и северному побережьям Ямала и на севере Гыданского полуострова, отмечается высокая суммарная льдистость (до 50—60%) и слоистые криогенные текстуры.

Верхнеплейстоценовые-голоценовые синкриогенные аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения на Ямале и Гыданском полуострове развиты менее широко, они характеризуются литологическим однообразием, что обусловило близость их криогенного строения и льдонасыщенности, и развитием в них сложных повторно-жильных образований сингенетического типа. Верхний горизонт надпойменных террас сложен, как правило, мелкими, тонкими песками с растительными остатками. Криотекстура тонкошлировая горизонтально-косослоистая, льдистость изменяется от 30 до 80%, нижний горизонт сложен мелким песком с включениями гравия и гальки, криотекстура массивная, его льдистость изменяется от 20 до 40%.

Верхнеплейстоценовые-голоценовые озерные отложения, промерзавшие сингенетически, распространены очень широко. В составе озерных осадков доминируют суглинки и супеси, характерными криотекстурами являются шлировые сетчато-слоистые. Все литологические разновидности грунтов классифицируются как сильнольдистые.

Голоценовые синкриогенные болотные отложения венчают разрез различных геоморфологических уровней и представлены обычно слаборазложившимся торфом, для которого характерны микрошлировые, порфировидные и массивные криотекстуры. С увеличением степени разложения торфов криотекстуры переходят в тонко- и толстошлировые линзовидные, слоистые и сетчатые. Объемная льдистость торфов высокая (до 80—90%). В них встречаются сингенетические повторно-жильные льды, достигающие 5—7 м по вертикали (Васильчук, Трофимов, 1984).

Позднеголоценовые сингенетические мерзлые аллювиальные отложения занимают большие площади. В толще аллювия наиболее льдонасыщены суглинки поймы. Льдистым горизонтам присущи микро- и тонкошлировые слоисто-сетчатые или линзовидно-слоистая и атакситовая текстуры, малольдистым — массивная или редкая линзовидная текстура. В более южных районах на высокой пойме в основании сезонно-талого слоя залегает льдистый горизонт супесей и суглинков мощностью 0,5—1 м (льдистость составляет 30—40%), в котором слои грунта с массивной криотекстурой чередуются со слоями грунта с микрошлировой мелкосетчатой криотекстурой. В заторфованных песках пойменной фации наиболее широко распространены разрезы с тонкошлировой среднеслоистой криогенной текстурой, в которых льдистость грунтов составляет 20—40%.

В целом по степени льдонасыщенности мерзлые грунты сингенетического типа на севере Западной Сибири вне зависимости от их генетической принадлежности располагаются по убывающему ряду: прибрежно-морские, склоновые, озерно-болотные и пойменные заторфованные суглинки, глины и торф (шлировая льдистость 40—60%); прибрежно-морские, лагунно-морские, озерные и аллювиальные оторфованные супеси и пески (шлировая льдистость 20—40%); прибрежно-морские, лагунно-морские, озерные, аллювиальные однородные пески массивной криотекстуры (объемная льдистость 30—40%).

На обширных пространствах севера Средней Сибири из-за сурового континентального климата и низких отрицательных температур грунтов рыхлые четвертичные отложения промерзали и промерзают сингенетически. Мощность синкриогенных мерзлых толщ здесь обычно невелика (до 10—20 м), но иногда на участках активной позднеплейстоценовой аккумуляции она может увеличиваться до 60—80 м.

На юге Средней Сибири почти все плейстоценовые синкриогенные мерзлые грунты полностью протаяли в период голоценового оптимума. В настоящее время сохранились только следы их существования в разрезах второй, третьей, четвертой и пятой террас Ангары, Лены (в верхнем течении) и их притоков. В пределах 62—65° с.ш. сократились площади распространения синкриогенных многолетнемерзлых грунтов, которые заместились эпикриогенными. Однако локально здесь все же встречаются мощные синкриогенные голоценовые толщи, такие, как, например, Мерзлый Яр в верховьях Енисея (52° с.ш.) мощностью более 20 м с многоярусными повторно-жильными льдами, пронизывающими всю видимую толщу (Васильчук и др., 2002).

Синкриогенные грунты Средней Сибири представлены аллювиальными, озерно-болотными, склоновыми и реже ледниковыми и эоловыми разновидностями (Данилова, Хруцкий, 1989б).

Верхний горизонт синкриогенных аллювиальных отложений сложен суглинками, супесями, реже тонкими песками, торфом и характеризуется повышенной льдистостью (до 60—80%), наличием мощных сингенетических повторно-жильных льдов и сложными волнутослоистыми криогенными текстурами. По обилию подземного льда этот горизонт в Центральной Якутии был назван П.А.Соловьевым ледовым комплексом. Несмотря на различия в составе отложений и льдистости, этот горизонт довольно однотипен для многих речных долин рассматриваемой территории (реки Лена, Вилюй, Алдан, Оленек, Анабар, Котуй и др.). Даже зональные различия в криогенном строении и льдистости этого горизонта в пределах северной зоны территории Средней Сибири невелики (Данилова, Хруцкий, 1989б).

Вся территория Яно-Колымской низменности представляет собой сочетание синкриогенных толщ разных мощностей. Здесь присутствуют синкриогенные отложения плейстоцена, слагающие несколько уровней равнины (называемые здесь обычно едомными, эти толщи также получили название «ледового комплекса», или «лёссово-ледового комплекса») и синкриогенные отложения голоцена, слагающие верхи разрезов пойм рек и термокарстовых озерных форм (называемые здесь аласами). Плейстоценовые синкриогенные грунты мощностью до 50—60 м слагают несколько уровней равнины, а голоценовые мощностью обычно не более 10 м слагают верхние части разрезов первых террас, морских лайд, речных пойм и озерных аласных отложений.

Одним из стратотипов синкриогенных позднеплейстоценовых отложений Северо-Востока России является широко известный разрез Дуванный Яр (см. рис. 22.12), расположенный в северной Якутии в низовьях р.Колымы (69° с.ш., 158° в.д.), примерно в 160 км от ее устья, в зоне типичной лесотундры. Это наиболее значительное обнажение обширной Омолоно-Анюйской едомы (занимающей площадь более чем 1000 км^2).

Существуют две явно выраженные части разреза: верхние 15—20 м, сложенные супесями, а в самой верхней части — сильно пылеватыми песками с незначительным содержанием органического материала, и нижние 25—35 м, также представленные супесями, но в значительной мере обогащенными органическим материалом, причем органические примеси концентрируются в виде горизонтальных линз и прослоев мощностью до 0,5 м. Льдистость с учетом текстурообразующего льда достигает 50%. В нижней части разреза распространены широкие (до 2—3,5 м) ледяные жилы, расстояние между которыми 10—15 м, а в верхней части разреза — узкие (до 1—1,5 м) жилы, с расстоянием между жилами 4—6 м. Обобщение всех радиоуглеродных датировок (Васильчук и др., 2001) продемонстрировало, что время формирования этого повторно-жильного комплекса датируется примерно от 30 до 13 тыс. лет назад.

Менее обширные поля преимущественно синкриогенных отложений находятся на Северо-Востоке в Чаунской, Валькарайской, Ванкаремской, Анадырской, Марковской впадинах. Мощность их здесь варьирует от 5—10 до 30—40 м. Во впадинах южной части района синкриогенные грунты встречаются спорадически и имеют небольшую мощность, обычно это первые метры.

Традиционная трактовка генезиса едомных толщ — флювиальная, т.е. формирующихся при участии поверхностных вод — речных (Е.М.Катасонов, А.И.Попов), озерных, речных, болотных, губских (В.И.Кайялайнен, Ю.Н.Кулаков, И.Д.Данилов, Ю.К.Васильчук), склоновых (Г.Ф.Гравис, В.Н.Конищев, Ю.К.Васильчук) и других, нередко оспаривается; и в качестве альтернативной предлагается гипотеза их эолового накопления (Т.Певе, С.В.Томирдиаро). Существуют представления о ледовом комплексе как о генетически неоднородном образовании, в котором фациальные особенности, связанные с видом накопления осадка, подавлены криогенными факторами, такими, как полигонально-жильное и сегрегационное льдонакопление. С этим связано высокое льдосодержание едомных массивов, как за счет большого количества макрольдов — жильного типа, так и за счет текстурообразующих мезольдов сегрегационного типа во внутриполигональных блоках. Можно говорить о двух основных видах строения внутриполигональных блоков (Каплина, 1989). Один из них — с «поясковыми» криотекстурами, в которых чередуются слои с атакситовой и сетчато-слоистой текстурами. Объемная льдистость грунтов в полигональных блоках составляет 50—60%. Общая льдистость геологических тел такого строения (с учетом ледяных жил) достигает 70—80%. Для этого вида характерны сильное (до ящикообразного) загибание вмещающих слоев в зонах их примыкания к ледяным жилам. Второй вид — с микрошлировыми неполнослоистыми криотекстурами. Льдистость грунтов здесь 40—45%, весовая влажность 30—40%, что превышает их полную влагоемкость на 15—20%. Загибание слоев в зонах у ледяных жил слабо или отсутствует. Принято считать, что эти два вида возникли вследствие фациальных различий при осадконакоплении и промерзании.

Аласные накопления обычно сильно заторфованы. Криотекстуры слоистые, сетчато-слоистые и часто «поясковые». Пойменный аллювий отличается

более песчаным составом, меньшим содержанием растительных остатков. Криотекстуры обычно те же, что и в аласах. Аласные и пойменные отложения Северной Якутии повсеместно включают полигонально-жильные льды. Их размеры разнообразны — от самых незначительных до 5—7 м по вертикали, шириной по верху от 0,5 до 3 м. Макрольдистость этих толщ редко превышает 5—10%. Синкриогенные отложения к востоку от устья р. Колымы имеют в целом меньшую мощность, что объясняется существенным участием морского и ледникового осадконакопления на прибрежных низменностях: Чаунской, Валькарайской, Ванкаремской, Анадырской.

Однако даже в Восточном Саяне в бассейнах рек Уда, Бирюса и Гутара установлены помимо современных реликтовые повторно-жильные льды (Осадчий, 1982), массовое распространение которых расположено в перигляциальной области плейстоценового оледенения на высотах 1000—1600 м. Они приурочены к пологим и средней крутизны северным склонам речных долин с мощностью рыхлого чехла 3—5 м и более и террасам речных долин; в днищах долин их нет, обнаруживаются ледяные жилы только при проходке горных выработок. Ледяные жилы залегают на глубине 1,5—2,5 м, их ширина в верхней части 0,1—0,8 м, и проникают на глубину до 17 м (чаще до 7 м) и вытягиваются вдоль склонов на десятки метров.

Склоновые отложения очень широко распространены в Восточной Сибири, что обусловлено преобладанием здесь горного рельефа. Синкриогенными могут быть отложения склонов разной крутизны. Однако в зонах относительно быстрого транзита осадков эти накопления «кратковременно живущие». Более или менее значительные по мощности и устойчивые синкриогенные отложения могут накапливаться в нижних частях склонов, преимущественно в виде делювиально-солифлюкционных шлейфов. Существует предположение Г.Ф.Грависа, согласно которому существенная часть ледового комплекса, в частности в долинах хр. Кулар, в долинах Селенняхского хр., возникла как склоновые отложения. Отсутствие крупных обломков в склоновых толщах едомного типа породило сомнение в возможности формирования мощных сингенетических ледяных жил в толщах склонового генезиса, содержащих крупнообломочный материал (Каплина, 1989). Однако позже в межгорных впадинах Магаданской области Ю.К.Васильчуком были описаны действительно склоновые сильнольдистые щебнистые толщи с мелкодисперсным заполнителем в разрезах Утиная и Феникс с крупными (высотой более 15 м) ледяными жилами (Васильчук, 1992). Эти разрезы, расположенные на склонах горных речных и озерных котловин, в непосредственной близости от выходов скальных грунтов, наглядно демонстрируют сочетание процессов переноса грубообломочного материала по склонам и его накопления в речной долине или озерной котловине при одновременном формировании в этой же толще мощных ледяных жил, растущих в высоту по мере накопления материала.

Выполненные в Колымском среднегорье исследования едомных толщ также показали, что склоновые отложения, насыщенные крупнообломочным материалом, не препятствуют формированию в них мощных сингенетических повторно-жильных льдов. Как в настоящее время, так и в прошлом подобные льды возникали в склоновых отложениях, сносимых к подножию склона, и достигали мощности 10 м и более.

В горах Северо-Востока склоновые процессы в связи с климатическими колебаниями испытывали усиление и ослабление. В периоды усиления, один

из которых устанавливается в конце плейстоцена, склоновые процессы перекрыли высокие террасы рек, преобразовав их в специфические «террасоувалы». Залегающие на аллювии террасоувалов делювиально-солифлюкционные отложения характеризуются слоистыми криотекстурами, чаще всего параллельными уклону.

В делювиально-солифлюкционных отложениях часто наблюдаются серии срезания ледяных слоев друг другом. На склонах с солифлюкционными террасами обычно можно видеть серии крутопадающих шлиров, отражающих продвижение фронтальных уступов террас. Льдистость склоновых делювиально-солифлюкционных отложений может достигать 40—50%. На Северо-Востоке к этой льдистости добавляется высокая макрольдистость за счет полигонально-жильных льдов, локально они, по-видимому, могут быть достаточно крупными. В качестве характерной черты ледяных жил на склонах отмечается их наклон в верхних частях по уклону вследствие роста ледяных жил на фоне движения грунтов сезонно-талого слоя по склонам.

27.2. Эпикриогенные породы как грунты

Эпикриогенные многолетнемерзлые образования развиты более широко по сравнению с синкриогенными (см. рис. 27.1). Они распространены во всех без исключения областях криолитозоны, в том числе и в районах развития синкриогенных грунтов, подстилая их. Мощность эпигенетических промерзших толщ также существенно больше и может достигать нескольких сотен метров.

Криогенное строение эпигенетически промерзших дисперсных грунтов в значительной степени определяется их литогенетическим типом, влажностью грунтов перед промерзанием, наличием или отсутствием в разрезе водоносных горизонтов, степенью литификации грунтов, теплооборотами. Этот генетический тип мерзлых грунтов сформировался везде, где осадконакопление закончилось раньше, чем на этой территории началось многолетнее промерзание земной коры. Эпигенетическим способом могут промерзать и мощные толщи глубоководных бассейновых отложений (морских, ледово-морских, лагунных, озерных), и вытаивающие из ледников морены, и русловые аллювиальные пески и галечники, и древние коры выветривания, и массивы различных по составу и возрасту скальных грунтов.

К эпикриогенным относятся также образования, которые в ходе развития мерзлых толщ были некогда мерзлыми, в том числе синкриогенными, но протаяли в теплые эпохи или в результате местных причин (например затопления территории при трансгрессии, или при миграции крупных озер, рек и др.), а затем повторно промерзали эпигенетически. Наиболее часто это присуще доголоценовым породам, развитым в южной геокриологической зоне.

Главная особенность отложений эпигенетического типа состоит в том, что фациальные условия накопления осадка, как правило, не соответствуют условиям его промерзания. В процесс эпигенетического промерзания часто вовлекаются относительно мощные толщи осадочных дисперсных отложений, прошедшие ту или иную стадию диагенеза, а также скальные грунты. Их состав и строение и последующая история развития сформировали те их свойства, от которых при последующем промерзании во многом зависело криогенное строение мерзлых пород. Чем больше отрезок времени, разделяющий

седиментацию и промерзание, чем разнообразнее условия стадии диагенеза, тем более существенным может быть докриогенное преобразование отложений, тем более глубокий след оставит оно и в мерзлой толще. Криогенное строение часто наследует особенности строения грунтов до промерзания. В процессе диагенеза формируется макро- и микроструктура, от которых зависят водные и водопроводящие свойства породы в целом. Так, диагенетическое растрескивание глинистых пород, с одной стороны, предопределяет места заложения будущих прослойков льда, с другой — увеличивает фильтрационные свойства толщи. В то же время соответствующее уплотнение не затронутых разрушением блоков породы приводит к их обезвоживанию при значительном насыщении пор водой (Жесткова, 1982).

Сегрегационное льдовыделение протекает по-разному в грунтах различного гранулометрического состава. Выделение льда в форме включений происходит в наибольшей мере в тех грунтах, в составе которых содержание частиц размером менее 0,1 мм превышает 20% или частиц 0,02 мм — более 3%. Наиболее активное льдовыделение, сопровождающееся образованием крупных прослоев льда, отмечается в пылеватых грунтах, содержащих большое количество частиц размером 0,02—0,05 мм. Образование льда включений не происходит или незначительно в грунтах, состоящих из частиц крупнее 0,1 мм или менее 0,002 мм, т.е. в жирных практически водонепроницаемых глинах, пронизанных ультрапорами, заполненными связанной водой (Жесткова, 1982).

Наиболее типичное криогенное строение эпигенетического типа имеют толщи бассейновых отложений. Они могут промерзать по типу «закрытой» и «открытой» систем в зависимости от наличия или отсутствия водоносных горизонтов, обеспечивающих подток влаги «извне» при промерзании.

При промерзании отложений по типу *открытой системы* основное значение для льдовыделения и текстурообразования имеет поступление в зону промерзания воды из водоносных горизонтов. От него зависит льдонасыщение, распределение льдистости грунтов по глубине мерзлой толщи и тип криогенных текстур (рис. 27.4).

В отложениях, промерзающих по этому типу, приток влаги в зону промерзания осуществляется фильтрацией воды под действием гидростатического напора и ее капилляр-

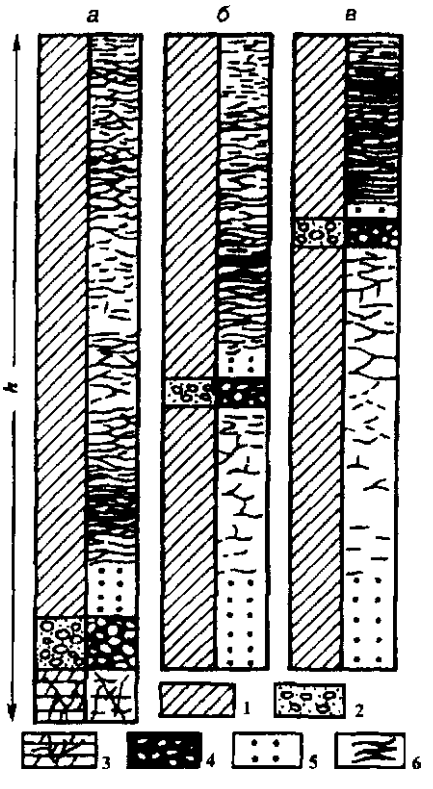


Рис. 27.4. Криогенное строение и льдистость грунтов, промерзающих эпигенетически в условиях открытой системы (*по Т.Н.Жестковой, 1982*):

1 — суглинок; *2* — водонасыщенные гравийно-галечниковые отложения; *3* — скальные породы; *4—6* — криогенная текстура: *4* — базальная, *5* — массивная, *6* — шлировая; *а—в* — различное положение водоносных гравийно-галечниковых горизонтов, из которых вода поступает в зону промерзания: *а* — глубокое, *б* — среднее, *в* — неглубокое

ного поднятия под действием капиллярных сил. Над напорными водоносными горизонтами действуют оба механизма перемещения воды, над безнапорными — только второй. В процессе промерзания и безнапорные горизонты могут становиться напорными. Причиной этого является замерзание воды в замкнутом объеме и ее расширение при переходе в лед. Влияние зоны капиллярного поднятия на степень льдонасыщения грунтов не ограничивается только указанными величинами. Оно сказывается на больших расстояниях от водоносного горизонта, поскольку капиллярная кайма является источником влаги в процессах, определяемых ее пленочным переносом или переносом в форме пара и происходящих над капиллярной каймой. Условия благоприятного роста льда включений создаются в первую очередь в зоне капиллярного насыщения тогда, когда скорость поднятия воды по капиллярам становится соизмеримой со скоростью передвижения фронта промерзания. Величина скорости капиллярного поднятия составляет доли сантиметра в сутки.

При промерзании грунтов в условиях открытой системы развиваются слоистые криогенные текстуры с мощностью прослоев льда 10—15 см, а в наиболее благоприятных для льдообразования условиях — пластовые залежи подземного льда. Средняя суммарная влажность мерзлых отложений этого типа превышает влажность полного водонасыщения, а объемная льдистость только за счет включений может достигать 50% и более (Жесткова, 1982).

В грунтах, промерзающих по типу *закрытой системы*, начальная влажность грунтов является единственным источником питания растущих кристаллов льда. Промерзание системы сопровождается «перекачкой» воды из одних участков грунта в другие.

Ограниченность запасов воды в объеме такой эпигенетически промерзающей толщи приводит к следующим последствиям: 1) преимущественному развитию в массиве криогенных текстур сетчатого типа; 2) образованию сравнительно тонких (не более 2—3 см) включений льда; 3) развитию в массиве отложений включений льда сегрегационного, сублимационного или сегрегационно-сублимационного генезиса или только льда-цемента; 4) смене текстурных типов в однородных по составу грунтах единого генезиса; 5) развитию в разрезе мощных горизонтов (измеряемых метрами), представленных тонкодисперсными отложениями с массивной криогенной текстурой; 6) уменьшению общего льдонасыщения толщи отложений по вертикальному профилю; 7) обезвоживанию минеральных прослоев и агрегатов, заключенных внутри ледяного каркаса (решетки); их влажность нередко достигает значений, близких к максимальной молекулярной влагоемкости; 8) наличию в разрезах этого типа макропустот, лишь частично заполненных льдом; 9) незначительному в целом льдонасыщению толщи.

Наиболее часто в отложениях, промерзших по типу закрытой системы, выделяются две зоны, различимые по степени льдонасыщения, криогенному строению, мощности и положению в разрезе, — зона с максимальным льдонасыщением и зона иссушения с минимальным содержанием льда (Жесткова, 1982).

Для зоны максимального льдовыделения характерно активное накопление льда за счет миграции влаги из нижележащих горизонтов талого грунта, образования различных видов сетчатых, реже слоистых криогенных текстур. Эти типы текстур характерны для слоя отложений мощностью 2—8 м. Ниже, в интервале 8—25 м, в разрезе наблюдается неполносетчатая текстура. В зоне

максимального льдонасыщения средняя суммарная влажность отложения может приближаться к влажности верхнего предела пластичности и на отдельных участках даже превышать его. Средняя суммарная влажность отложений во второй зоне всегда меньше начальной влажности породы.

В зоне максимального льдонасыщения, находящейся в верхних наиболее увлажненных и в то же время наиболее структурных грунтах, формируются тонко- и мелкосетчатые криогенные текстуры — чешуйчатые, плетенчатые, ячеистые, в некоторых разрезах возможно образование и слоистой криогенной текстуры — линзовидной, полосчатой, что наиболее характерно для слоистых грунтов типа ленточных глин. С глубиной размеры ячеек сетки постепенно увеличиваются, и в зоне пассивного льдовыделения сетчатая текстура сменяется неполносетчатой, блоковой, а ниже — массивной.

В разрезах эпигенетически промерзших многолетнемерзлых песчаных пород, обычно слагающих надпойменные, морские и лагунно-морские террасы и водораздельные равнины различного генезиса, в основном присутствует лед-цемент. Льдистость этих пород за счет льда-цемента характеризуется устойчивыми средними значениями, обусловленными однородностью петрографического состава, и не превышает 30—40% (что соответствует или близко к величине полного водонасыщения песков). Распределение льдистости (влажности) мерзлых песчаных пород в пространстве согласуется с нормальным законом распределения, что косвенно указывает на однородность этого показателя и на отсутствие связи с современными ландшафтными условиями. Исключение составляют встречающиеся в разных частях разреза горизонты песков, характеризующихся базально-массивной криогенной текстурой и высокой льдистостью. Они формировались при эпигенетическом промерзании увлажненных или водонасыщенных песков. В тех случаях, когда промерзание водонасыщенных песков сопровождалось напором вод, формировались горизонты и линзы льдистых песков, содержащих шлиры разных размеров, слои и лакколиты льда. В верхней части разрезов, представленной оторфованными пылеватыми песками, отмечаются тонкошлировые редкослоистые криогенные текстуры. Объемная льдистость таких песков достигает 50% (табл. 27.3), а суммарная влажность превышает полную их влагоемкость.

Строение эпигенетических мерзлых толщ, сложенных глинистыми породами, разнообразное и сложное. По характеру распределения (изменения) льдистости пород и криогенных текстур Е.Б.Белопухова и Г.И.Дубиков (1967) выделили три основных вида разрезов (рис. 27.5).

Наиболее распространен общеизвестный тип разрезов с льдистостью, убывающей с глубиной. Он характерен для водораздельных пространств, сложенных на большую глубину однородной толщей морских и гляциально-морских (нижне- и среднеплейстоценовых) суглинков и глин, с глубоким залеганием водоносных горизонтов, не оказывающих влияния на промерзавшую сверху толщу отложений. Этому типу разрезов свойственно постепенное сокращение льдистости с глубиной, сопровождающееся разреживанием ледяных включений и увеличением их толщины до глубины 20—30 м (рис. 27.5, а). В верхней части разреза до глубины 5—7 м содержание льда достигает 40—50% объема породы, а суммарная влажность превосходит полную влагоемкость. Ниже количество льда сокращается. На глубинах 40—100 м и глубже в суглинках или глинах встречаются лишь отдельные тонкие пластинки льда в трещинах отдельностей. Суммарная влажность породы (12—17%) становится меньше ве-

Таблица 27.3

Суммарная объемная льдистость верхней 10—12-метровой части разреза эпикриогенных пород севера Западно-Сибирской плиты за счет сегрегационного льда и льда-цемента

(на примере п-ова Ямал, по Ю.Б.Баду и В.Т.Трофимову, 1974)

Генезис и возраст пород	Состав пород	Объемная льдистость, %	Криогенная текстура
mQ^{2-4}_{II}	Пески мелкие и пылеватые	25—45	массивная редкослоистая,
	Пески с прослоями супесей и суглинков	40—55	массивная слоистая
	Суглинки с прослоями песков и супесей	50—60	слоисто-сетчатая, сетчатая
	Суглинки	40—50 (60)	слоистая, слоисто-сетчатая
mQ^{1}_{III}	Пески мелкие	35—40	массивная
	Пески пылеватые, нередко оторфованные	40—50	массивная, редкослоистая
	Пески с прослоями супесей и суглинков	45—55	слоистая, сетчатая
	Суглинки	40—60	сетчатая, слоисто-сетчатая, слоистая
m, mlQ^{2-3}_{III}	Пески мелкие и пылеватые	20—40	массивная
	Пески оторфованые	35—50	массивная, редкослоистая
m, mlQ^{3-4}_{III}	Пески мелкие и пылеватые	20—40	массивная
	Пески с прослоями супесей и суглинков	30—40	массивная, редкослоистая
	Супеси	35—50	слоистая
	Суглинки	45—55	слоистая, сетчатая
IQ_{III-IV}	Пески мелкие и пылеватые	30—50	массивная
	Суглинки	50—65	слоистая

личины полной молекулярной влагоемкости и приближается к влажности границы раскатывания. Значительное льдовыделение в верхней части разреза обусловлено лишь перераспределением внутренних запасов влаги в результате миграции ее к фронту промерзания.

Наличие в промерзающей супесчано-суглинистой толще водоносных песчаных горизонтов резко изменяет картину распределения льдистости (рис. 27.5, *б*). За счет подтягивания воды в ходе миграции из водоносного горизонта к фронту промерзания в суглинках или глинах «происходит значительное льдовыделение по всему разрезу. В зависимости от глубины залегания водоносного горизонта повышенная льдонасыщенность фиксируется на разных глубинах как непосредственно у поверхности, так и на глубине свыше 100 м.

Наиболее благоприятные условия для формирования разрезов подобного типа существовали в пределах речных долин. В результате эпигенетического промерзания аллювия в верхнем суглинистом горизонте его происходило интенсивное льдовыделение за счет подтягивания воды из нижнего песчано-гравийного водоносного горизонта. Аналогичное распределение льда наблюдается во многих разрезах многолетних бугров пучения.

Анализ конкретных разрезов показывает, что отложения, промерзавшие эпигенетически при наличии неглубоко залегающего водоносного горизонта, характеризуются повышенной льдистостью по всему разрезу за исключением

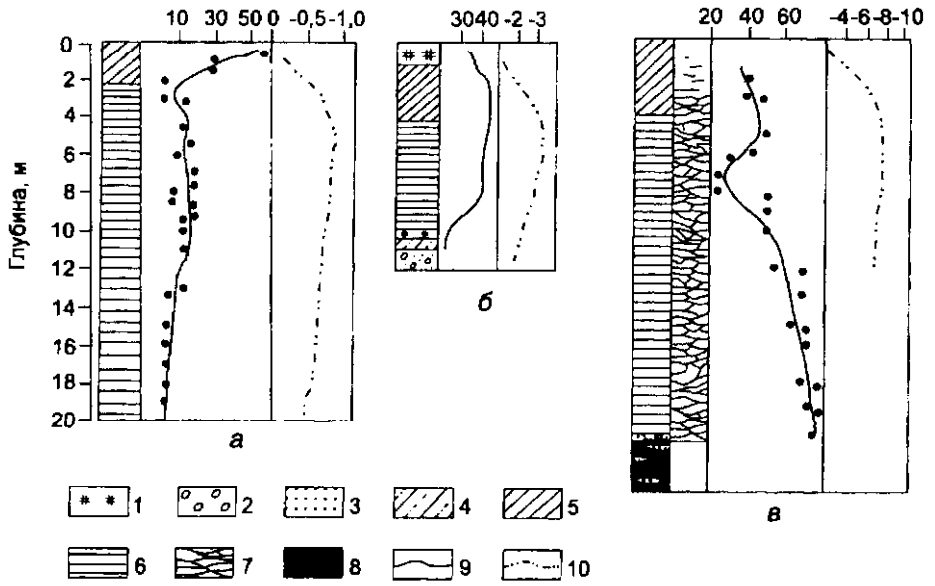


Рис. 27.5. Схема распределения льдистости в эпигенетически промерзшей однородной суглинистой толще (*по Е.Б.Белопуховой, Г.И.Дубикову, 1967*):

а — I тип — с льдистостью, убывающей по глубине (скв. 3-ст на правом берегу р. Полуй) без подтока воды из водоносного горизонта; *б* — II тип — с повышенной льдистостью на разных глубинах в связи с дополнительным поступлением влаги из водоносного горизонта за счет миграции (скв. 1 в долине р. Вырчатывис); *в* — III тип — с повышенной льдистостью в нижней части разреза в связи с внедрением напорных подземных вод и дополнительным поступлением воды за счет инъекции (скв. 1-м на северном Ямале); *1* — торф;, *2* — гравий и галька; *3* — песок; *4* — супесь; *5* — суглинок; *6* — глина; *7* — прослойки льда; *8* — пласт льда; *9* — льдистость грунта, %; *10* — температура грунта, °С

слоя мощностью в несколько метров, залегающего непосредственно над промерзшим водоносным горизонтом. По данным А.М.Пчелинцева, мощность этого слоя может достигать 3 м. В его пределах встречаются лишь единичные включения льда. Переход от льдонасыщенной части разреза к слою, обедненному льдом, довольно резкий.

Третий тип разрезов эпигенетической мерзлой толщи обусловлен внедрением напорных подземных вод в эпигенетически промерзшие отложения. Во многих разрезах северных районов Сибири (полуострова Ямал и Гыданский, Чукотка и др.) суглинки и глины подстилаются мощными пластовыми залежами инъекционного льда мощностью 10—20 м, протяженностью до 100 м и более. Глубина их залегания изменяется в широких пределах. Большинство инъекционных льдов приурочено к верхней 20—40-метровой части разреза эпигенетической мерзлой толщи, но известны случаи их залегания на глубинах до 150—190 м. Возникновение инъекционных льдов в процессе неравномерного промерзания прибрежно-морских (преимущественно верхнеплейстоценовых) отложений с водоносными горизонтами и линзами коренным образом изменило строение и распределение льдистости в уже промерзших суглинистых отложениях.

Распределение льдистости в разрезах третьего типа имеет наиболее сложный характер. Оно определяется наложением на первоначальное распределе-

ние льда в эпигенетически промерзшей толще дополнительного трещинного льда, возникшего в результате инъекции и замерзания чистой воды или грунта-плывуна. Если пласт льда лежит на глубине 30—40 м и более, льдистость отложений распределяется по глубине следующим образом (см. рис. 27.5, *в*). В верхней части разреза до глубины 8—10 м льдистость постепенно увеличивается за счет нарастания мощности горизонтальных прослоек льда. Льдистость пород для этой части разреза составляет около 40%. В средней части (до глубины 10—15 м) льдистость суглинков и глин сокращается до 30—20% и меньше. Глубже 10—15 м льдистость отложений возрастает и достигает максимальной величины (60—80%) в слое суглинков и глин, непосредственно покрывающем пласт льда. Резкое увеличение льдистости в нижнем слое отразилось в строении пород. Отложения становятся сильно раздробленными и перемятыми, а криогенная текстура приобретает вид базальной и сетчатой (см. рис. 22.14, *в*).

Если достаточно мощный ледяной пласт лежит на небольшой глубине (5—10 м), из разреза выпадает средняя часть с минимальным значением льдистости. В этом случае наблюдается постепенное увеличение льдистости суглинков и глин сверху вниз по мере приближения к ледяному пласту. Такое распределение льдистости в разрезе связано с напорной миграцией (инъекцией) воды в покрывающие суглинистые отложения при промерзании водоносного горизонта. Внедрявшаяся под большим напором вода раздвигала и дробила покрывающие и вмещающие отложения. В результате образовались дополнительные преимущественно вертикальные и косые трещины, по которым вода под напором проникала вверх, неся с собой песок и отдельности суглинка, и быстро замерзала.

Первый из этих типов разрезов характеризуется закономерным сокращением льдистости по глубине и преимущественно слоистыми криогенными текстурами. Во втором типе разрезов отмечается высокая льдистость (40—60%) и слоистая криогенная текстура по всему разрезу и только в слое суглинков и глин, контактирующем с водоносным горизонтом, льдистость резко сокращается, а прослойки льда пропадают. Для третьего типа разрезов характерно увеличение льдистости (до 50—70%) отложений при приближении к пласту инъекционного льда, сетчатая и базальная криогенная текстура в слое с высокой льдистостью.

Основные признаки криогенного строения многолетнемерзлых отложений, промерзающих по эпигенетическому типу, согласно Т.Н.Жестковой (1982), приведены ниже.

1. Наличие в толще сетчатых, корковых, порфировидных криогенных текстур, характерных для многолетнемерзлых толщ, сложенных отложениями различного генезиса, однородного и неоднородного состава, промерзающих в условиях открытой и закрытой систем; смена по глубине разреза криогенных текстур в отложениях однородного состава, принадлежащих к одной генетической группе.

2. Развитие в многолетнемерзлых толщах, содержащих напорные водоносные горизонты, сложной (сетчато-слоистой), а нередко и атакситовой криогенной текстуры; сложнослоистые (поясковые), косые, полосчатые криогенные текстуры в отложениях эпигенетического типа практически не образуются.

3. Присутствие в нижней части разреза многолетнемерзлой толщи массивной криогенной текстуры или наличие отдельных горизонтов тонкодисперс-

ных грунтов мощностью в несколько метров с массивной криогенной текстурой в толще отложений, промерзающих в условиях закрытой системы.

4. Постепенное сокращение по глубине разреза общего льдонасыщения пород в многолетнемерзлых толщах, промерзающих по типу закрытой системы, и неравномерное льдонасыщение толщи многолетнемерзлых пород, промерзающих в условиях открытой системы.

5. Наличие в толще отложений льдонасыщенных горизонтов (измеряемых метрами), отличающихся от вмещающих их пород как степенью льдонасыщения, так и типом криогенных текстур.

6. Наличие мощных пластовых залежей льда (обычно инъекционного и инъекционно-сегрегационного типов) в отложениях, содержащих водоносные горизонты (хотя и в синкриогенных грунтах пластовые залежи могут достигать большой мощности, но при этом они чаще сегрегационные и погребенные. — *уточнение авт.*).

Эпикриогенные грунты установлены во всех без исключения районах криолитозоны. В северной зоне широко распространены ледово-морские отложения, представленные суглинками с включениями гравия, гальки и валунов. Их мощность может превышать 50 м, нередко в них встречается крупносетчатая криогенная текстура, переходящая вниз в неполносетчатую. В этих грунтах широко распространены крупные ледяные тела пластовой или линзовидной формы мощностью 10—20 м и более. Чаще всего они залегают в толщах мерзлых пород на глубинах от 10 до 20 м и более. Возникновение этих льдов связано с промерзанием морских отложений после выхода прибрежных равнин из-под уровня моря.

Эпикриогенные ледниковые отложения широко распространены в горных районах Сибири, особенно на Северо-Востоке, и приурочены к горным долинам и краевым частям подгорных впадин, поскольку оледенение носило горно-долинный характер. Особенно большие площади таких пород встречены в горном узле Сунтар-Хаята и в Приохотском районе, где могут встречаться и изначально мерзлые (т.е. синкриогенные) морены. Мощность морен в Анадырской низменности, по данным Б.И.Втюрина, колеблется от 10 до 120 м; они представлены серыми несортированными валунными суглинками. Нижняя морена (Б.И.Втюрин считал ее среднеплейстоценовой), залегающая на глубине более 20 м, малольдистая, имеет преимущественно массивную криогенную текстуру; в ней также установлены неполнослоистая тонкошлировая текстура с порфировидными включениями льда и корками вокруг обломков. На границе морены и вышележащих морских отложений встречаются линзы инъекционного льда. В этих случаях верхний слой нижней морены имеет крупносетчатую толстошлировую текстуру, связанную с напорной инъекцией.

Верхняя морена также характеризуется низкой льдистостью и слабой выраженностью шлировых криотекстур по сравнению с нижней мореной, ее криотекстуры более разнообразны. Это объясняется различными условиями промерзания и начального увлажнения верхней морены в связи с ее близким залеганием к поверхности. Верхняя часть (3—5 м) обладает тонкошлировой слоисто-сетчатой криогенной текстурой с преимущественным развитием горизонтальных шлиров.

Водно-ледниковые отложения представлены тремя характерными комплексами: интенсивных приледниковых потоков (галечники), внеледниковых нерусловых потоков (пески) и слабоподвижных потоков (заиленные тонкие пески), приближающихся по условиям осадконакопления к озерному режиму (Каплина, 1989). Льдистость галечников невелика. Они обладают контактово-, пленочно- и порово-массивной криотекстурами; отмечается возрастание льдистости галечников от верхов моренных холмов к их подножиям, что определяется увеличением в этом направлении их обводненности при промерзании. Криотекстуры песков, обычно обрамляющих галечниковые «плащи» по их периферии, преимущественно массивные. При повышении степени дисперсности грунтов и наличии в них растительных остатков появляются и шлировые криотекстуры, обычно тонкошлировые, неполнослоистые. Верхние слои водно-ледниковых отложений обнаруживают часто сингенетический тип криогенного строения.

Озерно-ледниковые отложения служат наиболее ярким примером отложений с эпигенетическим типом промерзания. В них в пределах верхних 10—15 м льдистость по разрезу убывает. Из всего комплекса ледниковых образований эпикриогенные озерно-ледниковые отложения характеризуются наибольшей льдистостью. Им свойственны четкие слоистые или сетчато-слоистые криотекстуры. Это криогенное строение сформировалось при промерзании осадков сверху в условиях повышенного начального увлажнения.

В Восточной Сибири, Забайкальском регионе и на востоке России преобладают эпигенетические мерзлые толщи, свойственные горным сооружениям. В межгорных впадинах и крупных долинах они представлены аллювиальными многолетнемерзлыми грунтами, а также эпигенетически промерзшими скальными грунтами разного возраста и генезиса. Криогенные текстуры в последних являются в основном унаследованными, и поэтому льдистость массива (и отдельных его частей) определяется в первую очередь петрографическим составом грунтов, их трещиноватостью и степенью обводненности в период промерзания. Первичная трещиноватость промерзших скальных массивов усиливается процессами криогенной дезинтеграции при многолетнем промерзании—протаивании, что в свою очередь определяется как историей криолитозоны, так и положением различных частей массива по отношению к дневной поверхности, характером их обводненности и т. п.

В целом в пределах эпигенетически промерзших скальных массивов выделяются три специфичных вида льдонакопления, соответствующие различным зонам трещиноватости: 1 — закольматированный натечно-инфильтрационным и аблимационным льдом горизонт с унаследованными и расширенными криогенными текстурами, приуроченный к верхней высокотрещинной зоне коры выветривания; 2 — зона трещинных криогенных текстур и открытой трещиноватости с конжеляционным и аблимационным льдом, соответствующая былым зонам аэрации и периодического обводнения (зона эндогенной трещиноватости); 3 — зона с полновыраженными (местами расширенными) трещинными криогенными текстурами. Льдистость грунтов в пределах выделенных зон, а также мощность зон трещиноватости определяются воздействием всего комплекса природных факторов — геологическим строением, рельефом, гидрогеологическими, климатическими и мерзлотными условиями и историей их развития во времени.

27.3. Диакриогенные породы как грунты

Этот тип криогенных грунтов развит гораздо уже по сравнению с син- и эпикриогенным, он распространен преимущественно в северной геокриологической зоне в разрезах прибрежно-морских, лагунных, озерных и аллювиальных современных отложений. Формирование криогенных грунтов данного типа установлено В.А.Усовым в разрезе современных лагунных отложений о. Вилькицкого в Карском море. Их криогенная текстура близка к атакситовой. Для мерзлых песчано-глинисто-суглинистых отложений подводных баров, валов и кос характерны массивная и трещинная криогенные текстуры.

Максимальное превышение о. Вилькицкого над уровнем моря составляет 2,5 м. Его плоско-выпуклая поверхность полого понижается в сторону низких изрезанных берегов. Ближе к берегу приподнятые участки разделяются плоскими понижениями, залитыми водой. Иногда они сосдиняются с обмелевшими лагунами (на севере России их называют лайдами, в других районах им соответствует более распространенное названис — ватты). Между цепью лайд и морем лежит полоса пляжа, переходящего в отлогий подводный склон на участках, где отсутствуют лагуны и косы.

Остров сложен в основном песками (рис. 27.6). В его приморской части песчаная толща включает мощные линзы лагунных отложений — глинистых

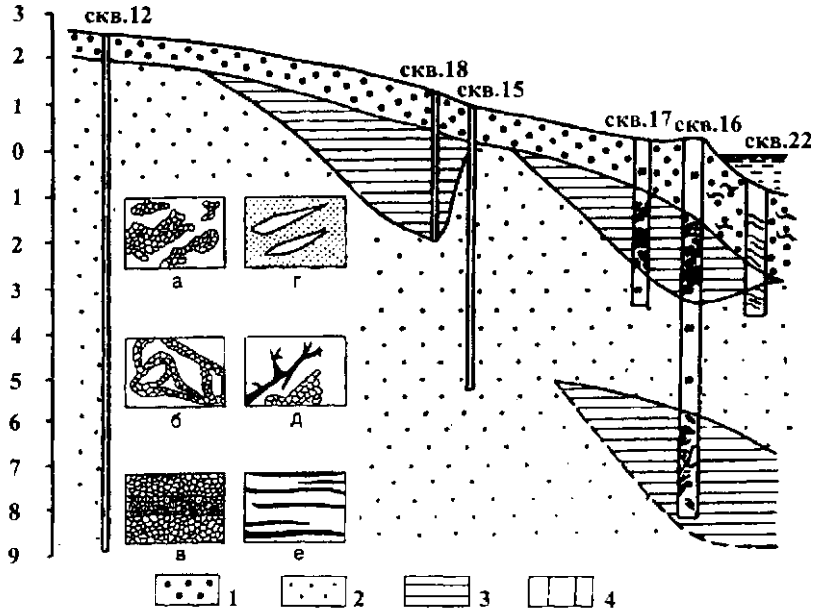


Рис. 27.6. Диакриогенные грунтовые толщи северного берега о. Вилькицкого (*по В.А.Усову, 1967*):

1 — средне- и мелкозернистые пески; *2* — мелко- и тонкозернистые пески; *3* — лагунные илы; *4* — характер криогенной текстуры. Формы ледяных включений: *а*, *б* — апофизы ледяной инъекции в верхней линзе лагунных отложений, *в* — крупнокристаллический слоистый инъекционный лед, *г* — пленка льда на стенках диагенетических пустот, *д* — включения инъекционного льда в нижней линзе лагунных отложений, *е* — слоистая криогенная текстура отложений подводного берегового склона

илов и суглинков. Верхняя линза глинистых осадков сверху перекрыта маломощным слоем пляжевых накоплений, а снизу подстилается темноцветными песками субаквального происхождения.

Для верхней из этих линз характерно горизонтальное переслаивание мелкозернистого песка буровато-желтого цвета, с песчанистым и глинистым пластичным пылеватым суглинком и имеющим отрицательную температуру. Илы глинистые, зеленовато-серые (до черных) с прослоями тонкозернистого песка мощностью 3—4 мм. В них установлены ледяные включения трех разновидностей: 1) неправильные, овальные гнезда размером до нескольких сантиметров, соединенные перешейками, составляющие от 40—50 до 70% объема всей породы и формирующие текстуру, близкую к базально-массивной или атакситовой (см. рис. 27.6, *а*); 2) толстостенная ледяная решетка неправильной формы; стенки ячеек мощностью до 5 мм, иногда переходят в гнездовидные скопления и, по-видимому, тесно связаны с гнездами льда в соседних прослоях (см. рис. 27.6, *б*); 3) горизонтально-слоистый лед мощностью 0,15 м и более; слоистость образована прозрачными фирнообразными и загрязненными минеральной примесью прослоями, в которых встречаются крупные (до 10 мм) взвешенные включения чистого ила (см. рис. 27.6, *в*).

Для всех этих разностей ледяных включений характерна гипидиоморфнозернистая структура и крупные размеры ледяных кристаллов, достигающие 3—4 мм в поперечнике.

Нижняя линза отделяется от верхней толщей темно-серого песка мощностью 2,5—3,0 м, сложена песчано-пылеватым суглинком темно-серого (до черного) цвета с многочисленными пустотами размером 2—5 мм. Стенки пустот покрыты тонкими пленками льда. Встречаются колонии мелких ледяных зерен, крупнозернистые гнезда мощностью до 4—5 см и ветвистые прослои, ориентированные большей частью наклонно. На концах отдельных ответвлений, пересекающихся под острыми и прямыми углами, образуются тонкие трещинки, не заполненные льдом. Можно различить ответвления разных генераций. Видимая мощность слоя 1,0 м.

Кроме вышеописанных наблюдались субаквальные отложения подводного склона, формирующиеся и промерзающие в настоящее время. Здесь с глубины 1,85 м прослежен песок мелкозернистый, темно-серый, мерзлый, с прослоями черного ила мощностью до 10 мм, с наклонной слоистостью в сторону моря. Лед в виде прослоев, ориентированных параллельно слоистости песка, иногда залегающих в илистом слое. Ниже 2,2 м лед образует тонкие линзы или прослойки длиной до 10—15 см, параллельные контактам (см. рис. 27.6, *г*).

Характер криогенного строения отложений как верхней, так и нижней линз позволил В.А.Усову с достаточной точностью установить время их промерзания (льдовыделения). В обоих случаях оно началось после того, как толщи были сформированы, и закончилось — раньше или позже — на стадии диагенеза, в процессе перекрытия их баровыми осадками. В связи с этим описанные лагунные отложения нельзя отнести ни к сингенетически, ни к эпигенетически промерзшим толщам, поскольку необходимым условием сингенетического промерзания отложений является наличие многолетнемерзлой толщи под дном того водоема, где они формируются. Это обеспечивает промерзание свежего осадка почти синхронно осадконакоплению. Промерзание лагунных отложений на о. Вилькицкого не удовлетворяет ни одному из этих

условий. С другой стороны, эти грунты не могут считаться промерзшими эпигенетически, во-первых, потому что условия их промерзания в незначительной степени отличаются от условий седиментации (лагунные илы промерзают как донные осадки того же водоема, в котором они сформировались) и, во-вторых, потому что до промерзания они даже не приблизились к стадии катагенеза в геологическом смысле. Наконец, применение термина «эпигенетический» в данном случае ничего не говорило бы о действительном времени и характере промерзания толщи, более того, этот термин неправомерно уравнивал бы ее со всеми многолетнемерзлыми породами дочетвертичного возраста, затушевывая различие между своеобразным типом подводного промерзания лагунных отложений и промерзанием выветрелых древних пород в субаэральных условиях.

В.А.Усов отнес их к особому типу криогенных толщ — диагенетическому. Особенности промерзания субаквальных пресноводных отложений еще ранее изучал Е.М.Катасонов (1962). Он показал, что донные осадки вверху обычно перенасыщены водой. С глубиной плотность их возрастает, а содержание влаги уменьшается. Поэтому наиболее льдистыми оказываются неуплотненные породы, которые формируются и синкриогенно промерзают вблизи берега, где многолетнемерзлый субстрат залегает на небольшой глубине (рис. 27.7). В результате перераспределения влаги (местной миграции), содержащейся в осадках, и частично вследствие подтягивания воды сверху (из водоема) в них образуется сравнительно густая сеть неправильных по форме ломаных линз и прослоек.

В то же время осадки, которые накапливаются в более глубоких местах, долгое время остаются в немерзлом состоянии. Рано или поздно, по мере заполнения водоема обломочным или органогенным материалом они уплотняются и, наконец, начинают промерзать снизу, если под ними залегают

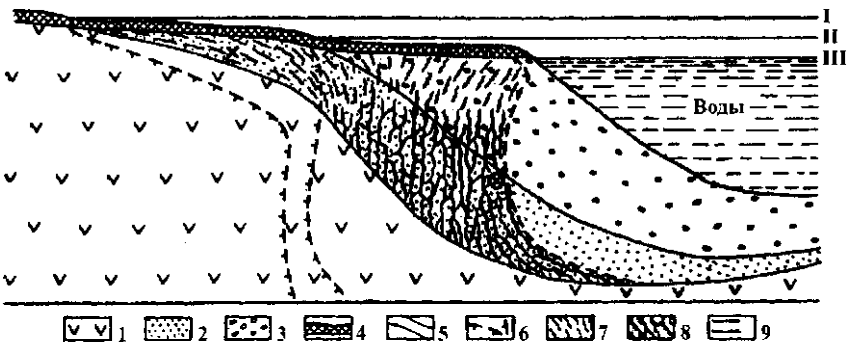


Рис. 27.7. Схема диагенетического (парасингенетического) промерзания мелководных и глубоководных донных осадков (*по Е.М.Катасонову, 1962*):

1 — породы, в которых было выработано ложе водоема; *2* — донные осадки первой генерации; *3* — донные осадки второй генерации; *4* — сезонноталый слой; *5* — дно водоема на разных стадиях заполнения его осадками; *6* — верхняя граница многолетнемерзлых пород на разных стадиях заполнения водоема осадками; *7* — донные осадки с густой сетью сравнительно мелких ломаных ледяных линз и прослоек; *8* — донные осадки с разреженной сетью (решеткой) сравнительно крупных ломаных ледяных прослоек и линз (накапливались в более глубоких местах водоема); *9* — уровень воды в водоеме на разных стадиях его развития (I — высокий, II — средний, III — низкий) и соответствующая ему граница раздела мерзлых и талых пород под дном водоема

многолетнемерзлые отложения, или сбоку, если эти осадки оказываются вблизи крутопадающей границы многолетнемерзлых пород. Во втором случае формируются эти диагенетические (парасинкриогенные, по Е.М.Катасонову) мерзлые толщи с достаточно густой сетью сравнительно четко очерченных ломаных ледяных прослоек и линз.

На севере Евразии подобные диакриогенные (парасинкриогенные) грунты представлены глинами, суглинками и супесями, для которых характерны тонкослоистая прерывистая и наклонно-сетчатая криогенные текстуры. При оттаивании такие грунты приобретают, как правило, текучую консистенцию. Независимо от криогенной разновидности эти грунты характеризуются объемной льдистостью до 30—40% (Жесткова, Данилов, 1988). В заторфованных озерных суглинистых грунтах отмечаются слоистые и неполносетчатые криогенные текстуры, их льдистость более высокая.

Литература

Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И. Распределение льдистости в эпигенетической мерзлой толще Западной Сибири//Мерзлотные исследования. Вып. VII. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 192—198.

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). Изд. отдел Теоретических проблем РАН. Геол. ф-т. МГУ, ПНИИИС. 1992: В 2 т. Т.1 — 420 с. Т.2 — 264 с.

Васильчук Ю.К. Модель циклически-пульсирующего формирования сингенетических толщ с мощными повторно-жильными льдами//Криосфера Земли. 1999. Т. 3. № 2. С. 50—61.

Данилов И.Д. Континентальные осадочные породы криолитозоны//Основы геокриологии. Ч. 2. Литогенетическая геокриология/Под ред Э.Д.Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 320—356.

Жесткова Т.Н. Формирование криогенного строения грунтов. М.: Наука, 1982. 216 с.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 304 с.

Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1980. 246 с.

Усов В.А. Криогенное строение и особенности формирования многолетнемерзлых отложений лагунного берега (на примере о.Вилькицкого в Карском море) //Мерзлотные исследования. Вып. VII. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 199—210.

ГЛАВА 28

Характеристика почв как грунтов

28.1. Понятие о почве как особом природном образовании и ее специфика как грунта

Почвой, по В.В.Докучаеву (1886), следует называть «наружные горизонты горных пород (все равно каких), естественно измененные совместным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов живых и мертвых». Ее мощность по отношению ко всей зоне выветривания невелика — около 1,5—2 м, редко достигает 5—7 м. Несмотря на это, значение почвы чрезвычайно велико в различных отношениях. В частности, процессы, совершающиеся в почве, накладывают определенный отпечаток на породы, слагающие зону выветривания, и в первую очередь на те из них, которые залегают в современной коре выветривания.

Почва формируется при одновременном воздействии на горную породу двух взаимосвязанных процессов: выветривания и почвообразования. Последний состоит в проникновении продуктов разложения растительных и животных организмов в верхнюю часть литосферы. Процесс выветривания обусловливает успешное развитие почвообразования. Оба процесса являются функцией одних и тех же факторов и при соответствующих условиях протекают достаточно интенсивно. Например, 1000 лет достаточно для превращения свежего аллювиального осадка, отложений пыли или вулканического пепла в почву отчетливого профиля.

Инженерно-геологические особенности почв отличны от особенностей подстилающих их почвообразующих горных пород. Это своеобразие объясняется в первую очередь тем, что в почвах неорганическое, минеральное вещество тесно сочетается с органическим веществом. Эти особенности приходится учитывать при использовании почв в качестве грунтов при строительстве аэродромов, железных дорог и других инженерных сооружений. В связи с этим почвы, как достаточно своеобразный тип грунтов, в общей их классификации выделены в отдельную подгруппу (см. табл. 16.8).

При характеристике почв как грунтов в первую очередь следует учитывать особенности, свойственные всем их типам:

1) своеобразие состава, выражающееся в тесном сочетании в почвах минеральных и высокодисперсных органических соединений;

2) наличие четко выраженных генетических горизонтов в вертикальном разрезе (профиле);

3) наличие четко выраженной макроструктуры.

Состав почв представлен твердой, жидкой и газообразной компонентами, каждая из которых существенно отличается от таковых материнской породы. Кроме того, характерной особенностью каждой почвы является наличие в ней макро- и микроорганизмов (растительных и животных), которые также оказывают влияние на ее состав и свойства.

Дисперсность и минеральный состав почв могут быть различными, поскольку формируются на различных материнских породах. При этом состав грубодисперсной их части определяется главным образом минеральными особенностями материнских пород, а тонкодисперсной части — природными условиями, в которых протекает почвообразовательный процесс.

Минеральная часть почв характеризуется следующими основными особенностями. В песчаной и пылеватой фракциях почв основная масса частиц представлена кварцем, полевыми шпатами (ортоклазом, микроклином, известково-натриевыми плагиоклазами), слюдами (чаще всего биотитом и мусковитом) и др. В глинистой фракции у почв, имеющих щелочную реакцию, преобладают монтмориллонит, смешаннослойные минералы и нонтронит; в кислых почвах — каолинит и галлуазит. В обоих случаях обычно содержатся различные модификации вторичного кварца и окислов железа. При смене щелочной реакции среды на кислую в глинистой фракции почв одновременно могут находиться монтмориллонит, каолинит и минералы, близкие к ним по условиям образования.

Важное значение имеют простые соли, которые находятся в почвах в твердом состоянии. Общее их количество колеблется от долей (например, в подзолистых почвах) до десятков процентов (в нижних горизонтах черноземов,

каштановых почв, в солончаках). Часть этих солей (нитраты, хлориды, сульфаты натрия, магния и др.) обладают высокой растворимостью, и легко мигрируют в почвах, образуя ионные растворы. Другие соли (гипс, кальцит) характеризуются меньшей растворимостью. Наличие этих солей, особенно в значительных количествах (в абсолютном значении и по сравнению с материнскими породами), оказывает влияние на ряд инженерно-геологических особенностей почв (например, их агрессивность по отношению к строительным материалам).

Органическая часть почв — гумус (или перегнойное вещество), наличие которого коренным образом отличает почву от большинства материнских пород, образуется в результате сложных биохимических процессов. Основным источником накопления в почвах органического вещества являются остатки зеленых, хлорофиллоносных растений. Большое значение имеет отложение в почве корневых остатков, процесс разложения которых (гумификация) сопровождается накоплением углерода и азота в условиях восстановительных реакций.

Общее количество гумуса в почвах колеблется от долей до 20—22% по весу. Особенно большое содержание гумуса характерно для черноземных и черноземовидных почв. Основная часть гумуса сосредоточена в верхней части разреза почвы (в ее перегнойно-аккумулятивном горизонте).

Гумус является сложным относительно устойчивым комплексом органических соединений, в составе которого большую роль играют специфические высокомолекулярные органические кислоты, находящиеся в коллоидном состоянии (см. гл. 3). В соответствии с этим он содержится в основном среди частиц глинистой фракции. Присутствие гумуса повышает дисперсность почв по сравнению с материнской породой. При этом дисперсность самого гумуса у различных почв может быть неодинаковой; у черноземов гумус менее дисперсен, чем у подзолов.

Коллоидная природа почвенного гумуса определяет его высокую обменную способность, большую гидрофильность и клеющую способность, что существенно сказывается на инженерно-геологических особенностях почв. Так, наличие гумуса повышает связность почв в сухом состоянии, резко увеличивает величины их пластичности, набухания и липкости. Наличие гумуса как бы увеличивает общую глинистость почвы, причем 1% гумуса в этом отношении приблизительно эквивалентен 1,5% глинистых частиц. В целом можно отметить, что наличие гумуса в почвах резко ухудшает их инженерно-геологические свойства.

Состав и концентрация *жидкой компоненты почв* — почвенного раствора, общее содержание которого изменяется в широком диапазоне (от первых до десятков и даже сотен процентов в болотных почвах), определяется взаимодействием воды, минеральной и органической частей почв, а также растений, живущих в почве и на ней. В результате этого взаимодействия в почвенном растворе находятся как молекулярно-, так и коллоидно-растворенные вещества. По химическому составу они принадлежат к минеральным, органическим и органо-минеральным соединениям, причем соотношение между ними различно в разных типах почв и генетических горизонтах. Так, в дерново-подзолистых и болотно-подзолистых почвах в почвенном растворе преобладают органические соединения, в черноземных они находятся приблизительно в равных количествах с минеральными, а в каштановых, бурых и сероземных почвах — преобладают.

Из минеральных солей в почвенном растворе наиболее часто встречаются нитраты, бикарбонаты, карбонаты, хлориды, сульфаты и фосфаты. Реже отмечаются соединения закисного железа, алюминия и марганца. Из органических соединений встречаются водорастворимые органические кислоты (креновая кислота) и их соли, растворимые сахара, растворимые белки и др. Коллоидная часть почвенного раствора невелика и составляет, по данным К.К.Гедройца, от 1/4 до 1/20 сухого остатка. Она преобладает лишь в столбчатом горизонте солонцов, имеющем щелочную реакцию. Подавляющая часть коллоидов почвенного раствора принадлежит органическим соединениям: кроме них отмечаются соли кремнекислоты, железа и алюминия.

Состав и особенно концентрация почвенного раствора изменяются под влиянием различных факторов, и в первую очередь в зависимости от сезонных колебаний влажности почв. Состав почвенного раствора, так же как состав поровых вод в нижележащих материнских породах, определяет состав обменных катионов в почвах и тем самым инженерно-геологические особенности последних.

Одним из наиболее характерных морфологических признаков строения почв, который необходимо учитывать при их оценке как грунтов, является *наличие в их вертикальном разрезе четко выраженных генетических горизонтов.* Они сознаются в ходе почвообразовательного процесса, под влиянием которого из относительно однородной породы образуется почва, состоящая из нескольких горизонтов. Верхний из них, в котором происходит накопление и разрушение органического вещества, принято называть перегнойно-аккумулятивным (А). Нижняя его часть, обычно содержащая органические вещества и тонкодисперсные частицы существенно в меньшем количестве и имеющая более светлую окраску, выделяется в особый горизонт — горизонт вымывания (элювиальный). Ниже залегает горизонт вмывания (иллювиальный В), в котором происходит накопление части вымытых из верхних слоев веществ. Этот горизонт постепенно переходит в мало затронутую процессом почвообразования материнскую породу (С). В условиях длительного избыточного увлажнения почвенного профиля или его нижней части в результате деятельности анаэробных бактерий проявляются восстановительные процессы, вызывающие оглеение и формирование глеевого горизонта (G). В болотных и полуболотных почвах верхняя часть разреза представлена торфяным горизонтом (Т). Совокупность горизонтов, на которые расчленяется почва, составляет так называемый почвенный профиль.

Для дерново-подзолистых почв, чрезвычайно широко распространенных на территории России, характерен следующий почвенный профиль (по Д.Г.Виленскому):

A_0 — лесная подстилка мощностью 2—3 см и больше, в сухом состоянии бурого цвета, состоит из полуразложившихся листьев, ветвей и других растительных остатков и часто содержит белый мицелий грибов;

A_1 — дерновый, перегнойно-аккумулятивный горизонт мощностью от нескольких до двух десятков сантиметров, светло-серый или серый, рыхлый, мелкокомковато-пылеватой структуры;

A_2 — подзолистый, элювиальный, белесоватый или почти белый, мучнистый мощностью от нескольких до двух-трех десятков сантиметров; структура непрочная, обычно пластинчатая или листоватая;

В — рудяковый, иллювиальный мощностью до 70—80 см, коричневато-бурой или красновато-бурой окраски, плотный, многогранный ореховато-призматической структуры, которая

книзу становится все более крупной, призматической, но в то же время менее отчетливо выраженной;

С — почвообразующая материнская порода.

Общая мощность дерново-подзолистой почвы (А+В) чаще всего около 1 м, но в отдельных случаях увеличивается до 1,2—1,5 м. Переход одного горизонта в другой довольно резкий, подзолистый горизонт часто внедряется карманами в иллювиальный, где встречаются ортштейновые включения.

Морфологическое строение черноземов, также широко распространенных на территории России, иное. Для них характерен следующий почвенный профиль:

А — перегнойный мощностью от 20 до 55 см, темно-серой, почти черной окраски, на юге с коричневатым или буроватым оттенком, зернистой или комковатой структуры, рыхлый, на целине густо пронизан живыми и отмершими мочковатыми корешками злаков, образующих в верхних 3—7 см сплошной плотный дерн;

В — переходный мощностью от 40 до 80 см, более светлой, обычно буровато-серой окраски, книзу с палевым оттенком, неоднородный, внизу с частыми языками и потеками; структура обычно комковатая, в нижней части комковато- или ореховато-призматическая; часто встречаются кротовины; количество корней небольшое; в некоторых типах встречаются карбонаты;

С — карбонатный иллювиальный, палевой или белесовато-палевой окраски; структура призматическая, порода обычно уплотнена, много новообразований углекислого кальция в виде псевдомицелия в северной половине черноземной зоны и белоглазки — в южной, без корешков, с кротовинами, заполненными темной землей; при воздействии HCl бурно вскипает.

Мощность почвенного профиля (А + В) у черноземов 60—120 см.

Генетические горизонты почвенного профиля отличаются друг от друга по морфологическим признакам, составу и физико-химическим особенностям. В частности, они различаются по структуре, цвету, валовому химическому составу, содержанию гумуса, простых солей, коллоидов, обменных катионов и др. Нередко в одной и той же почве в верхних ее горизонтах существует кислая среда, а в нижних — щелочная, в верхних горизонтах — окислительная обстановка, в нижних — восстановительная. В ходе процессов почвообразования меняются дисперсность и структура отдельных горизонтов. Все это обусловливает различные физические, физико-механические и физико-химические свойства грунтов различных почвенных горизонтов (рис. 28.1), что сильно осложняет исследования, а главное — использование почв в инженерно-строительных целях.

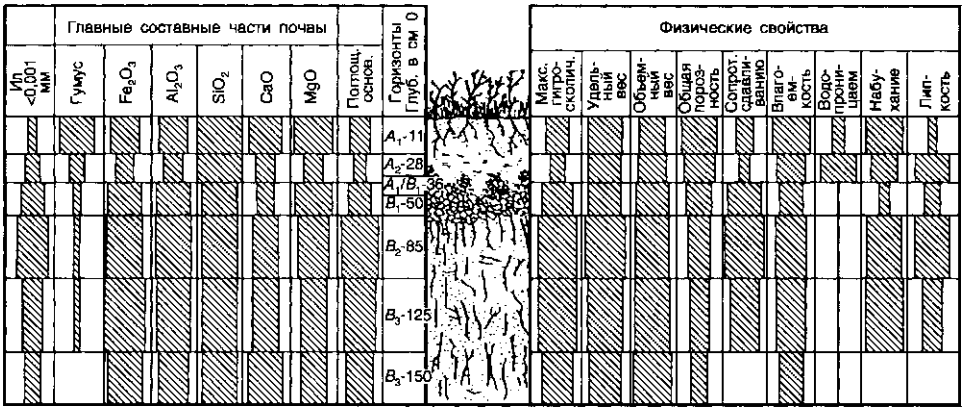


Рис. 28.1. Изменение состава и свойств дерново-подзолистой почвы по отдельным генетическим горизонтам (*по Н.А.Качинскому*)

Многим типам почв и отдельным генетическим горизонтам в отличие от подстилающих их горных пород свойственна четко выраженная *макроструктура*. Например, зернистая структура характерна для почв, содержащих значительное количество гумусовых веществ; она широко распространена у черноземов. При меньшем содержании в почве органических веществ формируется комковатая структура (бурые почвы, черноземы). Резкий вынос из почвы органических веществ ведет к образованию чешуйчатой или листоватой структуры (горизонт A_2 подзолистой почвы). Вымывание коллоидов способствует возникновению ореховатой структуры. Столбчатовидная и столбчатая структуры связаны с засоленными почвами. Например, столбчатая структура с округлым верхним основанием («головкой») и плоским нижним основанием присуща горизонту В солонцов.

Особенности макроструктуры влияют на ряд важнейших физико-механических свойств почв. В частности, М.М.Филатов (1936) указывал, что прочность образцов грунтов с различной макроструктурой неодинакова: при прочих равных условиях наибольшей прочностью (6 МПа) обладали образцы с плитчатой структурой, а наименьшей прочностью (2 МПа) — образцы с глыбистой или чешуйчатой структурой. От характера макроструктуры также зависит водопроницаемость, водопрочность почв, способность поднимать воду по капиллярам и многие другие свойства.

28.2. Подразделение почв как грунтов

В общей классификации грунтов почвы подразделяются на типы и виды (см. табл. 16.8). В качестве последних выступают крупнообломочные (хрящеватые), песчаные, супесчаные, суглинистые, глинистые и торфяные почвы.

При изучении почв как грунтов важное значение также имеет зонально-азональная принадлежность почв и их генетический тип (Глазовская, Геннадиев, 1995). Зональный ряд включает почвы тундровые, подзолистые и дерново-подзолистые, серые лесные, черноземные, каштановые, бурые, сероземные, красноземные, а азональный — черноземовидные и засоленные.

По величине pH среды все почвы подразделяются на два таксона. Первый из них охватывает все зональные типы почв, реакция среды которых кислая. Они развиты более чем на 60% территории СНГ и Балтии (тундровые — 7,6%, подзолистые, дерново-подзолистые и болотные — свыше 50%, лесостепные — 3,2%). Второй тип объединяет почвы, у которых pH > 7. Они занимают менее 40% указанной территории (черноземные — 8,6%, каштановые и бурые — 5,4%, сероземные — около 10%, засоленные — более 10%, красноземы — локально) и распространены в южных районах страны.

Следует иметь в виду, что подразделение почв для целей грунтоведения проводится менее дробно по сравнению с тем, как это обычно делается в почвоведении (Добровольский, Трофимов, 1996). Делается это сознательно, так как при оценке почв как грунтов часто не нужна та детализация, которая необходима при оценке почв как сельскохозяйственных угодий.

28.3. Характеристика основных типов почв как грунтов

Инженерно-геологические особенности почв с кислой реакцией среды (pH < 7) рассмотрены на примере тундровых и дерново-подзолистых и бо-

лотных почв, с pH > 7 — на примере черноземных, каштановых и засоленных почв.

Тундровые почвы формируются в условиях тундры и лесотундры, где подстилающие их многолетнемерзлые породы, как правило, залегают на небольшой глубине. Основной особенностью почвообразования в этих условиях является практически повсеместное развитие болотного глеевого процесса, что обусловлено низкими температурами, высокой относительной влажностью воздуха и грунта и, главное, наличием многолетнемерзлых пород. Второй его особенностью является очень слабое развитие химического выветривания и ослабленный ход биохимических процессов; здесь преобладают процессы физического выветривания. Под влиянием этих процессов формируются следующие типы тундровых почв: полигональные, дерново-глеевые, торфянисто- и торфяно-глеевые почвы, торфяники, а также болотно-подзолистые.

Общей особенностью всех тундровых почв является их чрезвычайно сильная увлажненность и малая мощность, связанная со слабым развитием биохимических процессов почвообразования. Даже наиболее мощные тундровые почвы не превышают 30—40 см. В связи с оглеенностью и отсутствием выноса коллоидных частиц их глинистые разности характеризуются довольно высокой емкостью поглощения (до 9—16 мг·экв на 100 г грунта). Для них характерна кислая реакция, что обусловливает их агрессивность ко многим строительным материалам.

Инженерно-геологические особенности тундровых почв крайне неудовлетворительны. Верхний их слой — торфяной — обладает ничтожной несущей способностью. Нижележащий глеевый горизонт, обычно высокодисперсный и сильно переувлажненный в талом состоянии, также не может быть использован как основание, например, дорожных сооружений в связи с тем, что при его промерзании развивается интенсивное пучение. Кроме того, нужно иметь в виду, что глеевый горизонт тундровых почв суглинистого или глинистого состава характеризуется слабой водоотдачей; он обладает четко выраженными тиксотропными свойствами и при динамических воздействиях на него переходит в плывунное состояние.

Подзолистые и дерново-подзолистые почвы наиболее распространенные. Их мощность достигает 1—1,5 м. Они образуются под хвойными и лиственными лесами в условиях некоторого избытка влаги, передвигающейся в нисходящем направлении. Эти почвы хорошо дифференцированы на генетические горизонты.

В образовании дерново-подзолистых почв огромная роль принадлежит различным органическим кислотам, образующимся при разложении органических остатков — хвои, корней, листьев, трав и др. Характерное для этих почв сквозное промачивание обусловливает вынос из почвы оснований, в связи с чем органические кислоты не могут быть полностью нейтрализованы. Поэтому в условиях кислой среды происходит интенсивное выветривание минеральной части почв. Коллоидные продукты выветривания вымываются из верхних горизонтов в нижние, где накапливаются, образуя иллювиальный горизонт. В противоположную сторону направлены процессы биогенной аккумуляции, приводящие к накоплению гумуса в перегнойно-аккумулятивном горизонте, залегающем в верхней части профиля дерново-подзолистых почв.

По степени выраженности подзолистого горизонта различают дерново-слабоподзолистые, дерново-среднеподзолистые, дерново-сильноподзолистые

почвы и подзолы разной мощности. Для первых характерно наличие перегнойно-аккумулятивного (A_1) и элювиального (A_2) горизонтов различной степени выраженности. В подзолах последний залегает непосредственно под лесной подстилкой.

Характер дисперсности подзолистых и дерново-подзолистых почв крайне разнообразен. Среди них встречаются глинистые, суглинистые, супесчаные и песчаные разности. Однако во всех случаях подзолообразовательный процесс вызывает значительные закономерные изменения гранулометрического состава различных генетических почвенных горизонтов по сравнению с материнской породой. Эти изменения выражаются в глинистых и суглинистых разностях почв в резком обеднении (иногда вплоть до полного исчезновения) тонкодисперсными частицами верхних горизонтов почвенного профиля (горизонты A_1 и A_2) и обогащении ими нижних (горизонт В). На песчаных породах, наоборот, в верхних горизонтах почв наблюдается максимальное количество тонких частиц, что, по-видимому, связано с их накоплением в процессе почвообразования.

Подзолистые и дерново-подзолистые почвы характеризуются невысоким содержанием гумуса (например, в горизонте А от 0,5 до 3%), они имеют кислую реакцию. В связи с четкой выраженностью генетических горизонтов их состав и свойства достаточно резко изменяются по почвенному профилю (см. рис.28.1).

В целом следует отметить, что инженерно-геологические особенности рассматриваемых почв во многом определяются их дисперсностью. Наиболее благоприятными строительными свойствами обладают подзолистые и дерново-подзолистые почвы супесчаного и песчаного состава. При укреплении вяжущими материалами перегнойно-аккумулятивный горизонт подлежит удалению. Горизонты A_2 и В при сильной выраженности подзолообразовательного процесса пригодны к укреплению цементом или битумом только при внесении добавок извести.

Болотные почвы формируются в условиях избыточного увлажнения. Они встречаются во многих природных зонах, но наиболее широко распространены в северной половине лесной зоны и тундре, где в некоторых районах сплошные болотные массивы протягиваются на многие десятки и сотни километров. Среди болотных почв необходимо выделять полуболотные (болотно-подзолистые) почвы, собственно болотные (торфяно-глеевые и дерново-глеевые) почвы и торфяники. Полуболотные почвы являются переходными между дерново-подзолистыми и собственно болотными почвами; у них развитие торфянистого горизонта и оглеения не достигает максимума. У собственно болотных почв хорошо выражено оторфование и оглеение. Торфяники объединяют торфы разного состава, степени разложения и зольности.

Для всех типов болотных почв характерно наличие торфяного горизонта (мощность его у торфяно-глеевых почв не превышает 50 см, у торфяников достигает 1—2 м и более) и подстилающего его глеевого горизонта. Лишь у дерново-глеевых почв первый из названных горизонтов отсутствует и непосредственно под дерновым слоем залегает глеевый горизонт.

Самый характерный признак всех болотных почв — высокая влажность, что объясняется тем, что одни из них периодически затопляются, а в других подземные воды залегают на очень незначительной глубине (0,3—1 м). Высокая влажность этих почв обусловливает слабую аэрацию и, как следствие,

широкое развитие восстановительных процессов. Химические элементы с разной валентностью (железо, марганец и др.) в болотных почвах переходят в низшие формы окисления, образуя соответствующие минералы. Разложение растительных остатков сопровождается образованием ряда летучих органических соединений, например метана. В условиях кислой среды, которая свойственна болотным почвам, двухвалентное железо приобретает высокую подвижность и мигрируст часто в комплексе с органическими соединениями. В связи с этим болотные воды часто богаты железом.

Болотные почвы являются крайне неудовлетворительными грунтами. Они характеризуются очень высокой влажностью и значительной пористостью, способны сильно сжижаться даже при небольших нагрузках на них. Поэтому в качестве естественных оснований болотные почвы непригодны для ответственных инженерных сооружений. Если же возникает необходимость использования их в этом направлении, то требуется проведение специальных мероприятий.

Черноземные почвы, или черноземы — типичные почвы степей. Они образуются под степной травянистой растительностью в условиях различного рельефа и на различных материнских породах (кроме кварцевых песков). Наиболее типичные черноземы развиты в условиях равнинного рельефа на лёссовидных супесях, суглинках и лёссах. Среди черноземных почв развиты выщелоченный, обыкновенный, мощный, южный, предкавказский и приазовский и карбонатный подтипы черноземов.

Черноземные почвы имеют мощный гумусовый горизонт черного или черно-бурого цвета. Они характеризуются зернистой или комковатой структурой, высоким (до 20—22%) содержанием гумуса, приуроченного к верхней и средней частям почвенного профиля (горизонты А и В), скоплением извести в нижней части (иллювиальный горизонт), отсутствием легководорастворимых солей. Реакция черноземов в гумусовых горизонтах близка к нейтральной (pH 7,0—7,5), в иллювиальном карбонатном горизонте — слабощелочная (pH 7,5—8,5). Обменная способность их высокая (намного выше других типов почв — до 65 мг·экв на 100 г), причем их поглощающий комплекс, как правило, насыщен обменными кальцием и магнием, что обусловливает агрегацию тонкодисперсной части почв.

Среди черноземов наиболее распространены почвы суглинистого состава. При использовании их в качестве основания дорожного полотна эти почвы в случае недостаточного дренажа могут способствовать образованию пучин. Высокая влагоемкость, пластичность, набухаемость и липкость черноземов обусловливают их отрицательные качества как насыпных строительных грунтов. В сухую погоду полотно грунтовых дорог, проложенных по ним, чрезвычайно сильно пылит, после дождей или весной при таянии снега черноземы размокают и образуют очень липкую массу, труднопроходимую для всех видов транспорта. Выемки, пройденные в черноземах, в сухую погоду держат вертикальные стенки, которые при сильном увлажнении почв легко размываются и оплывают.

В горно-степных районах черноземные почвы часто кроме частиц песка и глины содержат щебень и отдельные крупные камни. По дорожным и строительным свойствам такие черноземы более благоприятны, так как примесь камней и щебня делает дорожное полотно более твердым и менее размокающим при увлажнении. После дождей хотя и образуется грязь, но все же проезд

по грунтовым дорогам вполне возможен и длительной распутицы не бывает. Из-за наличия щебня скальных пород такие почвы разрабатываются с трудом. Вертикальные стенки в выемках хорошо сохраняются и крепления не требуют.

При использовании вяжущих материалов, в частности цемента, для улучшения свойств черноземных почв следует иметь в виду, что высокая дисперсность и значительное содержание гумуса вызывают плохое твердение цемента. Эти же причины обусловливают плохие результаты при укреплении битумом. При содержании гумусовых веществ в количестве более 6% применение вяжущих веществ для укрепления грунта нецелесообразно. Применение методов технической мелиорации для укрепления черноземных почв требует всестороннего учета особенностей их состава и введения разнообразных добавок, повышающих эффективность действия вводимых в грунт вяжущих материалов.

Каштановые и бурые почвы широко распространены в сухих степях и полупустынях. Они занимают 5,4% территории СНГ.

Каштановые и бурые почвы формируются в значительно менее увлажненных условиях по сравнению с черноземами, под менее пышной растительностью. Промачивание почв в связи с небольшим количеством атмосферных осадков незначительное; поэтому карбонаты вымыты в них лишь на глубину 20—30 см (редко больше), где образуют известковый аллювиальный горизонт. В бурых почвах вскипание от соляной кислоты местами отмечается непосредственно с поверхности, на глубине около 1 м в них нередко содержится гипс и водорастворимые соли. Содержание гумуса в бурых почвах не превышает 2—3%, в каштановых — 4—5%. Реакция почв щелочная (pH 7,5—8,5). Поглощающий комплекс этих почв насыщен Ca и Mg, но часто в нем отмечается присутствие обменного натрия.

Дорожные свойства каштановых и бурых почв в общем удовлетворительные. Они хотя и размокают после дождей, но быстро высыхают и не затрудняют движение транспорта.

Следует заметить, что для зоны каштановых и бурых почв характерна комплексность почвенного покрова, причем обычно эти типы почв распространены совместно с солонцами, которые занимают микропонижения рельефа.

Засоленные почвы — солончаки, солонцы и солоди — характеризуются наличием в поверхностном или более глубоких горизонтах значительного количества водорастворимых минеральных солей (NaCl, Na_2SO_4, Na_2CO_3 и др.). Общая площадь, занятая этими почвами, составляет, по Л.И.Прасолову, не меньше 10% территории бывшего СССР, причем на значительной площади (3,4%) они имеют практически сплошное распространение.

Солончаками называют почвы, содержащие в поверхностном горизонте значительное количество легкорастворимых натриевых солей (в основном хлоридов, сульфатов и карбонатов). Их образование связано с приносом солей минерализованными грунтовыми водами и отложением этих солей в поверхностных горизонтах почвы в результате испарения грунтовых вод при их капиллярном подъеме к дневной поверхности. В нижележащих горизонтах этих почв содержание водорастворимых солей также значительно.

Солонцы — почвы, содержащие поглощенный натрий и характеризующиеся особым, резко выраженным строением трех горизонтов. Верхний элювиальный горизонт не содержит заметного количества растворимых солей, он

Таблица 28.1

Классификация засоленных грунтов по степени их пригодности в дорожном строительстве

(по В.М.Безруку и М.Т.Кострико, 1969)

Наименование грунта по степени засоленности	Среднее суммарное содержание легкорастворимых солей в используемом слое грунта, % по весу		Устройство земляного полотна	Устройство дорожных оснований и покрытий из укрепленных грунтов		
	хлоридное и сульфатно-хлоридное засоление	сульфатное и хлоридно-сульфатное засоление		цементом, известью	битумом, дегтем	карбомидными и фурфуролапилинофенольными смолами
Слабозасоленные	0,3 1	0,3 0,5	Пригодны	Пригодны	Пригодны с дополнительными мероприятиями	Непригодны
Среднезасоленные	1 5	0,5 0,2	Пригодны	Пригодны	То же	То же
Сильнозасоленные	5 8	2 5	Пригодны с дополнительными мероприятиями	Пригодны с дополнительными мероприятиями	Непригодны	-"-
Избыточно-засоленные	более 8	более 5	Непригодны	Непригодны	Непригодны	-"-

Примечания. 1. Грунты, содержащие легкорастворимые соли Na_2CO_3 и $NaHCO_3$ в количестве менее 0,3% и поглощенные катионы натрия (более 20% емкости поглощения), относятся к слабозасоленным грунтам. 2. При укреплении битумными материалами или синтетическими полимерными соединениями содержание соды не допускается. 3. Засоленные грунты, содержащие более 5% гипса, нельзя укреплять битумными материалами и синтетическими полимерами, а при содержании более 18% цементом и известью.

обеднен коллоидами и полуторными окислами, обогащен кремнеземом и имеет слабощелочную реакцию. Средний иллювиальный горизонт характеризуется четко выраженной столбчатой структурой, он более богат растворимыми солями и обогащен полуторными окислами (особенно Al_2O_3) и глинистыми частицами. Третий, солевой иллювиальный горизонт содержит значительное количество водорастворимых солей.

На поверхности солонцов под влиянием застаивания воды вследствие водонепроницаемости столбчатого горизонта с течением времени происходит процесс обмена поглощенного натрия на водород, приводящий к передвижению вниз и частичному разрушению коллоидного комплекса почв. В результате формируется новый тип засоленных почв — *солоди*.

Инженерно-геологические свойства засоленных почв различны. Многие их разности агрессивны. В сухом состоянии они обладают значительной твердостью, но при увлажнении засоленные почвы размокают, их коллоиды переходят в раствор и образуется глубокая, очень липкая непроходимая грязь. Размокший солонец подсыхает медленно, некоторые их разности (пухлые солончаки) практически никогда не просыхают в безморозный период. Использовать засоленные почвы как материал для насыпей в ряде случаев также

нельзя, так как применение их приведет к ухудшению дорожного полотна. Возможность устройства дорожных оснований и покрытий из укрепленных засоленных почв показана в табл. 28.1. Видно, что сильно- и избыточнозасоленные почвы не могут быть укреплены многими вяжущими.

Литература

Глазовская М.А., Геннадиев А.Н. География почв с основами почвоведения. М.: Изд-во МГУ, 1995. 325 с.

Добровольский Г.В., Трофимов С.В. Систематика и классификация почв (история и современное состояние). М.: Изд-во МГУ, 1996. 77 с.

ГЛАВА 29

Характеристика техногенных (искусственных) грунтов

29.1. Техногенные грунты, созданные преобразованием природных грунтов в условиях их естественного залегания

УЛУЧШЕННЫЕ СКАЛЬНЫЕ ГРУНТЫ

Улучшенные скальные техногенные грунты образуются путем преобразования трещиноватых или закарстованных грунтов методами технической мелиорации для обеспечения устойчивости сооружений, проходки и эксплуатации горных выработок, а также локализации промышленных отходов и производственных стоков. Повышение несущей способности и снижение водопроницаемости природных скальных грунтов достигается за счет заполнения их трещин и пустот различными вяжущими веществами и образования по существу нового композиционного материала, матрицей которого служит пространственная сетка, образованная схватившимся вяжущим в сложноветвящейся системе трещин. Внесение вяжущего обычно проводится инъекционным способом — нагнетанием через систему скважин или шпуров. Но возможно и поверхностное закрепление грунта, примером которого является метод торкретирования — "набрызгивания" цементного раствора под высоким давлением, позволяющим ему проникать даже в тонкие трещины, который широко применяется в тоннелестроении. Кроме того, инъекционное закрепление может проводиться и в комбинации с армированием трещиноватых пород с помощью системы анкеров, что позволяет существенно снизить горное давление в подземной выработке и затраты на устройство массивной обделки.

Свойства улучшенного скального грунта определяются прежде всего видом вяжущего и технологией ведения работ. В зависимости от целей проводимой обработки (снижение водопроницаемости или повышение несущей способности грунтов, или и то и другое вместе), а также состава и строения массива для его закрепления могут использоваться цементные и глинистые растворы, холодные или горячие битумные эмульсии и жидкое стекло с отвердителями. Наиболее высокие физико-механические показатели техногенных скальных грунтов достигаются при инъекции цементных растворов, мень-

шее упрочнение достигается при использовании жидкого стекла и цементно-грунтовых растворов. Глинизация и битумизация не дают существенного повышения прочностных и деформационных характеристик, но эффективно снижают водопроницаемость трещиноватых и закарстованных пород даже в условиях агрессивных по отношению к другим вяжущим подземных вод.

Технология обработки грунтов определяет прежде всего качество их закрепления: в зависимости от рецептуры применяемого вяжущего, давления при нагнетании, выбранного расстояния между скважинами изменятся и минимальная ширина заполненной раствором трещины, и зона обработки, что проявится в свойствах новообразованного грунта. Так, цементация приводит к повышению модуля общей деформации в среднем в 1,5—3 раза, а в некоторых случаях — до 4,5 раз, причем в наибольшей степени несущая способность возрастает для пород с зияющими трещинами и с исходными значениями модуля общей деформации менее 10^4 МПа.

УЛУЧШЕННЫЕ ДИСПЕРСНЫЕ ГРУНТЫ

Преобразование свойств дисперсных грунтов осуществляется преимущественно для повышения их прочности и несущей способности, а в отдельных случаях также и для изменения водопроницаемости. Спектр методов изменения свойств дисперсных грунтов в их природном залегании гораздо шире, чем для скальных. По механизму преобразования состава и свойств все улучшенные дисперсные грунты можно разделить на три группы.

1. Физически измененные дисперсные грунты — модифицированные механическим воздействием и наложением электромагнитного или температурного поля, включающие следующие разновидности грунтов: уплотненные, осушенные, термически упрочненные, промороженные, с оптимизированным гранулометрическим составом (в том числе закольматированные).

2. Физико-химически измененные — грунты, закрепленные внесением вяжущих и специальных добавок (коагулирующих, диспергирующих), а также веществ, вступающих в химические реакции с жидкой и твердой компонентами грунта, в результате которых формируются новые кристаллизационные и конденсационные структурные связи. Эта группа включает грунты, полученные способами инъекционного закрепления (цементацией, глинизацией, силикатизацией и электросиликатизацией, аммонизацией, смолизацией, битумизацией, защелачиванием), солонцеванием, известкованием и другими способами, а также электролитически закрепленные дисперсные грунты. Эффект упрочнения и изменения водопроницаемости достигается за счет образования дополнительных структурных связей между вяжущим и частицами грунта, заполнения пор вяжущим, изменения микроагрегатного состава грунта и формированием новых кристаллизационных и конденсационных структурных связей в результате физико-химических процессов. По своим прочностным и деформационным характеристикам некоторые улучшенные дисперсные грунты (физико-химически и термически закрепленные) могут соответствовать полускальным.

3. Армированные грунты. При армировании в условиях естественного залегания свойства дисперсных грунтов практически не изменяются, но возникает массив техногенных грунтов с улучшенными свойствами.

Среди улучшенных несвязных грунтов, измененных методами *первой группы*, широко распространены *уплотненные* разности. Они формируют-

ся механическими методами поверхностного или глубинного уплотнения (трамбованием вибрационными механизмами, вытрамбовыванием котлованов, глубинным виброуплотнением и подводными взрывами), а также водопонижением. Во всех случаях упрочнение и снижение водопроницаемости достигается за счет снижения пористости и увеличения суммарной площади контактов между частицами грунта в единице его объема. При *оптимизации гранулометрического состава* несвязных грунтов тот же эффект достигается внесением в них дисперсных добавок.

Эффективность закрепления определяется дисперсностью, плотностью сложения, степенью влажности и величиной угла внутреннего трения грунта, а также интенсивностью воздействия. Так, глубинное уплотнение наиболее эффективно для водонасыщенных песчаных грунтов, а уплотнение водопонижением — для мелких и пылеватых разностей. Грубообломочные грунты при необходимости уплотняются трамбованием или укаткой после внесения в них дисперсных добавок.

Термически упрочненные несвязные грунты образуются в результате электроплавления плывунных песков при температурах около 2500°С. Прилегающий к электродам грунт постепенно спекается при температурах 1500—1600°С и в конце концов плавится, образуя прочную тонкую (20—50 см) стенку. При спекании формируются новые жесткие структурные связи и характерные черты несвязных грунтов утрачиваются — прочность застывшего расплава может достигать 26—43 МПа.

Промороженные несвязные грунты иногда формируют при проходке водонасыщенных плывунных песков. Такие замороженные грунты обычно обладают высокой прочностью (от 0,9 до 13 МПа) и водонепроницаемостью. Однако в отличие от термического это закрепление носит временный характер — до тех пор, пока осуществляется воздействие хладоносителя на массив. Впоследствии грунты постепенно (в течение нескольких месяцев, иногда до года) оттаивают с восстановлением плывунных свойств.

Физико-химически измененные несвязные грунты развиты также широко. При *инъекционном* закреплении различными вяжущими свойства несвязных грунтов могут преобразовываться настолько радикально, что формируются техногенные связные или даже полускальные грунты. Так, прочность на одноосное сжатие песков после их силикатизации часто достигает 2—4 МПа. Крупнообломочные грунты, химически инертные и крупнопористые, хорошо закрепляются цементными растворами. Для упрочнения песчаных грунтов помимо *цементации* применяется *силикатизация, известкование*, обработка карбамидными, фенолформальдегидными, фурановыми, акриловыми и другими *смолами*.

Цементация песков осуществляется суспензиями портландцемента с добавками ПАВ. Дисперсность цемента накладывает ограничения на применимость этого метода: обработке могут подвергаться только гравелистые и крупнозернистые пески с коэффициентом фильтрации не менее 50 м/сут. После цементации коэффициент фильтрации разных песков снижается в 50—500 раз вблизи инъектора и в 20—50 раз на периферии закрепленного массива. Добавки глин (обычно наиболее дисперсных — бентонитовых) повышают проникающую способность суспензии, поэтому глиноцементные рецептуры могут применяться для закрепления песков с коэффициентом фильтрации до 40 м/сут, однако конечная прочность закрепленного грунта при этом существенно падает.

При всех рецептурах и способах силикатизации (двухрастворная, однорастворная, газовая и др.) песков основным цементирующим веществом, обеспечивающим повышение прочности и снижение водопроницаемости, является гель кремневой кислоты. Конечная прочность техногенного грунта зависит от состава и свойств жидкого стекла, состава и степени влажности грунта, а также времени — основное нарастание прочности (до 80%) происходит в первые 10 суток, затем она увеличивается в течение трех месяцев. Чем выше дисперсность и неоднородность песка, тем выше его конечная прочность после силикатизации, однако присутствие глинистых частиц также снижает проницаемость грунта и радиус его закрепления. Так, уменьшение в песках содержания частиц крупнее 0,25 мм повышает прочность закрепленного песка, которая растет практически линейно с содержанием частиц диаметром 0,01—0,1 мм. Зависимость прочности обработанного песка от его минерального состава может быть представлена (для газовой силикатизации) в виде ряда убывания: кальцит > микроклин > роговая обманка > кварц > мусковит, что определяется характером соединений, образующихся на поверхности частиц, и их адгезионной способности к последней. Существенное значение для эффекта закрепления песка силикатизацией имеет и состав поверхностных пленок, которые по своему влиянию на прочность грунта при закреплении располагаются в виде ряда убывания: железистые > гидратированные кремнеземистые > слабожелезненные > органоминеральные > гумусовые. Ряд этот обусловлен усилением контактного взаимодействия между зернами песка и гелем в результате встраивания пленок в структурную сетку геля (железистые и гидратированные кремнеземистые пленки) либо экранирующим действием органических пленок, с одной стороны, и изменением состава инъецирусмого раствора силиката натрия — с другой. Двухрастворная силикатизация применима для песков с коэффициентом фильтрации от 6 до 80 м/сут (при более высокой водопроницаемости целесообразнее использовать более дешевую цементацию) и позволяет получить техногенные грунты с прочностью на одноосное сжатие до 7,5—8 МПа. Другие способы могут использоваться для закрепления даже мелких песков с коэффициентом фильтрации до 0,2—0,5 м/сут, однако конечная прочность грунта не превышает 3—4 МПа, снижаясь в отдельных случаях до 0,1—0,3 МПа.

Смолизация применима для песков с коэффициентом фильтрации 0,3—50 м/сут, она приводит к снижению водопроницаемости и повышению прочности на одноосное сжатие закрепленного грунта до 5—7 МПа. Повышение дисперсности песка способствует усилению образующихся связей в системе песок—смола при увеличении общей поверхности взаимодействия и мест нескомпенсированных зарядов на сколах зерен, однако с уменьшением исходной проницаемости грунта снижается радиус закрепления. Влияние минерального состава песков на их прочность после закрепления определяется разной смачиваемостью минералов смолой. Только кварцевые пески способны образовывать со смолой прочные водостойкие и морозостойкие соединения.

Для снижения водопроницаемости несвязных грунтов применяются *глинизация* ($K_ф$=20—40 м/сут) и *холодная битумизация* ($K_ф$=10—100 м/сут). Глинистые суспензии, использующиеся для тампонирования песков, должны обладать: 1) высокой проникающей способностью, 2) стабильностью и малой водоотдачей при распространении, 3) суффозионной устойчивостью в

порах затампонированного грунта. Наилучшими характеристиками обладают бентонитовые глины с выраженными тиксотропными свойствами, однако из-за их высокой стоимости на практике широко используются местные глины. Для повышения устойчивости глинистых суспензий в них добавляют от 0,5 до 10% жидкого стекла, что позволяет глино-силикатным растворам выдерживать гидродинамические градиенты более 300. Для снижения водопроницаемости глинизация песков дает примерно такой же результат, как и цементация. В результате обработки разных песков битумными эмульсиями их коэффициент фильтрации падает с 15—20 до 0,2—5 м/сут. При этом большое значение имеет степень влажности песка и его минеральный состав — наиболее равномерное распределение битумной эмульсии наблюдается в водонасыщенных песках, а в сухих она начинает преждевременно терять воду и распадаться. Коагуляция битума быстрее происходит в карбонатсодержащих породах из-за его большей адгезионной способности к поверхности карбонатов.

Улучшенные физически измененные связные грунты также создаются разными способами. *Уплотненные* связные грунты получают для повышения их несущей способности. Уплотнение проводят трамбованием, подводными взрывами, вытрамбовыванием котлованов. Для уплотнения сильносжимаемых и заторфованных грунтов применяют уплотнение статическими нагрузками. Наиболее разнообразны способы ликвидации просадочности лёссовых грунтов — кроме перечисленных методов для них применяют также замачивание и гидровиброуплотнение. Поверхностное трамбование лёссов приводит к созданию слабопроницаемого слоя мощностью 2—2,5 м с плотностью не менее 1,55 г/см^3, но не устраняет просадочные свойства всей толщи. Эффективность уплотнения определяется в основном дисперсностью, степенью влажности и характеристиками воздействия. Так, трамбование проводится только при степени влажности менее 0,7, а уплотнение подводными взрывами при S_r=0,7—0,8. Вытрамбовывание котлованов применяется при устройстве фундаментов на просадочных и глинистых грунтах с плотностью скелета до 1,65—1,7 г/см^3.

Осушенные связные грунты получают методами вакуумного водопонижения (при $K_ф$ от 0,01 до 2 м/сут — обычно это супеси, а иногда и легкие суглинки) либо электроосмотического осушения (при $K_ф$< 0,01 м/сут). Вакуумирование позволяет удалять не только свободную (как при гравитационном дренировании), но и капиллярную воду, способствуя уплотнению и определенному упрочнению породы. Наиболее эффективное электроосмотическое осушение и закрепление грунтов происходит при содержании частиц мельче 0,01 мм более 50% и при $K_ф$< 0,01 м/сут, однако результаты такой обработки грунтов со временем могут утрачиваться. Эффективность электроосмотического осушения связных грунтов определяется также их минеральным составом, емкостью обмена и составом обменных катионов, концентрацией порового раствора и начальной влажностью. Влияние минерального состава проявляется через гидрофильность и дисперсность минералов. Электроосмотическое передвижение поровой влаги начинается вблизи влажности нижнего предела пластичности грунта при развитии сплошного слоя жидкости в его порах и ускоряется с повышением влажности до полной влагоемкости. Целесообразность применения электроосмотического осушения определяется по величине коэффициента электроосмотической эффективности (отношение коэффициента электроосмоса к коэффициенту фильтрации), который для связных

грунтов составляет не менее 2,5, а для некоторых дисперсных глин превышает 1000. Часто даже небольшое снижение влажности грунта при электроосмотическом осушении до W_p и ниже позволяет заметно повысить его физико-механические характеристики.

Термически упрочненные связные грунты формируются при обработке лёссовых пород по разработанным Н.А.Осташевым или И.М.Литвиновым способам. В процессе термообработки грунт полностью утрачивает просадочность, размокаемость и существенно (в 2—3 раза) повышает свои физико-механические характеристики. Так, сцепление грунта при естественной влажности может возрастать до 0,3—0,5 МПа, угол внутреннего трения — до 38—40°.

Инъекционное *физико-химическое* закрепление связных грунтов, обладающих низкой проницаемостью и высокой влажностью, затруднительно. Для их закрепления используют вещества с пониженной вязкостью: жидкое стекло, фенолформальдегидные и фурановые смолы, акрилаты и другие полимеры. Наиболее широко применяется *силикатизация* лёссовых грунтов, обладающих низкой вязкостью и макропористостью, а также *электросиликатизация* (для грунтов с $K_ф$=0,01—0,1 м/сут). При однорастворной силикатизации лёссовых грунтов роль отвердителя играет сам грунт. Образующиеся в результате реакции силиката натрия с обменными основаниями и водорастворимыми солями на поверхности частиц и микроагрегатов пленки геля кремневой кислоты обеспечивают неразмокаемость и непросадочность техногенного грунта. Медленное упрочнение происходит в течение 15—30 сут после инъекции, однако значительная часть прочности набирается почти мгновенно. Скорость закрепления и достигаемая прочность возрастают с увеличением концентрации жидкого стекла, емкости обмена грунта и количества содержащихся в нем солей. Однако чем выше скорость реакций силикатизации, тем меньше радиус закрепленного грунта, поскольку образующийся в порах гель кремневой кислоты тампонирует их и препятствует дальнейшему распространению раствора силиката натрия. Процесс силикатизации может быть интенсифицирован использованием горячих (до 70°С) растворов жидкого стекла. После силикатизации лёссы не размокают, теряют просадочные свойства и повышают прочность на одноосное сжатие до 0,5—1,5 МПа в зависимости от емкости поглощения. Эффект закрепления стабилен во времени, силикатированные лёссы устойчивы в воде, растворах нейтральных солей и кислот до 0,1 н. По сравнению с песками они более устойчивы и в щелочной среде, что обусловлено присутствием нерастворимой фазы $Ca(OH)_2$.

Еще лучшие результаты по прочности и водостойкости дает газовая силикатизация лёссовых грунтов, основанная на инъекции растворов силиката натрия и последующем отверждении непрореагировавшей с грунтом части вяжущего углекислым газом. Для лёссов с низкой емкостью обмена (менее 10 мг·экв в щелочных условиях), высоким (до 40%) содержанием карбонатов и при степени влажности более 0,7 проводится предварительная активизация грунта углекислым газом, что позволяет подкислить поровый раствор и перевести часть $CaCO_3$ в бикарбонат кальция с последующим образованием известково-силикатного вяжущего на поверхности частиц. Применение углекислого газа повышает качество закрепления (прочность грунта при той же концентрации раствора силиката натрия возрастает в 1,5—2 раза) и увеличивает объем закрепленного грунта при том же расходе вяжущего.

Эффект закрепления при электросиликатизации лёссов также зависит от минерального состава грунтов и их дисперсности, а также от минерализации

поровых вод. При наилучших результатах электросиликатизация приводит к достижению в анодной и средней зонах прочности грунта на одноосное сжатие 0,5—0,6 МПа (при однорастворной) и 0,7—0,8 МПа (при двурастворной) в зоне радиусом 50—70 см.

Аммонизация лёссовых грунтов основана на нагнетании в них газообразного аммиака, который растворяется в воде и вступает в реакции с обменным комплексом породы. Насыщенность этого комплекса преимущественно ионами кальция определяет выделение высокодисперсной гидроокиси кальция на поверхности частиц и их контактах. Таким образом происходит как бы каркасное известкование породы. Кроме того в результате взаимодействия коллоидного кремнезема (подвижность которого увеличивается из-за повышения щелочности порового раствора) с гидроокисью кальция образуется известково-кремнеземистое вяжущее. Аммонизированные грунты в значительной степени теряют просадочные свойства и не размокают. Эффект закрепления возрастает с повышением емкости обмена грунта.

Закисленные (пропитанные раствором серной кислоты) грунты под нагрузкой также теряют просадочные свойства в связи с исчезновением макропористости. Глинистые грунты после такой обработки утрачивают способность к набуханию, однако метод не получил широкого распространения — в основном из-за необходимости использования специального кислотостойкого оборудования.

Смолизация лёссовых грунтов водными растворами карбамидной смолы позволяет повысить их прочность, ликвидировать просадочность и понизить коэффициент фильтрации. Благодаря высокой проницаемости и присутствию большого количества дисперсного карбоната кальция, обладающего наибольшей адсорбирующей способностью по отношению к этому вяжущему, смолизацию лёссов можно проводить без отвердителя. В зависимости от концентрации смолы прочность закрепленного грунта на одноосное сжатие может достигать 1—1,5 МПа, а просадочные свойства утрачиваются.

Электролитическая обработка глинистых грунтов с коэффициентом фильтрации 0,005—0,01 м/сут основана на совместном эффекте электроосмоса и электрохимического процесса, протекающих под действием постоянного тока и при введении в них через анод растворов электролитов ($NaCl$, $CaCl_2$, $MgCl_2$, $AlCl_3$, $FeCl_3$). Образующиеся при электрохимических реакциях слаборастворимые соединения выпадают в осадок, цементируя частицы грунта. Кроме того, за счет CO_2 воздуха из $Ca(OH)_2$ может образовываться $CaCO_3$, что также способствует закреплению грунта. Количество вводимого в грунт хлористого кальция зависит от емкости обмена (часть Ca^{2+} расходуется на заполнение обменного комплекса), влажности грунта (учет разбавления раствора) и концентрации порового раствора. Используемые на практике концентрации вводимого через анод электролита варьируют от 4 до 20%. При электролитической обработке преобразование свойств грунтов происходит в три стадии: сначала преобладают электрокинетические и электрохимические процессы, на второй стадии интенсивность электроосмоса падает, в грунте накапливаются новые химические соединения, цементирующие частицы; в дальнейшем самопроизвольное упрочнение грунта может продолжаться несколько лет после прекращения воздействия за счет кристаллизации и перекристаллизации этих соединений (Техническая..., 1981). В результате электролитической обработки уменьшается набухаемость, пучинистость и усадочность грунтов, увеличива-

ются их прочностные характеристики. Максимальная прочность полученных техногенных грунтов на одноосное сжатие достигает 0,6—0,8 МПа.

Защелачивание применяется для инъекционного закрепления пылевато-глинистых грунтов с коэффициентом фильтрации не менее 0,005 м/сут с использованием растворов гидроксида натрия высокой концентрации. Способ предложен в двух модификациях: 1) в грунт вводят водный раствор 5—10 н. NaOH и 2) вначале грунт обрабатывают насыщенным раствором гидроксида кальция, а затем вводят 2,5—4 нормальный раствор NaOH. Радиус закрепления 0,5 м. Результатом такой обработки является частичная цеолитизация алюмосиликатной составляющей грунта и образование новых структурных связей. В результате щелочного гидролиза прежде всего глинистой составляющей грунтов через 7—8 дней в поровом пространстве наблюдается осаждение аморфного алюмосиликатного геля цеолитового состава, который в дальнейшем способен перекристаллизовываться с образованием низкокремнеземистых цеолитов (гидросодалита, фожазита и других) за счет разложения глинистых минералов. При наличии в грунтах гипса, кальцита и других минералов в грунтах кристаллизуются гидросиликаты кальция и магния. Результатом такого преобразования твердой компоненты является увеличение прочностных характеристик глинистых грунтов — прочность на одноосное сжатие повышается до 7—8 МПа, сцепление — в 1,5—2 раза, пористость снижается в среднем на 10—15%, коэффициент сжимаемости — в 2—4 раза, ликвидируется просадочность в лёссах. Изменяются все физико-химические свойства. Так, верхний предел пластичности возрастает на 30—40%, а число пластичности снижается примерно в два раза, в результате чего грунты сохраняют твердую консистенцию в широком диапазоне влажности. Кроме этого, повышается агрегированность частиц, а плотность твердой фазы уменьшается до 2,40—2,45 г/см^3 (Самарин, 1991). Определяющее влияние на эффективность защелачивания грунтов оказывает состав и степень кристалличности глинистых минералов, контролирующих их растворимость в концентрированных растворах щелочей. По этому признаку их можно расположить в ряд убывания: каолинит > монтмориллонит > смектит (смешаннослойный) > гидрослюда > хлорит.

УЛУЧШЕННЫЕ КРИОГЕННЫЕ ГРУНТЫ

Улучшенные мерзлые грунты формируются в результате целенаправленного изменения среднегодовой температуры, состава, строения и свойств мерзлых, промерзающих и протаивающих грунтов методами тепловой, водно-тепловой, механической, физико-химической и химической мелиорации (Основы геокриологии, 1999).

Тепловая мелиорация основана на искусственном понижении или повышении температуры грунтов путем регулирования соотношения составляющих радиационного или теплового баланса с помощью навесов, охлаждающих устройств (провстриваемых подполий, вентиляционных каналов), окрашивания поверхности грунтов или покрытия ее различными теплопрозрачными пленками, удаления (или насаждения) растительного покрова, влияния на снегонакопление, искусственного замораживания или оттаивания пород и т.д. При *водно-тепловой мелиорации* используется тепло, переносимое при фильтрации воды через грунт (дождевальное, фильтрационно-дренажное и фильтрационно-игловое оттаивание, гидрооттайка). *Механическая* мелиора-

ция основана на уплотнении или разуплотнении грунтов (например, глубокое рыхление), обезвоживании и др. *Физико-химическая и химическая мелиорация* основаны: 1) на использовании тепла, выделяющегося или поглощающегося при химических реакциях, 2) на изменении свойств и агрегатного состояния грунтов (обработка грунтов ПАВ, смолизация, гипсование и известкование, битумизация и др.).

На практике, однако, наиболее широко применяются методы тепловой и водно-тепловой мелиорации, направленные на ускоренное искусственное изменение температуры мерзлых грунтов, промораживание талых или оттаивание многолетнемерзлых грунтов до начала или уже в процессе строительства.

Для превращения пластичномерзлых и талых грунтов в твердомерзлые с повышением их прочности и снижением деформируемости, а также обеспечения однородных мерзлотных условий на стройплощадке используется *естественное* (с помощью воздушных колонок и термосифонов) и *искусственное* (с помощью холодильных машин) *охлаждение*. В первом случае охлаждение ведется только в зимний период, а во втором — всесезонно. Оно проводится через скважины, расположенные в шахматном порядке с определенным шагом, определяемым расчетом, в которые опущены замораживающие колонки. При воздушном охлаждении колонка состоит из двух коаксиальных труб. При создании вентилятором тяги из внутренней трубы во внешнюю за счет создаваемого разряжения поступает холодный зимний воздух. Вместо внешней трубы иногда используется сама скважина. Термосифоны представляют собой герметичную трубу, заполненную хладагентом (керосином, фреоном, аммиаком, пропан-бутаном) и одним концом погруженную в скважину. Охлаждение стенок термосифона происходит за счет конвекции хладоносителя в зимнее время за счет разницы его температур и плотностей в верхней и нижней частях трубы или испарения-конденсации хладоносителя. Глубина охлаждения грунта термосифонами обычно не превышает 15 м. Машинное охлаждение производится с помощью аммиачно-рассольных установок путем прокачки охлажденного в холодильной машине до −20...−40°С рассола насосом через колонки. Радиус охлаждения определяется с учетом теплопроводности и плотности грунта в мерзлом и талом состояниях, температуры начала замерзания, суммарной влажности грунта и содержания незамерзшей воды.

УХУДШЕННЫЕ ГРУНТЫ

Формирование ухудшенных по свойствам грунтов в условиях их естественного залегания происходит в результате изменения: 1) напряженного состояния горных пород, 2) режима подземных вод, 3) температурного режима пород, 4) влажности грунтов, 5) засоления и загрязнения грунтов жидкими углеводородами, промышленными и бытовыми стоками.

Грунты, ухудшенные изменением их напряженного состояния, образуются на подрабатываемых территориях, в пределах массивов, непосредственно прилегающих к горным выработкам (карьерам, шахтам, штольням, котлованам, тоннелям) за счет разгрузки напряжений при выемке породы, импульсных динамических нагрузках большой мощности при взрывных работах, а также из-за последующей интенсификации выветривания. Перечисленные процессы приводят к возникновению или усилению трещиноватости, разуплотне-

нию и снижению прочностных и деформационных характеристик, понижению морозостойкости. Создание котлована под сооружения Саратовской ГЭС глубиной 20—35 м, простоявшего открытым 7 лет, привело к снижению прочности литифицированных аптских глин на глубину до 90 м от дна котлована на 40—60% и 1,5—3-кратному увеличению их сжимаемости (Калмыкова, 1975). В результате их разуплотнения дно котлована поднялось на 13,5 см. Зона разуплотнения пород в бортах карьера Коршуновского железорудного месторождения достигает 20—50 м (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997). Создание в 1980—1984 гг. с помощью ядерных взрывов 15 подземных полостей в соленосных отложениях для хранения газообразных углеводородов на Астраханском газоконденсатном месторождении привело к существенным изменениям прилегающих к ним пород (Геворкян, Голубов, 1998): в первоначально водоупорных породах сформировалась зона разрушения и трещиноватости мощностью 800 м, в пределах которой коэффициент фильтрации изменялся от 0,003 до 0,8 м/сут. Поступление подземных вод в эту зону привело к дальнейшему ухудшению физико-механических характеристик грунтов и постепенному «схлопыванию» подземных емкостей.

Грунты, ухудшенные изменением режима подземных вод, могут возникать в результате активизации карстовых и суффозионных процессов в связи с увеличением градиентов фильтрационных потоков при создании плотин, длительных откачках или нерациональных дренажных мероприятиях. Суффозионный вынос рыхлого заполнителя из полостей и трещин, а также активизация карстообразования выражается, прежде всего, в увеличении водопроницаемости грунтов, но может сказаться и на устойчивости инженерных сооружений, например, при образовании провалов над подземными карстовыми пустотами. По данным М.Тульмона (1974), на сравнительно небольшой территории на северо-востоке Парижа объем карстующихся гипсов при эксплуатации одного из водозаборов ежегодно уменьшается примерно на 3000 м^3. В результате образуются провалы и карстовые воронки в зоне влияния воронки депрессии водозабора радиусом около 1 км. В пределах Москвы в результате интенсивных откачек подземных вод из закарстованных известняков карбона на тех участках, где древние переуглубленные речные долины вскрывают их кровлю, началась интенсивная нисходящая фильтрация из вышележащих меловых и четвертичных песков. Это привело к суффозионному выносу песчаных частиц в карстовые пустоты с образованием на поверхности провальных воронок и оседания сооружений на участках малой мощности или отсутствия толщи юрских глин. В бортах ирригационных каналов в лёссовых грунтах при суффозии формируются разветвленные полости, также приводящие к деформациям поверхности (Теоретические основы..., 1985).

Грунты, ухудшенные изменением их температурного режима, образуются по периметру полостей при подземной газификации углей или выплавке серы. При этом в них происходят те же процессы, что и при целенаправленной термообработке грунтов. Кроме того, вблизи сооружений, оказывающих отепляющее воздействие на окружающие многолетнемерзлые породы, могут формироваться техногенно оттаявшие грунты, что влечет за собой снижение их деформационных характеристик и увеличение осадок сооружений.

При повышении *влажности* дисперсных грунтов, например в результате подтопления или утечек из систем водоснабжения и орошения, может замет-

но снизиться их несущая способность. Это типичная причина аварийного состояния сооружений в результате развития недопустимых осадок их грунтовых оснований.

29.2. Техногенные грунты, созданные перемещением природных грунтов в процессе строительной и другой производственной деятельности

НАСЫПНЫЕ ГРУНТЫ

Все массивы насыпных грунтов можно подразделить на *планомерно возведенные насыпи* и *отвалы*. Огромные объемы природных грунтов перемещаются в полезные насыпи в результате строительной деятельности, например при возведении разнообразных земляных сооружений в гидротехническом и транспортном строительстве. К насыпным по условиям образования следует относить также грунты обратной засыпки.

Грунты планомерно возведенных в соответствии с отдельным проектом насыпей (за исключением так называемых пионерных — представляющих собой временно возведенные хранилища грунта, например штабели песка) обычно характеризуются сравнительно однородным гранулометрическим составом и свойствами во всех сечениях сооружения. Свойства насыпных грунтов определяются составом перемещаемых природных образований, их предварительной подготовкой (подсушивание, увлажнение, оптимизация гранулометрического состава) и технологией ведения работ. Эти грунты чаще всего укладываются с послойным уплотнением укаткой, и даже с трамбованием при определенной — оптимальной — влажности и поэтому обладают заданными или близкими к ним физическими и физико-механическими свойствами, которые могут медленно изменяться во времени. Важной составляющей этого процесса является самоуплотнение насыпных грунтов во времени под собственным весом, которое продолжается до нескольких лет для насыпей из природных глинистых грунтов.

Крупные скопления насыпных грунтов приурочены также к районам развития горнодобывающих производств, к территориям, на которых в значительном объеме проводятся мелиоративные мероприятия, к крупным городам и промышленным центрам, а также к районам интенсивных военных действий.

Интенсивное образование отвалов из природных грунтов связано прежде всего с разработкой месторождений полезных ископаемых и последующим обогащением минерального сырья. В пределах бывшего СССР ежегодно складировалось около 5 млрд т вскрышных пород и 700 млн т хвостов обогащения. Только на карьерах КМА объем вскрышных пород составляет почти 80 млн м^3 в год, получение 1 т золота требует переработки 23 млн т горных пород (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997). В отвалы горной промышленности перемещаются скальные породы, галечники, глины, пески, гравий, отсевы мелких фракций. Огромные массы отвальных грунтов образуются и в процессе инженерно-строительной деятельности человека, например при освоении подземного пространства городов.

Большие площади занимают отвалы угольных шахт — терриконы (названные так из-за конусообразной формы этих отвалов). Они разнородны и вклю-

чают куски угля, углистых сланцев, пирита, пустой породы, серы, а также лесоматериалы (обломки крепи, шпалы) и металлические предметы (куски труб, рельсов, др.). Присутствие горючих материалов (до 40%) в терриконах определяет возможность их самовозгорания, склонность к которому определяется степенью метаморфизма и измельчения угля, его влажностью и температурой среды, продолжительностью хранения и т.д. Грунты терриконов иногда используются при устройстве дорожных покрытий, их модуль общей деформации колеблется от 10 до 30 МПа. Одна из разновидностей грунтов терриконов — перегоревший щебень глинистых сланцев — при длительном увлажнении раскисает и резко теряет прочность. При небольшом увлажнении и последующей укатке его физико-механические свойства заметно улучшаются — модуль общей деформации от 4 до 30 МПа, сцепление 0,01—0,03 МПа, а угол внутреннего трения от 19 до 32° (Хазанов, 1975).

Насыпные образования могут быть сложены грунтами солеотвалов. На калийных предприятиях в отходы попадают галитовая рыхлая масса и соляно-глинистая пульпа. Из галитовых отходов формируют солеотвалы высотой более 100 м. Их химический состав представлен соединениями NaCl (85—95%), KCl (3—9%), $CaCl_2$, $MgSO_4$. Жидкая фаза — насыщенный хлоридно-натриевый раствор плотностью 1,23 г/см^3 (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997). Из этой массы образуется порода с высокой плотностью и прочностью: пористость варьирует в диапазоне 25—40% (впоследствии происходит заполнение пор и омоноличивание грунтов отвала), угол внутреннего трения превышает 40°, сцепление — 0,15—1,0 МПа и более. Основными факторами преобразования свежесыпанного материала являются давление от собственного веса, вытекание первичной рапы и высыхание. На разных глубинах — в силу преобладания разных факторов — формирующиеся грунты будут иметь различную плотность и прочность.

Для всех грунтов отвалов, в отличие от полезных насыпей, в целом характерна неоднородность по плотности, являющаяся функцией возраста отвала, и ее увеличение с глубиной. Наиболее интенсивно осадка отвальных грунтов происходит в первые три месяца и через 1,5—2 года практически прекращается.

НАМЫВНЫЕ ГРУНТЫ

Намывные техногенные грунты целенаправленно создаются в результате инженерно-строительной деятельности человека в понижениях рельефа при подготовке территории к строительству, как намывные сооружения из грунтовых материалов, как запасы строительного материала для устройства насыпей при последующем освоении территорий. Для возведения намывных сооружений особенно широко используются пески, что обусловлено их легкой разрабатываемостью средствами гидромеханизации, широким распространением, хорошей водоотдачей.

Физико-механические свойства намытых песчаных грунтов формируются в результате их уплотнения и упрочнения во времени и определяются составом и строением намывного материала. Гранулометрический состав намывных грунтов отличается от такового для исходного карьерного материала и изменяется как по простиранию, так и по высоте намытой толщи из-за фракционирования грунта при гидронамыве. Степень фракционирования, а следовательно, структура и текстура намывных грунтов зависит от технологии ра-

бот и гидравлических свойств потока пульпы, размера сооружения и состава исходного материала. Определенное значение имеет форма и характер поверхности частиц — с улучшением окатанности растет плотность намытого песка. Однако следует учитывать, что окатанность несколько увеличивается в процессе самого намыва. При формировании намывных грунтов, кроме того, складываются благоприятные условия для выноса из них органических остатков, присутствующих в иловатых и заторфованных разностях аллювия, что положительно влияет на свойства техногенного грунта.

Основным критерием качества намытого массива служит плотность скелета уложенного в него грунта, также зависящая от состава карьерного материала и технологии намыва. Результаты исследований И.В.Дудлера и других авторов показали, что уплотнение намытых песчаных грунтов завершается в течение 1—2, реже 3—4 месяцев. Однако в результате возникновения в них со временем новых структурных связей из-за цементации частиц аморфными кремнистыми и железистыми пленками рост прочности продолжается в течение 10—12 лет. В аридных условиях при высыхании в намытых песках кроме того формируются цементационные связи за счет выпадающих в осадок на поверхности частиц гидрокарбонатов, сульфатов и хлоридов (Латалина, 1985).

В горнотехнической практике намывные грунты формируются из природных при складировании разрабатываемых гидравлическим способом вскрышных пород — *гидроотвалы*. Строение и состояние намывных грунтов определяются способом гидровскрышных работ (гидромониторно-землесосными установками или плавучими земснарядами), выемкой разных пород (валовая или селективная), способом возведения ограждающих дамб и выпуска пульпы во внутренние зоны сооружения, а также интенсивностью намыва (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997). По мере разработки толщи из нескольких литологических разностей в намытом массиве чередуются слои, отличающиеся по составу и свойствам.

При выпуске пульпы происходит фракционирование намывных грунтов в плане: вблизи места выпуска концентрируются грубые частицы (приоткосная зона гидроотвала), преимущественно тонкопесчаные и пылеватые частицы слагают промежуточную зону, а самые тонкие пылеватые и глинистые выносятся в прудковую зону. В этом же направлении снижаются сдвиговые и фильтрационные характеристики образующегося грунта. Для создания массива с определенным строением варьируют высотой расположения пульпопровода над землей (на опорах или эстакадах), применяют сосредоточенный или рассредоточенный (одновременно из многих отверстий) выпуск пульпы, а также разные варианты перемещения фронта намыва (параллельное, веерное и др.) (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997). Темпы намыва гидроотвалов обычно изменяются от 1 до 10 м в год. Высокие скорости намыва при отсутствии специальных мероприятий по интенсификации консолидации тонкодисперсных материалов обычно приводят к низким значениям начальной степени уплотнения, сопротивления сдвигу и несущей способности формирующихся техногенных грунтов.

Иллюстрацией общих тенденций формирования свойств таких отложений могут служить грунты гидроотвалов разного возраста на территории Западного КАТЭКа (Огородникова, Спиридонов, 1987). Эти тела мощностью 55 м были сформированы намывом преимущественно глинистых и песчано-глинистых пород верхнего вскрышного уступа Назаровского угольного разреза в

отгороженные дамбами понижения рельефа. Грунты фации сброса пульпы представлены галечниками с глинистым заполнителем (часть гальки — окатыши глинистых пород), сменяющимися вниз по разрезу песками и суглинками. Здесь грунты имеют наибольшую плотность скелета (1,54 г/см^3) и прочность (c = 0,049 МПа, φ = 29°) при наименьшей влажности (24%). В промежуточной зоне залегают чередующиеся микрослоистые суглинки и супеси с большей влажностью (33%), меньшей плотностью скелета (1,40 г/см^3) и прочностью (c =0,014 МПа, φ =21°). Грунты ядерной зоны представлены глинами с прослоями суглинков, которые также недоуплотнены (плотность скелета 1,46 г/см^3 при влажности 32%) и обладают низкими прочностными показателями (c =0,034 МПа, φ =15°). Плотность и физико-механические характеристики грунтов во всех зонах гидроотвалов закономерно повышаются, а влажность снижается со временем с момента их намыва, однако этот процесс не завершен даже для наиболее старых гидроотвалов, возраст которых 30—40 лет.

29.3. Техногенные грунты, созданные как отходы хозяйственной деятельности человека

НАСЫПНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ И БЫТОВЫЕ ОТХОДЫ КАК ГРУНТЫ

Большое количество техногенных грунтов образуется как промышленные отходы, в частности как *отходы обогащения добываемого минерального сырья.* В горной промышленности в отвалы перемещаются хвосты флотационного обогащения руд черных и цветных металлов, серной руды, производства апатито-нефелинового концентрата, отходы углеобогащения, отсев фосфорита, фосфорная рудная мелочь и др. Отходами черной металлургии являются хвосты сухой и магнитной сепарации породы, гравитационного обогащения, зола и шлаки доменного и сталеплавильного производства. Отходы обогащения цветных металлов составляют 10% добытой горной массы, причем образуется много токсичных веществ, загрязняющих эти отходы (соединения серы, мышьяка, сурьмы и др.).

В районах *металлургического производства в отвалы складируются доменные и мартеновские шлаки, а также колошниковая пыль.* За время нахождения в отвале шлаки подвергаются выветриванию, в результате чего образуются разности, разрушенные до состояния щебня, дресвы и даже песка. Химическому разложению шлаков способствуют присутствующие в них железо и марганец. Различают пять видов распада шлаков, скорость которого зависит и от климатических условий местности: известковый, силикатный, марганцевый, магнезиальный и железистый. Известковый распад завершается через 3—4 месяца хранения шлака в раздробленном состоянии под воздействием атмосферных осадков. Силикатный распад шлаков заканчивается в основном через 2—3 месяца, при этом объем шлака иногда увеличивается на 10—12%. Марганцевый распад сопровождается появлением трещин в массе шлака и даже его раскалыванием на отдельные куски и глыбы. Магнезиальный распад шлаков начинается при содержании в них MgO более 6%. Железистый распад доменных шлаков связан с гидролизом сульфида закиси железа при повышенном содержании оксида железа и сопровождается увеличением объема грунта до 30% и более.

Грунты *шлакоотвалов* имеют серую, темно-серую или зеленоватую окраску. По структурным признакам выделяются (Хазанов, 1975) аморфные, стекловидные, плотные, пористые, ячеистые и брекчиевидные разности. Мартеновские шлаки обычно ноздреватые с металлическими включениями, местами с примесью (до 20—30%) огнеупорного кирпича. Для удаления металла мартеновские шлаки подвергаются сепарации на магнитной ленте после измельчения и просеивания. В составе доменных шлаков преобладают мелилит, двухкальциевый силикат, псевдоволластонит и сульфиды. Структура полнокристаллическая, пористая. Мартеновские шлаки более однородны, они состоят в основном (на 60—70%) из двухкальциевого силиката и минералов группы шпинели; структура полнокристаллическая, неравномерно-зернистая, пористая. Поры неправильной формы, замкнутые, размером от 0,1 до 5 мм и более. Шлаки хорошо поддаются уплотнению тяжелыми катками до плотностей 1,99—2,20 г/см^3 с улучшением физико-механических характеристик до E_0 = 27—30 МПа, c =0,027—0,055 МПа, φ =29—34°. При замачивании многие разновидности металлургических шлаков набухают, что, по-видимому, вызвано гидратацией и карбонизацией свободных окислов кальция и магния. Со временем эта способность не исчезает, и деформация набухания может иногда достигать 60%. Имеется определенный опыт, в том числе и неудачный, использования шлакоотвалов не моложе 10 лет в качестве оснований сооружений. Колошниковая пыль в маловлажном состоянии ведет себя как пылеватый песок, слабо сжимающийся при нагрузках до 0,2 МПа, но приобретает плывунные свойства в водонасыщенном состоянии. Этот грунт хорошо уплотняется укаткой до E_0 = 18—20 МПа, c = 0,025 МПа, φ =26°.

Насыпные грунты образуются также из *твердых отходов энергетики*, строительного мусора и бытовых отходов. В пределах бывшего СССР ежегодно складировалось 150 млн т золы. При функционировании города с населением 1 млн человек образуются отходы, складируемые ежегодно на территории около 40 га слоем 2-метровой мощности, а ежегодный объем складирования твердых бытовых отходов составляет более 0,5 млрд м^3.

Огромные площади во всем мире занимают *отвалы золошлаков* — отходов тепловой энергетики, образующиеся на ТЭС при сжигании твердого топлива. В отвалы складируются золы сухого удаления (золы уноса), гранулированные топливные шлаки раздельного удаления и золошлаковые смеси. Отдельного складирования требуют также золы и шлаки установок для сжигания мусора. Золы сухого улавливания и удаления наиболее дисперсны и однородны по составу, часть из них обладает гидравлической активностью и используется в качестве добавок к вяжущим или даже самостоятельного вяжущего низких марок. Минеральный состав, дисперсность и свойства зол зависят от состава сжигаемого топлива, технологии сжигания и от метода улавливания. По дисперсности более однородны золы от сжигания горючих сланцев и каменного угля, менее однородны золы бурых углей и торфа. В целом в золах преобладают пылеватые и тонкопесчаные частицы, однако в электрофильтровых золах содержание частиц мельче 1 мкм составляет 25—50%, иногда до 94%, а в циклонных — всего 1—3%, в результате чего последние имеют заметно меньшую удельную поверхность. Помимо клинкерных минералов, составляющих до 30—50% состава активных зол, негашеной извести, ангидрита и полуводного гипса в золах присутствует кварц, карбонаты, свободный кремнезем и ряд примесей. Золошлаки электростанций насыщены также выщелачиваемы-

ми веществами (соли, металлы, сера и др.), особенно продукты электростанций с десульфирующими установками для дымового газа. Плотность твердой компоненты золошлаков варьирует в зависимости от вида топлива от 2,0—2,3 до 2,4—2,6 г/см^3. Золошлаковый грунт размокает в течение нескольких секунд, редко — минут, не набухает. Средние значения плотности скелета этих грунтов близки к 0,8 г/см^3, E_0 = 4,3—7,4 МПа, c =0,013—0,017 МПа, φ =27—34°. При уплотнении золошлаков трамбовкой или укаткой до 1,10 г/см^3 их прочностные свойства существенно повышаются (Хазанов, 1975).

Грунты свалок, или полигонов твердых бытовых отходов (ТБО), состоят из бытового мусора, отходов различных промыслов, крупногабаритного мусора, отходов синтетических продуктов, стекла, бумаги, пищевых отходов, текстильных материалов, а также природных минеральных грунтов, использующихся для послойной засыпки складируемого мусора. Только в Москве ежегодно вырабатывается свыше 2,5 млн т ТБО, из которых сжигается и утилизируется не более 10%, а остальное вывозится на свалки в отработанных карьерах стройматериалов, понижениях рельефа или на пустырях. В Московском регионе зарегистрировано более 200 крупных свалок. По размерам выделяются полигоны крупные (объем отходов до нескольких миллионов кубометров), принимающие отходы, например Москвы, средние (объем — сотни тысяч кубометров), обслуживающие крупные районные центры, и мелкие (десятки тысяч кубометров), обслуживающие небольшие населенные пункты (Бабак, 1991).

Состав отходов в каждом конкретном случае установить сложно, поэтому условно выделяются (Бабак, 1991) полигоны, принимающие бытовые отходы, с примесью промышленных отходов с установленной токсичностью, бытовые с примесью радиоактивных отходов. Особый вид грунтов-отходов представляет иловый осадок, образующийся на станциях аэрации после очистки сточных вод в огромных количествах, захоронение которого представляет серьезную проблему.

Таким образом, на полигонах ТБО в аномальных концентрациях находятся различные по генезису вещества, претерпевающие глубокие и длительные биохимические изменения. Отходы взаимодействуют с водой и воздухом, происходящие реакции обусловливают выделение тепла и образование новых твердых, жидких и газообразных веществ, часть которых во взвешенной и растворенной формах выделяется из тела свалки в виде фильтрата, а основная часть газообразных веществ выбрасывается в воздушный бассейн.

Состав поступающих отходов зависит от особенностей хозяйственной деятельности населенных пунктов—поставщиков отходов (индустриальные, аграрные), от привноса в бытовой мусор отходов предприятий и строительства, от сезона года. Так, в Московском регионе 36—45% от общей массы отходов составляет бумага и картон, 28—30% — пищевые отходы, 3—5% — металлы, около 5% — текстиль, 1—2% — дерево, 1% — кости, 4—6% — стекло, 2% — кожа и резина, 1% — камни, 2% — полимерные материалы и 6-10% приходится на отсев мельче 16 мм (Разнощик, 1981). Однако для разных полигонов ТБО даже одного региона характерны существенные вариации компонентов по сравнению со средними показателями. Так, на Щербинском полигоне совместно с бытовыми складировались и жидкие отходы химико-металлургического предприятия, а также радиоактивные отходы.

После складирования отходы проходят две основные стадии разложения (Бабак, 1991), определяемые содержанием кислорода в толще мусора. На-

чальная — аэробная — стадия длится несколько недель, ее основным продуктом является углекислый газ. После истощения запасов кислорода в толще отходов начинается анаэробная фаза разложения с участием анаэробных форм микроорганизмов. На этой стадии в качестве основных продуктов выделяются метан, аммиак, азот и углекислый газ. В реакции включаются металлы и присутствующие в отходах сложные синтетические соединения. Длительность этой стадии неопределенна и может составлять несколько десятилетий. Основным стабилизационным процессом является гумификация органического вещества.

Собственная влажность отходов 21—28% и изначально из-за рыхлости сложения содержат много воздуха. Но при захоронении накапливают и удерживают много влаги — до 60% от массы отходов, что обусловлено их высокой пористостью и гигроскопичностью целлюлозосодержащих материалов. Кроме того, некоторое количество влаги выделяется при биохимических реакциях. Количество фильтрата на полигоне ТБО, грунты которого не контактируют непосредственно с поверхностными и подземными водами, определяется климатом района, площадью полигона и методикой его эксплуатации и рекультивации (изоляция тела свалки от атмосферных осадков, укатка, озеленение с повышением транспирации и др.). Состав фильтрата определяется составом отходов, стадией их разложения, возрастом полигона, гидрогеологическими и климатическими условиями (Бабак, 1991). Анионы в фильтрате чаще всего представлены HCO_3^-, Cl^-, катионы — Na^+, K^+, NH_4^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, в высоких концентрациях содержатся также фосфор, бор, железо. Органические соединения представлены жирными кислотами, фенолами, спиртами, эфирами, а также широким спектром летучих хлорорганических соединений.

Газовая составляющая техногенных грунтов свалок — биогаз — более чем наполовину состоит из метана, углекислого газа и водорода. Остальное — азот, кислород и примеси (аммиак, сероводород, этан и др.). Общее количество биогаза составляет около 200 м^3 на 1 т отходов.

Биохимическое разложение обусловливает выделение тепла. Кроме того, тепло выделяется при окислении неорганических соединений и непосредственном горении отходов. Удельное количество выделяющегося тепла зависит от стадии разложения отходов. Температура грунтов свалок в результате этого повышается до 40—70°С, но может происходить и самовозгорание отходов в форме поверхностных пожаров или скрытого пиролитического горения в их толще. Тогда возможен разогрев приповерхностных слоев до 155°С (Бабак, 1991). Продукция тепла, а также выделение фильтрата и биогаза может идти длительное время после окончания складирования отходов на данном полигоне.

Несмотря на чрезвычайную сложность состава и строения антропогенных грунтов свалок, в мировой практике имеется некоторый опыт использования их в качестве оснований сооружений после соответствующей рекультивации.

КУЛЬТУРНЫЙ СЛОЙ

Грунты культурного слоя формируются в пределах населенных пунктов в результате складирования и накопления в разнообразных пропорциях различных грунтов, в том числе и уже существенно измененных, технологических, строительных и бытовых отходов, а также их последующего преобразования во времени.

Под современным культурным слоем понимается рыхлый, не слежавшийся материал, иногда содержащий массу неразложившихся органических остат-

ков. Современный культурный слой малопригоден для возведения на нем фундаментов без существенного искусственного улучшения его свойств. Древние накопления культурного слоя уже успели уплотниться и приобрести связность, благодаря чему их можно использовать при строительстве дорог и для заложения фундаментов зданий.

Мощность культурного слоя может колебаться в широких пределах: от нескольких сантиметров до десятков метров. Накопление этого слоя при благоустройстве населенных пунктов связано с мощением дворов и улиц, устройством бревенчатых, дощатых, хворостяных настилов, булыжных, асфальтовых покрытий и др. При строительстве Московского метрополитена 1-й, 2-й и 3-й очереди было извлечено около 6270 тыс. м^3 грунта.

Культурный слой имеет своеобразный, весьма неоднородный состав (см. гл. 20). Минералого-петрографический состав основной минеральной массы чаще всего обусловлен геологическими условиями местности, а состав включений определяется характером хозяйственно-культурной деятельности человека.

В составе некоторых разновидностей культурного слоя присутствует значительное количество органических включений (до 30% и более), которые уменьшаются с увеличением возраста культурного слоя. Распределение этих включений в толще культурного слоя может быть рассеянным, гнездовым или линзовым (Хазанов, 1975). Скорость разложения органического вещества изменяется при колебаниях уровня грунтовых вод. Это может привести к разуплотнению грунтов и активизации осадок давно существующих сооружений. Примером такой ситуации могут быть значительные осадки здания гостиницы «Метрополь» в Москве, построенного на грунтах культурного слоя мощностью 9 м.

НАМЫВНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ОТХОДЫ КАК ГРУНТЫ

Намывные грунты разного состава и дисперсности формируются из шламов различных производств (см. гл. 20), из зол гидроудаления тепловой энергетики и при гидравлической укладке отходов обогащения твердых полезных ископаемых в хвостохранилища.

При складировании *золошлаков* средствами гидромеханизации на состав формирующегося грунта существенное влияние оказывает технология намыва. Так, если средний диаметр частиц в месте выпуска пульпы составляет 10—13 мм, то на удалении 200 м он снижается до 0,1—1,0 мм, а еще далее — до 0,05 мм (Мелентьев, Нагли, 1968). Для намытых золошлаков характерны тонкая слоистость — горизонтальная, косая или линзовидная анизотропия по водопроницаемости и другим свойствам. Золы и золошлаки гидроудаления гидравлически не активны или теряют свою первоначальную активность в гидроотвалах в результате гидратации, карбонатизации и выщелачивания. Для ускорения водоотдачи и консолидации намытого осадка применяются различные методы воздействия — электромагнитные, электрохимические, термические и гравитационные. В целом пространственная изменчивость грунтов золошлакоотвалов аналогична таковой для гидроотвалов природных грунтов.

Так, грунты гидрозолоотвала Назаровской ГРЭС (Западный КАТЭК), образующиеся при гидроудалении продуктов сгорания бурых углей, представлены (Огородникова, Спиридонов, 1987) шлаками, золошлаками, золами и

илами. Шлаки — несвязные грунты, соответствующие крупному и гравелистому песку, характеризуются высокими значениями плотности твердой фазы (2,89—3,13 г/см^3) и плотности скелета (1,61 г/см^3) и низкой влажностью (9%). Угловатость зерен, несвязность и преобладание крупных фракций определяют физико-механические характеристики этих грунтов: $E_0 \approx 10$ МПа, $c = 0{,}03$ МПа, $\varphi = 37°$. Коэффициент фильтрации изменяется от 0,4—0,8 м/сут перпендикулярно слоистости до нескольких десятков метров параллельно ей. Золошлаки имеют кристаллизационные связи между частицами, соответствующими по преобладающему размеру песку пылеватому и среднему, и слоистую текстуру. Свойства золошлаков зависят от соотношения золы и шлака и варьируют в пределах: плотность твердой фазы 2,73—3,02 г/см^3, плотность скелета 1,06—2,06 г/см^3, модуль общей деформации 4,6—20,0 МПа, сцепление в среднем 0,065—0,098 МПа соответственно параллельно и перпендикулярно напластованию, угол внутреннего трения 35—37°. Водопроницаемость значительно ниже, чем у шлаков. Золы гидроудаления представлены пылеватыми супесями, реже — мелкими песками, пылеватыми суглинками и даже глинами, их частицы цементируются кремнистым цементом, содержание которого достигает 30%. Плотность зол меньше, чем шлаков и золошлаков (в среднем 2,66 и 0,76 г/см^3 соответственно для твердых частиц и скелета). Для зол характерны неоднородность по плотности, значительная водоудерживающая способность — из-за пористой структуры, модуль общей деформации варьирует от 0,2 до 33,3 МПа, сцепление — в среднем от 0,021 до 0,065 МПа, а угол внутреннего трения — от 20 до 24° в зависимости от направления деформации по отношению к слоистости. Донные илы прудковой фации — грунты пылевато-глинисто-коллоидного состава и текучей консистенции. В целом от фации сброса пульпы к прудковой фации прочностные и деформационные свойства грунтов ухудшаются, а дисперсность, пористость и влажность растут.

Золы гидроудаления Артемовской ТЭЦ Владивостока по гранулометрическому составу соответствуют супеси с преобладанием фракций мелкого песка и крупной пыли. Присутствие значительного количества полых сферических частиц стекла и гидратных форм клинкерных минералов обусловливают низкие значения плотности твердой фазы (2,17 г/см^3) и плотности скелета грунта даже при влажности оптимального уплотнения (0,99—1,04 г/см^3). Эти золы обладают выраженными капиллярными свойствами (высота капиллярного поднятия превышает 1 м), а также двумя значениями влажности оптимального уплотнения — 22 и 43%, что, по-видимому, связано с контрастным проявлением эффекта капиллярной связности в диапазоне влажности между ними. Также супесчаные по гранулометрическому составу золы гидроудаления Иркутской ТЭЦ-10 имеют плотность твердой фазы 2,45 г/см^3, плотность скелета грунта при влажности оптимального уплотнения 1,25 г/см^3 (Вознесенский, Бердина, 1993).

В зависимости от влажности золы гидроудаления характеризуются разной чувствительностью к динамическим нагрузкам: при малых влажностях они проявляют тенденцию к разуплотнению и снижению прочности; по мере повышения влажности складываются благоприятные условия для уплотнения зол при вибрации и повышения их прочности, причем этот эффект максимален при влажности, не совпадающей с оптимальной влажностью уплотнения, определенной стандартным способом; а при водонасыщении, близком к полному, возможно разжижение зол при вибрации, особенно в диапазоне частот 10—15 Гц.

Техногенные грунты *хвостохранилищ* весьма разнообразны и формируются из отходов обогащения различных твердых полезных ископаемых, поэтому их состав и свойства определяются, прежде всего, составом хвостов. Например, грунты хвостохранилища Подмосковного ПО «Фосфаты» представлены глауконитовыми песками. Хвосты обогащения железной руды на Центральном ГОКе (Кривбасс) представляют собой рыхлый песчаный (на 88,5%) материал с содержанием частиц мельче 0,01 мм не более 5%, представленный кварцем, хлоритом, доломитом, магнетитом, гематитом и др. Плотность твердой фазы этих грунтов 2,94—3,41 г/см^3. Объем грунтов этого хвостохранилища превышает 210 млн м^3, им свойственны высокая водопроницаемость и низкая влагоемкость (20—25%) (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997).

Меньшие объемы техногенных намывных грунтов формируются в *шламохранилищах*, где складируются очистные шламы, нефтешламы, смеси солей, шламы красителей, бурения, гипсовые, шлифовочные и др. Эти отходы чаще всего значительно загрязнены вредными веществами. При формировании шламохранилищ возникает проблема обеспечения устойчивости техногенных грунтов, которая может быть решена с помощью специальных технологий их укладки. Для обеспечения безаварийной работы такого объекта сопротивление сформировавшихся грунтов вращательному срезу должно составлять около 0,25 МПа.

Литература

Гальперин А.М., Фёрстер В., Шеф Х.-Ю. Техногенные массивы и охрана окружающей среды. М.: Изд-во МГГУ, 1997. 534 с.

Основы геокриологии. Ч. 5. Инженерная геокриология/Под ред. Э.Д.Ершова. М.:Изд-во МГУ, 1999. 526 с.

Разнощик В.В. Проектирование и эксплуатация полигонов для твердых бытовых отходов. М.: Стройиздат, 1981. 104 с.

Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы/Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1985. 332 с.

Техническая мелиорация пород/Под ред. С.Д.Воронкевича. М.: Изд-во МГУ, 1981. 342 с.

Хазанов М.И. Искусственные грунты, их образование и свойства. М.: Наука, 1975. 135 с.

Часть VII

МАССИВЫ ГРУНТОВ

ГЛАВА 30

Общие представления о массиве грунтов и факторах, определяющих его особенности

30.1. Понятия «массив горных пород», «инженерно-геологический массив», «массив грунтов»

Грунты слагают массивы различного размера и строения, служат объектом изучения при инженерных изысканиях. Их инженерно-геологические особенности являются сложной функцией многих параметров грунтов (состав, условия залегания, состояние и свойства и пр.), которые их формируют. Проблема изучения этих особенностей, оценка деформируемости и устойчивости массива всегда занимала одно из центральных мест в инженерной геологии. Особенно большое значение она приобрела в последние десятилетия, когда резко возросли размеры инженерных сооружений, многие из них заглублены в массивы на сотни метров. Однако многие вопросы этой проблемы не получили до сих пор однозначной трактовки.

В инженерно-геологической литературе четко обособились два принципиально различных подхода к рассмотрению содержания понятия «массив горных пород». Представители первого (Л.Д.Белый, Г.А.Голодковская, М.Матула, Л.В.Шаумян и др.) рассматривают его содержание вне конкретной связи с инженерным сооружением. Сторонники второго направления (П.Н.Панюков, Г.А.Марков, Л.Мюллер, М.В.Рац и др.), наоборот, увязывают содержание и объем понятия «массив горных пород» со сферой воздействия инженерного сооружения.

Содержание рассматриваемого понятия, отвечающее взглядам сторонников первого из отмеченных подходов, наиболее четко сформулировали Г.А.Голодковская и Л.В.Шаумян (1974): «Под массивами скальных горных пород[1] понимают геологическое тело, образующее геологическую структуру или часть ее, сформировавшееся в определенной геолого-структурной и палеогеографической обстанов-

[1] Следует писать — скальных грунтов (*авт.*).

ке и характеризующееся присущими только ему геологическими, гидрогеологическими и инженерно-геологическими закономерностями». Четко видно, что массив определяется как объективно существующее естественное геологическое тело, независимо от того, находится оно во взаимодействии с инженерным сооружением или последнее отсутствует. Это аргументируется следующими положениями: 1) в строении массивов, представленных совокупностью разных горных пород или одной горной породой, наблюдаются различные по размерам компоненты, диапазон изменения которых непостоянен и не зависит от инженерных задач, обусловленных конкретным видом строительства, а определяются геологической природой этого массива как физического тела; 2) массив горных пород может всесторонне изучаться и до того, как возник инженерный замысел о возведении в данном месте того или иного сооружения; 3) массив горных пород везде и всегда прежде всего геологический объект, представляющий собой систему с определенным соотношением элементов. Они инвариантны, т.е. сохраняются в системе практически постоянно, и требуют тщательного геологического изучения.

Все эти аргументы справедливы, однако такой подход может быть оправдан лишь на первом этапе изучения объекта. Не имея данных о планируемом объекте, невозможно четко судить ни о размерах массива, ни о задачах и глубине его изучения, что необходимо на последующих этапах работ, при проведении инженерно-геологических изысканий.

По-иному определяют рассматриваемое понятие сторонники второго подхода. П.Н.Панюков (1962) писал, что массив горных пород — это часть земной коры, находящаяся в сфере инженерного воздействия, исследуемая с целью определения условий производства инженерных работ и эксплуатации сооружений и обладающая инженерно-геологической структурой, отличной от структуры соседних с ним участков земной коры, Л.Мюллер (1971) подчеркивал, что под «горным массивом следует подразумевать не географическую или тектоническую единицы, а, согласно разговорной терминологии горняков, строителей тоннелей и др., ту горную породу, в которой производятся работы». М.В.Рац предлагал понимать под массивом горных пород «связную область земной коры, соизмеримую с основанием инженерных сооружений». Близкую позицию занимают Я.Дзеваньский, И.С.Комаров, Л.А.Молоков, Ф.Ройтер, которые понимают «под массивом горных пород любую ограниченную в пространстве (по площади и глубине) часть земной коры, соизмеримую с отдельным сооружением или комплексом сооружений, со всеми особенностями ее строения и нарушениями сплошности (разломами, трещинами, пустотами и пр.), содержащимися в ней подземными водами и газами и сформировавшимися в ее пределах физическими полями (напряжений, тепловыми и пр.)». Подчеркивается, что в теоретическом плане массив горных пород можно рассматривать как сложную геологическую систему, обладающую некоторыми общими характеристиками: структурой, вещественным составом, физическим состоянием, определенными свойствами и динамикой.

Все эти определения имеют принципиальное единство: массив горных пород рассматривается как геологический объект, взаимодействующий с конкретным инженерным сооружением или комплексом сооружений. В соответствии с этим его границы определяются не только геолого-структурными (или

шире — инженерно-геологическими) особенностями осваиваемой территории (как при первом из описанных подходов), но и типом сооружений, их размерами, характером взаимодействия с природной средой и др. Это обусловливает большую четкость существа рассматриваемого понятия, его объем, что имеет явные преимущества как с теоретической, так и с практической точки зрения.

Следует подчеркнуть, что по существу сторонники первого и второго подходов говорят о разных понятиях, о разных объектах исследований. Представители первого направления исследуют массив горных пород с инженерно-геологических позиций как природную геологическую систему, второго — как природно-техническую систему. С этим связаны и различия в употребляемой терминологии. Представляется целесообразным в первом случае говорить о «*массиве горных пород*», рассматривая это словосочетание как термин свободного пользования, во втором — об «*инженерно-геологическом массиве*». Объем последнего рационально рассматривать в полном объеме сферы воздействия инженерных сооружений на горные породы. Под сферой воздействия Н.В.Коломенский предложил понимать массу горных пород, в пределах которой могут произойти те или иные изменения естественных условий в процессе строительства и эксплуатации сооружения.

В последние годы в публикациях по вопросам инженерной геологии стал широко использоваться термин «*грунтовая толща*», введенный в инженерную геологию М.М.Филатовым еще в 1936 г. В большинстве случаев он употребляется как термин свободного пользования для наименования любой совокупности горных пород, характеризуемой в инженерно-геологических целях. Конкретизируя его, П.И.Фадеев в 1963 г. предложил понимать под грунтовой толщей толщу горных пород и почв, находящихся в зоне активного воздействия инженерного сооружения. По существу, аналогичный смысл термину «грунтовая толща» придавали Е.М.Сергеев, А.С.Герасимова, В.Т.Трофимов и др. При таком понимании содержания этого понятия оно по существу становится логическим синонимом понятия «инженерно-геологический массив», «массив грунтов».

30.2. О принципиальных отличиях грунта-образца и массива грунтов

При инженерно-геологических исследованиях необходимо различать грунты как образцы и массивы грунтов. Это различие имеет не меньшее теоретическое и практическое значение, чем различия между скальными и дисперсными грунтами.

Грунт — это сформировавшийся в ходе петрогенетических процессов естественный агрегат минеральных или минеральных и органических частиц (кристаллов, зерен, обломков и др.), которые связаны между собой структурными связями различной природы. Грунт-образец может содержать поры, мелкие полости и микротрещины, которые, однако, не нарушают его целостности как единого физически сплошного тела. Поры, полости и микротрещины могут быть заполнены газами или растворами и образуют вместе с твердой составляющей сложную многокомпонентную систему. С точки зрения общих представлений физики грунт может рассматриваться как материал

определенного состава и строения. Грунты-образцы одного петрографического типа имеют одинаковые или близкие значения показателей физико-механических свойств. Свойства грунтов в этом случае могут быть охарактеризованы с помощью испытаний на образцах. Значения показателей этих свойств (величины плотности, пористости, деформируемости, прочности и др.) зависят от минерального состава, структуры и текстуры грунтов, а также от содержания и состояния в грунтах воды или других растворов.

В земной коре, в условиях естественного залегания, грунты образуют разнообразные геологические тела, и свойства их зависят от конкретных геологических условий. Свойства грунтов одного и того же наименования могут быть различными в зависимости от условий их залегания в геологическом разрезе, например от мощности пласта, характера окружающих пород, глубины залегания, особенностей геологической структуры. Так, каменная соль деформируется пластически в толще ангидритов и ведет себя как жесткое тело в окружении более пластичных калийных солей. Известны случаи, когда на угольных месторождениях прослои песков, залегающие в толще углей и глин, ведут себя как жесткие породы, а угли, пластически деформирующиеся в толще песков, деформируются как жесткие тела в толще пластичных глин.

Физико-механические свойства грунтов, полученные при стандартных испытаниях образцов, могут отличаться от значений показателей тех же свойств на глубине из-за роста напряжений, температур, изменения физико-химических параметров поровых растворов. Важное влияние на эти свойства оказывают условия залегания: выдержанность пластов на больших расстояниях или частая фациальная изменчивость, положение грунтов в геологической структуре.

Для оценки поведения грунтов как оснований инженерных сооружений или как среды, вмещающей эти сооружения, нельзя ограничиться определением свойств грунтов в образце, а необходимы испытания в условиях естественного залегания. Это важно потому, что величины многих свойств грунтов не аддитивны. Многочисленные определения различных физико-механических характеристик горных пород (скорости распространения упругих волн, деформируемости, прочности и др.) показали, что величины этих показателей значительно изменяются в зависимости от объема испытуемого образца. При этом под объемом испытуемого образца понимают как лабораторный образец (пробу) размером в несколько кубических сантиметров или весом в несколько граммов, так и некоторый объем грунта, опробуемый в естественном залегании, размером в десятки кубометров или весом в несколько тонн. Различие показателей свойств в зависимости от размеров испытуемого образца, обусловленное неоднородностью его состава и строения, называется *масштабным эффектом*. Применительно к перечисленным выше показателям свойств грунтов масштабный эффект проявляется в том, что по мере увеличения объема вовлекаемых в испытание пород значения определяемых показателей ухудшаются.

На рис. 30.1 показано проявление масштабного эффекта при определении скорости распространения продольных упругих волн. Снижение скоростей на верхнем участке кривой обусловлено петрографическими особенностями породы, в данном случае — различиями в минеральном составе, структуре и тек-

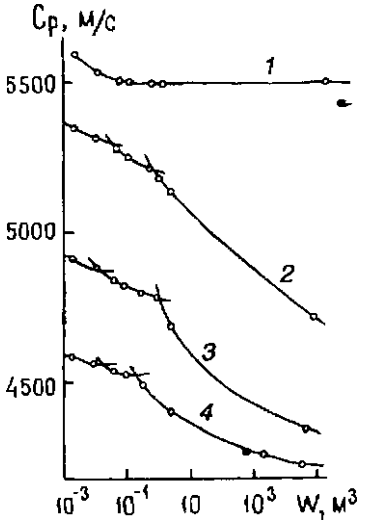


Рис. 30.1. Масштабные кривые скорости продольных волн в массивах порфировых базальтов *(по Г.А.Голодковской, Л.В.Шаумян)*:

1 — с первичной трещиноватостью; *2* — со слабой тектонической трещиноватостью; *3* — с повышенной тектонической трещиноватостью; *4* — с сильной тектонической трещиноватостью

стуре базальтов; при увеличении объема до нескольких кубометров на результатах испытания начинают сказываться трещины первичной отдельности базальтов, а в дальнейшем начинает проявляться неоднородность, обусловленная тектоническими разрывами. Аналогичное проявление масштабного эффекта наблюдается и при определении прочности. Так, по данным Э.В.Каспарьяна, предел прочности на сдвиг для образцов сохранных пироксенитов составляет 45 МПа; сцепление по мелкоблоковым естественным трещинам — 6 МПа, а по крупнообломочным трещинам не превышает 1 МПа. Прямые определения прочности и деформируемости блоков пород больших размеров технически весьма сложны, трудоемки и дорогостоящи, и в инженерных расчетах часто используют различные переходные коэффициенты или косвенные методы получения искомых параметров.

Массив грунтов часто ведет себя при взаимодействии с инженерным сооружением не так, как отдельные слагающие его грунты. Его прочность, устойчивость, деформируемость и водопроницаемость могут качественно отличаться от аналогичных показателей свойств грунтов. Так, массив, сложенный практически водонепроницаемыми аргиллитами, гранитами или другими скальными грунтами, может оказаться вполне водопроницаемым, с величинами коэффициента фильтрации до 10 м/сут и более, за счет трещин. С другой стороны, массив, в составе которого преобладают пески, в целом может обладать очень низкой водопроницаемостью благодаря прослоям глин. Прочность массива, например сопротивление сдвигу, часто зависит не от прочности основного объема слагающих грунтов, а от присутствия в геологическом разрезе поверхностей ослабления в виде прослоев глин, водонасыщенных песков, трещин и др. Деформации под нагрузкой массива, сложенного несколькими видами грунтов, протекают, как правило, неравномерно и имеют более сложный характер, чем деформации отдельного грунта. Массив, сложенный практически несжимаемыми скальными грунтами, может испытывать достаточно большие деформации под действием веса плотин или других тяжелых сооружений за счет смыкания трещин и выдавливания из них глинистого заполнителя.

Массив — это не случайный набор грунтов, он имеет собственную внутреннюю организацию (внутреннюю структуру). Все элементы этого геологического тела взаимосвязаны и взаимообусловлены. При взаимодействии с сооружением массив работает как единое целое. Поэтому, по выражению Л.Мюллера (1971), «свойства массива горных пород не есть сумма свойств отдельных его частей, а представляют собой продукт этих частей».

30.3. Факторы, определяющие особенности поведения массивов грунтов

Главнейшими факторами, определяющими физико-механические свойства массива и поведение его при взаимодействии с инженерным сооружением, являются вещественный состав массива, его строение, выветрелость и трещиноватость грунтов, обводненность, неоднородность, напряженно-деформированное состояние. Все эти показатели и как следствие этого инженерно-геологические особенности массивов находятся в прямой зависимости от историко-генетических и геолого-структурных факторов, а также современной тепло- и влагообеспеченности массивов.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАССИВА ГРУНТОВ

Вещественный состав грунтов, слагающих массив, во многом определяет его поведение при взаимодействии с сооружением. Грунты являются тем строительным материалом, из которого создается сложная конструкция массива. Их роль при оценке поведения массива чрезвычайно велика.

По вещественному составу различают массивы, сложенные скальными грунтами, дисперсными и криогенными грунтами. Кроме того, довольно широко распространены массивы смешанного состава, сложенные, например, как скальными, так и дисперсными грунтами.

Массивы, сложенные в основном скальными грунтами, в ненарушенном (нетрещиноватом, невыветрелом, недислоцированном) состоянии имеют высокую прочность, высокие значения показателей деформируемости и ничтожную водопроницаемость. Они устойчивы на природных склонах и в откосах дорожных выемок, строительных котлованов, карьеров, в различных подземных выработках. Главным фактором, определяющим физико-механические и фильтрационные свойства массивов скальных грунтов, является их трещиноватость, обусловленная как экзогенными, так и эндогенными причинами. Петрографический состав массивов имеет второстепенное значение. Исключение составляет лишь одна особенность петрографического состава таких массивов — наличие растворимых горных пород. По этому признаку среди массивов скальных грунтов различают массивы, сложенные практически нерастворимыми, и массивы, сложенные грунтами, растворимыми в воде.

Массивы дисперсных грунтов разнообразны по свойствам в зависимости от гранулометрического и минерального состава слагающих их пород. Следует различать массивы песчаных, глинистых и лёссовых грунтов. Реже распространены, но заслуживают выделения в самостоятельную группу, массивы крупнообломочных грунтов. Общей особенностью массивов дисперсных грунтов является резкое изменение их поведения при взаимодействии с водой. Характер и интенсивность этих изменений зависят от гранулометрического и минерального состава грунтов, слагающих массив.

Массивы глинистых и лёссовых грунтов в зависимости от степени обводненности имеют существенно различные свойства, по-разному ведут себя в основании сооружений, в откосах и на склонах. Массивы обводненных песчаных и крупнообломочных пород могут стать источником обильных, а иногда и катастрофических, притоков воды в различные подземные выработки, в строительные котлованы. При вскрытии обводненных песчаных массивов кот-

лованами, карьерами, подземными выработками в них возможны суффозия, разжижение, прорывы плывунов.

Массивы дисперсных грунтов, сложенные однотипными по составу образованиями, распространены достаточно широко. В качестве примера можно назвать песчаные массивы Белорусского Полесья и пустыни Каракум, лёссовые массивы предгорий Средней Азии, массивы глинистых пород юга Русской платформы (массивы так называемых сыртовых и хвалынских глин). Еще более широко распространены массивы дисперсных грунтов, сложенные грунтами разного состава, чаще всего песчаными и глинистыми. Физико-механические и фильтрационные свойства таких массивов особенно разнообразны. Характерными примерами их являются морены европейской части России, толщи аллювия равнинных рек и др.

Встречаются массивы, сложенные как скальными, так и дисперсными грунтами, обладающими различными свойствами. Примерами их могут служить массивы пермских красноцветов Русской платформы, в песчано-глинистом разрезе которых встречаются прослои и линзы прочных известняков и песчаников. В тех же пермских красноцветах возможны и другие соотношения, когда в массиве, сложенном преимущественно скальными грунтами, встречаются прослои пластичных глин или плывунных песков. В обоих случаях физико-механические свойства массива определяются не столько преобладающими в их строении грунтами, сколько этими маломощными прослоями. Оценка роли подобных прослоев и выбор правильной схемы расчета устойчивости таких массивов — одна из наиболее сложных задач механики грунтов.

Массивы криогенных грунтов принципиально отличаются по составу от описанных — в их разрезе обязательны подземные льды (текстурообразующие, повторно-жильные, пластовые и др.). Инженерно-геологические особенности таких массивов определяются, в первую очередь, содержанием подземных льдов — льдистостью массива и его температурой. Методика изучения массивов криогенных грунтов в связи с этим существенно отличается от таковой, используемой при исследовании массивов, сложенных и скальными, и дисперсными грунтами.

ВЫВЕТРЕЛОСТЬ МАССИВА ГРУНТОВ

Выветрелость массива — важная характеристика, определяющая его прочность и деформируемость, размываемость и водопроницаемость. При изучении массива его выветрелая зона выделяется в самостоятельный инженерно-геологический элемент. Для оценки свойств выветрелого массива необходимо знать степень выветривания грунтов, мощность выветрелой зоны, ее строение и скорость процесса.

В общем случае в полном разрезе коры выветривания выделяется несколько горизонтов, различных по физико-механическим и фильтрационным свойствам (см. рис. 1.7). В самом нижнем горизонте, в так называемой трещинной зоне выветривания, массив ослаблен по отдельным рассекающим его крупным трещинам, тогда как сами грунты практически не изменены и показатели физико-механических свойств не отличаются от невыветрелых массивов. Расширенные выветриванием трещины увеличивают водопроницаемость массива. Для следующей зоны характерно преобладание физического разрушения грунтов и лишь частичное их химическое разложение. Эту зону называют об-

ломочной. В зависимости от степени дезинтеграции грунтов в разрезе могут быть выделены крупноглыбовые, щебнисто-глыбовые, глинисто-щебнистые горизонты. В обломочной зоне свойства грунтов в образце уже существенно отличаются от свежих разностей. Трещины заполнены обломочным материалом, сопротивление сдвигу такого массива резко уменьшается, а деформируемость увеличивается. Изменяются фильтрационные свойства массива. В нижних горизонтах (крупноглыбовом, щебнисто-глыбовом) водопроницаемость бывает значительно выше, чем в сохранном массиве; вверх по разрезу благодаря увеличению глинистого материала водопроницаемость снижается. Самый верхний горизонт сложен дисперсными грунтами, претерпевшими глубокое химическое преобразование по сравнению с исходными породами. Так, в выветрелом массиве скальных грунтов этот горизонт может быть сложен плотными глинами, суглинками или супесями с щебенкой коренных пород, т.е. сжимаемыми, слабопрочными, практически водонепроницаемыми грунтами.

Правильное выделение различных горизонтов выветривания и их характеристика имеет большое практическое значение. Оно позволяет определить объем грунта, который необходимо удалить в строительном котловане или на склоне для обеспечения устойчивости сооружения, а также выбрать наиболее рациональный способ улучшения свойств выветрелых грунтов (снижения водопроницаемости, увеличения прочности) методами технической мелиорации.

Мощность выветрелых массивов, закономерности ее изменения зависят от геологического строения района. Различают площадные и линейные коры выветривания. Мощность первых зависит от минерального состава грунтов приповерхностной зоны, геологической длительности процесса. В спокойных тектонических условиях она колеблется от 1—2 до 5—6 м, иногда увеличивается до 10—12 м.

Линейные коры формируются по зонам тектонических нарушений, складчатых слоистых массивов, по прослоям отдельных неустойчивых пород и по другим поверхностям ослабления. Ширина таких зон может колебаться от первых десятков сантиметров до нескольких десятков метров, а глубина — достигать 100—150 м. Разное строение и мощность имеют и выветрелые массивы на различных элементах рельефа. На водоразделах сохраняется полный разрез коры выветривания, на крутых обнаженных склонах выветрелые породы смываются, обрушаются и обычно остаются лишь нижние горизонты.

Для оценки выветрелого массива недостаточно охарактеризовать только его состояние на момент изучения. Многие грунты выветриваются настолько быстро, что необходимо определить скорость процесса. Скорость выветривания при одних и тех же природных условиях зависит от минерального состава грунтов, их структурно-текстурных особенностей, трещиноватости массива. Наиболее быстро выветриваются породы и минералы, образовавшиеся в иных термодинамических и физико-химических условиях, чем существующие в приповерхностной зоне (высокотемпературные минералы, закисные формы железа и др.). Так, глинистые породы, сформировавшиеся в водном бассейне с сероводородным заражением или кислой средой в строительных котлованах благодаря реакциям окисления, выветриваются со скоростью до 1,5 м в год. Крупнозернистые скальные грунты разрушаются быстрее, чем мелкозернистые, слоистые породы выветриваются быстрее, чем массивные. Однако не следует думать, что скорость выветривания одинакова во времени. Наиболее

быстро процесс идет в первые годы вывода грунта на поверхность, в дальнейшем выветривание замедляется и затухает.

Для оценки степени выветрелости грунтов существуют различные показатели (Золотарев, 1970). Можно оценить степень выветрелости по величине модуля деформации, сопротивления сдвигу и др. Значение показателя степени выветрелости получают из соотношения:

$$B_c = \frac{F_в - F_а}{F_н - F_а},$$

где $F_в$ — показатель оцениваемого грунта, $F_а$ — показатель максимально выветрелого грунта; $F_н$ — показатель невыветрелого грунта.

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ МАССИВА ГРУНТОВ

Среди структурных характеристик массива особое место занимает трещиноватость. Практически все массивы трещиноваты. Только массивы, сложенные сыпучими песками и некоторыми весьма пластичными породами (например, солями), не имеют трещин. Особенно велика роль трещиноватости в формировании свойств массивов скальных грунтов. Трещиноватость является главной причиной сжимаемости, неустойчивости, повышенной водопроницаемости, неоднородности свойств массивов, сложенных этими грунтами.

Трещинами называют разрывы, перемещения по которым отсутствуют или незначительны. Совокупность трещин, расчленяющих тот или иной массив, называют его *трещиноватостью*. Для того чтобы учесть трещиноватость в инженерно-геологических расчетах, нужно иметь о трещинах массива большую и разнообразную информацию. В частности, необходимо знать генезис трещин, их положение в пространстве, размеры, морфологию, вещество, заполняющее трещины, и др.

Трещины, расчленяющие массив, бывают различного генезиса, но их можно объединить в две группы: первичных и вторичных трещин. К первичным В.В.Белоусов отнес литогенетические трещины (т.е. образовавшиеся при формировании пород из осадка или магматического расплава) и трещиноватость, связанную с региональными тектоническими процессами. Первичная трещиноватость — это региональная, «фоновая» трещиноватость, типичная для данного структурно-вещественного комплекса пород, для данного массива. Густота и размеры трещин зависят от состава пород, мощности пластов, термодинамических условий формирования горной породы, общей картины распределения напряжений в данном участке земной коры и др. Объем пустот, образуемых первичными трещинами в массиве (трещинная пустотность массива), очень невелик и в скальных грунтах, например, не превышает первых процентов.

Вторичные трещины образуются в массиве грунтов при тектонических дислокациях, как разрывных, так и складчатых, при выветривании, при искусственном разрушении пород, при взрывах и т.д. Они могут быть унаследованными, т.е. развиваться по первичным трещинам, или новообразованными. На фоне первичной трещиноватости они образуют локальные участки повышенно-(аномально)-трещиноватых грунтов. Величина трещинной пустотности на таких участках может достигать 10% и более. Такая трещиноватость может качественно изменить поведение массива грунтов под нагрузкой. Так,

массив сильнотрещиноватых скальных грунтов нельзя рассматривать как физически сплошное твердое тело. Такой массив деформируется и разрушается иначе, чем монолитная порода, и иначе, чем дисперсные грунты. Для количественного описания этих процессов применяют математический аппарат механики трещиноватых тел.

Деформирование и разрушение массива скальных грунтов протекают при активном участии трещин. При этом порода в монолите блока и зоне трещины ведет себя по-разному. Монолитный грунт деформируется за счет изменения межузельных расстояний в кристаллической решетке минералов. В интервале инженерных нагрузок эти деформации ничтожны. Разрушаются монолиты скальных грунтов как квазихрупкие тела. В зоне трещин деформация происходит за счет сближения или расхождения трещин. Стенки трещин шероховаты и соприкасаются между собой на незначительных участках от общей поверхности стенки трещины.

При сжатии в точках контактов трещин развиваются напряжения, на несколько порядков превышающие напряжения внутри блоков грунтов. На отдельных таких участках грунт сильно сжимается, а иногда и разрушается.

Геометрия трещин — густота, ширина, протяженность, угол падения плоскости трещины, азимут падения — является важной характеристикой при оценке прочности и деформируемости. Так, микротрещины шириной до 0,1 мм и протяженностью в несколько миллиметров решающим образом сказываются на прочности грунта в образце, но не нарушают ее сплошности как монолитного тела. Крупные трещины протяженностью в несколько метров резко снижают прочность массива. По некоторым данным, величина сцепления по таким трещинам не превышает 2% величины сцепления в образце грунта. Тонкие (волосные) трещины шириной до 1 мм практически не увеличивают водопроницаемость скального массива, но при строительстве котлованов, горных выработок по ним происходит разуплотнение, значительно снижается прочность.

Направление трещин, их крутизну, взаимные соотношения нескольких систем трещин необходимо учитывать при оценке устойчивости склонов и искусственных откосов. При неблагоприятном расположении трещин в массиве формируются поверхности ослабления, по которым происходят оползни и обвалы.

Важное значение имеет состав заполнителя трещин и характер их поверхности. Различают трещины с гладкой, шероховатой и бугристой поверхностью. В первом случае деформация массива происходит более равномерно, чем во втором и третьем. Вместе с тем по гладким поверхностям уменьшается сопротивление сдвигу, тогда как бугристые поверхности увеличивают величину сцепления (зацепления) по трещине. От характера вещества, выполняющего трещины, зависит водопроницаемость, прочность, деформируемость массива, а также возможность улучшения его свойств методами технической мелиорации грунтов. Минеральные образования гидротермального происхождения (кварц, полевые шпаты, кальцит) не снижают прочности массива. Глинисто-песчаный или глинисто-дресвяный заполнитель снижает водопроницаемость, ухудшает физико-механические свойства, затрудняет применение цементации, битуминизации и других способов закрепления массива.

Трещины без заполнителя резко увеличивают водопроницаемость массива. Так, коэффициент фильтрации трещиноватых базальтов Армении может до-

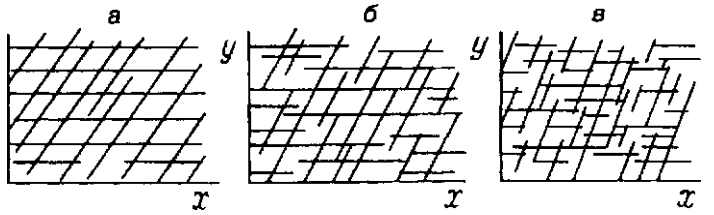


Рис. 30.2. Типы пространственной сети трещин *(по М.В.Рацу)*: *а* — непрерывная; *б* — промежуточная; *в* — прерывистая

стигать 100 м/сут, а трещиноватых известняков Большого Кавказа — 10—20 м/сут.

При использовании математического аппарата для расчетов прочности и деформируемости массива большое значение имеет структура сети трещин. Различают три типа пространственной сети трещин: 1) непрерывную, 2) промежуточную, 3) прерывистую (рис. 30.2). В первом случае водопроницаемость и деформируемость значительно выше, а прочность значительно ниже, чем во втором случае. Различны и механизмы деформирования этих трещиноватых тел: в первом случае деформация массива под нагрузкой происходит, в первую очередь, за счет смыкания трещин; во втором и третьем случаях в массиве сохраняются жесткие мостики, принимающие нагрузку. В практике инженерных расчетов отнесение сетей трещин к той или иной группе зависит от соотношения между длиной трещин и размерами сферы воздействия сооружения. Правильная схематизация природной картины распределения трещин в массиве является условием корректности расчетов.

Трещиноватость оказывает влияние и на величину показателей физико-механических свойств скальных грунтов в образце. Исследования показали, что прочностные и деформационные свойства их находятся в прямой зависимости от степени трещиноватости массива (см. гл. 17 и 22). В нетрещиноватых образцах отчетливо проявляются различия в свойствах, обусловленные различным составом, структурой и текстурой грунта. По мере увеличения трещиноватости петрогенетические различия сглаживаются и главным фактором, определяющим прочность и деформируемость, становится трещиноватость. С увеличением трещиноватости массивов показатели физико-механических свойств в образцах существенно уменьшаются (в два-три раза) и одновременно приобретают близкие значения в породах различного генезиса. Так, разница в величине прочности на сжатие между самыми прочными и самыми слабыми грунтами для образцов из ненарушенных массивов обычно превышает 100%. По мере увеличения трещиноватости массивов эти различия сглаживаются и для грунтов из сильнотрещиноватых массивов составляют 15%.

Характер трещиноватости, ее интенсивность, а также мощность трещиноватых зон во многом зависят от физико-механических свойств грунтов, в свою очередь определяемых их составом и строением. Так, в хрупких грунтах типа базальтов ширина трещиноватости зон, оперяющих тектонические разломы, значительно выше, чем в более пластичных известняках. Мощность трещиноватых зон довольно хорошо коррелирует с величиной $K = R_c/R_t$; чем больше это отношение, тем шире зоны трещиноватости при одних и тех же параметрах тектонического нарушения.

Зависимость физико-механических свойств массивов скальных грунтов от их трещиноватости позволяет использовать корреляционные методы для получения величин прочности и деформируемости по данным о трещиноватости. При этом в качестве количественной характеристики трещиноватости ис-

пользуют коэффициент трещинной пустотности ($K_{тр}$) — отношение в процентах общей площади (или объема) трещин к площади (или объему) изученного массива. По величине трещинной пустотности различают слаботрещиноватые грунты и др.

ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ МАССИВА ГРУНТОВ

Газонасыщенность массивов является важным фактором, определяющим их устойчивость в подземных горных выработках, при разработке месторождений полезных ископаемых, строительстве туннелей и других сооружений. Хорошо известно, что значительное содержание газов в пластах углей и вмещающих угленосных породах часто является главным препятствием для безаварийной добычи углей. Нередки случаи мощных выбросов газа и при подземном строительстве. Так, при проходке гидротехнических туннелей Арпа—Севан, построенных для переброски воды из р.Арпа в оз. Севан, в одном из них произошел выброс породы и углекислого газа объемом свыше 100 тыс. м^3, приведший к аварии и остановке работ.

Наиболее газоносонасыщенными являются массивы угленосных пород. Значительные количества газа могут быть депонированы в соленосных формациях, они встречаются и в массивах криогенных грунтов.

Природный газ угленосных отложений состоит из метана, азота и углекислого газа. В качестве примесей могут присутствовать тяжелые углеводороды, водород и другие газы. Количество природного газа в углях изменяется от первых до 40—45 м^3/т, а во вмещающих породах в среднем 1—3 м^3/т. Количество природного газа зависит от глубины залегания толщи, литологии вмещающих пород, тектонического строения массива, степени обводненности, степени катагенеза (метаморфизма).

Природный газ находится в углях и вмещающих породах в свободном, водорастворимом и сорбированном состоянии. Газ в свободном состоянии заполняет микропоры и трещины, не заполненные водой. В общем случае его содержание невелико на малых глубинах и увеличивается с глубиной. В углях основное количество природного газа находится в сорбированном состоянии. Главным компонентом его является метан (от 60 до 99%).

Первоисточником накопления газов в углях и угленосных толщах является гумусовое и сапропелевое органическое вещество. Установлена вертикальная зональность генерации газов в угленосных тодщах: состав генерированных газов закономерно изменяется с увеличением метаморфизма углей: на этапе протокатагенеза — CO_2, в меньшей степени CH_4; на этапе мезокатагенеза — метан и тяжелые углеводороды, на более высоких ступенях углефикации, с ростом температур и давления, активнее выделяется метан, а при дальнейшем метаморфизме преобладает водород, при подчиненной роли или полном отсутствии метана.

Основной газовый компонент — метан — генетически связан с угольным веществом и является преимущественно продуктом его метаморфизма. Содержание CH_4 закономерно возрастает до глубины 800—1000 м, далее снижается до полного его отсутствия на глубине 1500—1700 м. Метан может иметь и другое происхождение — биогенное.

Содержание азота в угольных газах меняется от нуля до 99%, его концентрация закономерно увеличивается с приближением к дневной поверхности.

Основная масса азота имеет воздушное происхождение. В то же время некоторая его часть образовалась в результате углефикации растительного вещества.

Газы, содержащиеся в соляных пластах, изучались в связи с внезапными выбросами и обрушениями при разработке калийных месторождений на Урале. В этих массивах газы могут находиться в разных формах: они сорбированы поверхностью пород, «растворены» в кристаллической решетке, входят в состав газово-жидких включений, содержатся в виде свободных газов. Последние выделяются в выработки при ведении горных работ. Обычно продолжительность подобных выбросов газа составляет минуты, реже часы, в исключительных случаях месяцы и даже годы. В литературе приводятся сведения, когда вскрытые при бурении и горными выработками полости действовали в течение 4—5 лет, а объемы газа составляли 10^5 м^3.

В соляных породах присутствуют три вида газов: реликтовые, захваченные породой из окружающей среды при кристаллизации (атмосферные и биохимические O_2, N_2, CO_2, Ar), аутигенные, образованные на месте за время существования породы (в основном продукты преобразования органического вещества: N_2, CO_2, CH_4), и эпигенетические, проникающие в соляные породы извне, после их формирования (в районах соляной тектоники и интенсивного горообразования) из окружающей среды (CH_4, CO_2) в макро- и микровключениях.

Формирование газовой среды в соленосных отложениях начинается с того, что атмосферные и биохимические (N_2, CO_2, O_2, Ar, He и др.) элементы захватываются в солеродном близповерхностном бассейне соляными минералами при их кристаллизации. Эти реликтовые газы концентрируются в кристаллической решетке и многочисленных пузырьках. В дальнейшем, в результате окислительно-восстановительных реакций, ядерных реакций, воздействия радиации происходит новообразование газов; их миграцией путем диффузии, перемещения пузырьков в ослабленные зоны пласта и создается пестрота химического состава.

Состав газов в различных залежах различен; в одних случаях преобладает CO_2 (до 99%), в других метан (до 80%); в третьих — азот, метан и водород.

Количество газа в солях определить очень трудно. По приблизительным расчетам в макровключениях и наблюдениям на калийном руднике в Солегорске количество газа, выделяющегося из шнура длиной 1,0—1,5 м, в среднем составляет 30 л, по расчетам на том же Солегорском руднике количество газов макровключений составляет $14 \cdot 10^{-6}$ м^3/кг.

Газонасыщенные горизонты встречены и в массивах криогенных грунтов. Они вскрыты многими скважинами в верхней части таких массивов на севере России (Тимано-Печерский регион, Западная Сибирь и др.). Объем таких газонасыщенных зон обычно невелик, их разгрузка происходит за десятки минут или первые часы. Но их наличие изменяет инженерно-геологические особенности газосодержащего мерзлого массива.

ОБВОДНЕННОСТЬ МАССИВА ГРУНТОВ

Характер и степень обводненности массива грунтов оказывают существенное влияние на его физико-механические свойства. Подземные воды при инженерно-геологической оценке массивов рассматриваются в трех аспектах: 1) как компонент грунта, влияющего на его свойства; 2) как растворы, всту-

пающие в химические реакции с породами массива, в частности растворяющими или, наоборот, засоляющими их; 3) как силовой фактор, воздействие которого приводит к изменению напряженного состояния массива, снижению его прочности и устойчивости.

Растворимость грунтов охарактеризована в гл.10. Влияние различных видов воды на физико-механические свойства дисперсных грунтов подробно рассмотрено в гл.14, а особенности водопроницаемости массивов, сложенных различными дисперсными грунтами (глинистыми, лёссовыми, песчаными, крупнообломочными), — в гл. 12. Поэтому остановимся лишь на некоторых особенностях обводненных массивов скальных грунтов.

Водопоглощающая способность и проницаемость таких массивов значительно выше, чем водопоглощение и водопроницаемость образца грунта, и целиком зависит от объема трещин, их геометрии, заполнения твердым материалом. Принято считать маловодопроницаемыми массивы с проницаемостью 1—2 люжона[2]. Такой величины удельного водопоглощения стремятся добиться строители при цементации трещиноватых пород в основании больших плотин. К среднепроницаемым относят массивы с величиной проницаемости около 6 люжонов, а к высокопроницаемым — при 10—15 люжонах. Важной особенностью фильтрации воды в трещиноватых скальных массивах является ее анизотропия. Она обусловлена анизотропией сети трещин, расположением разломов и зон сильнотрещиноватых пород. Известны случаи, когда направленная скорость фильтрации в зонах разломов в 1000 раз превышала скорость на слаботрещиноватых участках массива.

Водопроницаемость и водопоглощение обусловливает величину фильтрационного давления в трещиноватом массиве, его изменение при проходке горных выработок и строительных котлованов. Интенсивность и динамика водопритоков в выработке также зависит от этих показателей и, кроме того, — от запасов воды в массиве. В водонасыщенных сильнопроницаемых массивах возможны обильные, но быстро иссякающие прорывы воды; в массивах с высокой водопоглощающей способностью и малой водопроницаемостью (например, в мергелях, аргиллитах, глинистых сланцах), т.е. грунтах с тонкими трещинами, фильтрационное давление может быть очень высоким. Поэтому хотя прорывы воды в выработки в этих случаях не столь обильны, как в предыдущем, но продолжаются они более длительное время, а опасность разрушения при прорыве вод массива увеличивается.

Обводненность массива во всех случаях ухудшает его физико-механические свойства. Высокое поровое давление в массиве уменьшает устойчивость грунтов на склонах, снижает прочность грунтов, поровая вода в глинистом заполнителе трещин способствует его набуханию. Набухание глинистого заполнителя, особенно монтмориллонитового состава, создает дополнительное давление на стенки трещин. Водонасыщенный заполнитель трещин при динамических нагрузках (например, при проходке с помощью взрывов) и резких перепадах напряжений может перейти в разжиженное состояние, что в свою очередь может привести к разрушению массива. Свободная вода, содержащаяся в трещинах, снижает трение по стенкам трещин и уменьшает сопротивление массива сдвигающим усилиям.

---

[2] 1 люжон — количество поглощенной массивом воды, пересчитанное на 1 м длины буровой скважины и на 10 атм давления нагнетания. 1 люжон = 1 л/м/10 атм.

Особенно велико влияние подземных вод на устойчивость массивов грунтов на природных склонах и искусственных откосах. Под воздействием подземных вод, в частности благодаря действию гидростатических, гидродинамических сил, уменьшается общая устойчивость обводненных склонов, возникают такие геологические процессы, как механическая суффозия, оплывание откосов, разжижение водонасыщенных песков под действием динамических нагрузок и др. Сложные вопросы взаимодействия подземных вод и грунтов в массивах являются предметом специального исследования таких разделов геологической науки, как гидрогеомеханика, инженерная геодинамика, механика грунтов и динамика подземных вод.

ТЕМПЕРАТУРА МАССИВА ГРУНТОВ И ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ ЖИДКОЙ КОМПОНЕНТЫ

При инженерно-геологических изысканиях приходится изучать и температурное поле массивов. Такие работы как обязательные выполняются при исследованиях, связанных с проектированием, строительством и эксплуатацией подземных сооружений (шахты, метрополитен, специальные объекты и др.) в любых по температурным условиям массивах грунтов, а в областях развития грунтов с низкими положительными и любыми по значению отрицательными температурами — во всех случаях без исключения. Это обусловлено не только тем, что температурное поле массива грунтов необходимо учитывать при проектировании санитарных и технологических условий эксплуатации будущих сооружений, но и тем, что температура грунтов влияет, а в области отрицательных значений определяет свойства грунтов и слагаемых ими массивов.

Такое значение данной области температур обусловлено тем, что в ее пределах вода как главная составляющая жидкой компоненты переходит, за исключением незамерзшей воды, в твердую фазу — лед, а грунты, его содержащие, составляют особый класс — класс мерзлых, или криогенных, грунтов. Для них, а также для массивов, главными факторами, определяющими инженерно-геологические особенности, являются льдистость и температура (см. гл. 19). И если в отношении грунтов-образцов ведущим признаком является содержание текстурообразующих льдов, то при оценке массива грунтов приходится учитывать содержание и текстурообразующих льдов, и так называемых моноледяных тел — повторно-жильных, пластовых и других типов льдов, совместно характеризующих макрольдистость массива.

При изучении массивов грунтов чрезвычайно важно оценить возможность перехода на длительный период времени температуры через 0°С под воздействием и природных, и техногенных причин. Этот процесс приводит к кардинальному изменению состояния и свойств массивов, сложенных и дисперсными, и мерзлыми, а в некоторых случаях и скальными грунтами. Так, массив дисперсных грунтов любого состава при переходе температуры в область отрицательных значений трансформируется в массив криогенных грунтов, характер инженерно-геологических особенностей которых определяется, как показано ранее, принципиально новыми факторами. То же самое происходит и при промерзании массивов, сложенных скальными трещиноватыми, в разной степени водонасыщенными грунтами.

Столь же кардинальные изменения претерпевают массивы криогенных грунтов при повышении температуры выше 0°С под влиянием природных или

техногенных причин. Например, массив многолетнемерзлых торфяно-песчано-глинистых льдистых или сильнольдистых грунтов при оттаивании трансформируется в массив дисперсных грунтов такого же гранулометрического состава, но по своим физико-механическим свойствам торфа, песка и глины будут представлять грунты слабые. Массив, сложенный многолетнемерзлыми трещиноватыми песчаниками и алевролитами, водонепроницаемыми вследствие заполнения трещин и пор льдом, после оттаивания изменит свои свойства и будет представлять собой массив скальных водопроницаемых грунтов.

АНИЗОТРОПИЯ СВОЙСТВ МАССИВА ГРУНТОВ

Анизотропией в общем случае называют зависимость свойств среды от избранного направления. Анизотропность и неоднородность являются родственными характеристиками: любую анизотропную среду всегда можно сопоставить с неоднородной, в которой определенные неоднородные элементы расположены в пространстве закономерным образом, т.е. когда налицо определенная структура (Рац, 1968). Хорошо известна анизотропия грунтов и их массивов по важнейшим показателям свойств: фильтрационная анизотропия в лёссах, анизотропия прочности на сжатие, растяжение и сдвиг в слоистых грунтах и др.

Анизотропия является важной характеристикой массива горных пород. Без данных об анизотропии невозможно правильно оценить работу массива во взаимодействии с инженерным сооружением, устойчивость грунтов на склонах и в горных выработках и решить многие другие практические задачи инженерной геологии. Отнесение геологического объекта к анизотропному или изотропному зависит от масштаба. По аналогии с перечисленными выше уровнями неоднородности следует различать анизотропию свойств кристалла, анизотропию, обусловленную текстурой грунтов, анизотропию за счет макрослоистости или макротрещиноватости массива и т.д.

При изучении анизотропии свойств грунтов в массиве некоторые исследователи различают первичную и вторичную анизотропию, причиной которых являются различные геологические факторы (Куюнджич, 1960). Причиной первичной анизотропии могут являться упорядоченная ориентировка кристаллов при образовании магматических пород, слоистость в осадочных горных породах, сланцеватость в метаморфических породах. Причинами вторичной анизотропии Бр.Куюнджич называет трещиноватость различного генезиса, напряженное состояние грунтов и наличие зон разуплотнения и разгрузки на склонах. Главной причиной анизотропии свойств массивов скальных грунтов является их трещиноватость. Вместе с тем сильная равномерно распределенная трещиноватость делает массив изотропным.

В результате наложения вторичной анизотропии на первичную анизотропия массива грунтов как единого геологического тела может резко отличаться от анизотропии свойств слагающих его грунтов как по ориентировке в пространстве, так и по степени проявления. Так, массив, сложенный слоистыми грунтами с анизотропными свойствами, может оказаться изотропным за счет трещиноватости. С другой стороны, практически изотропный массив сохранных магматических пород может проявиться как анизотропный благодаря упорядоченной системе, например, тектонических трещин.

Количественно анизотропию оценивают коэффициентом анизотропии, который равен отношению максимальных величин к минимальным, полу-

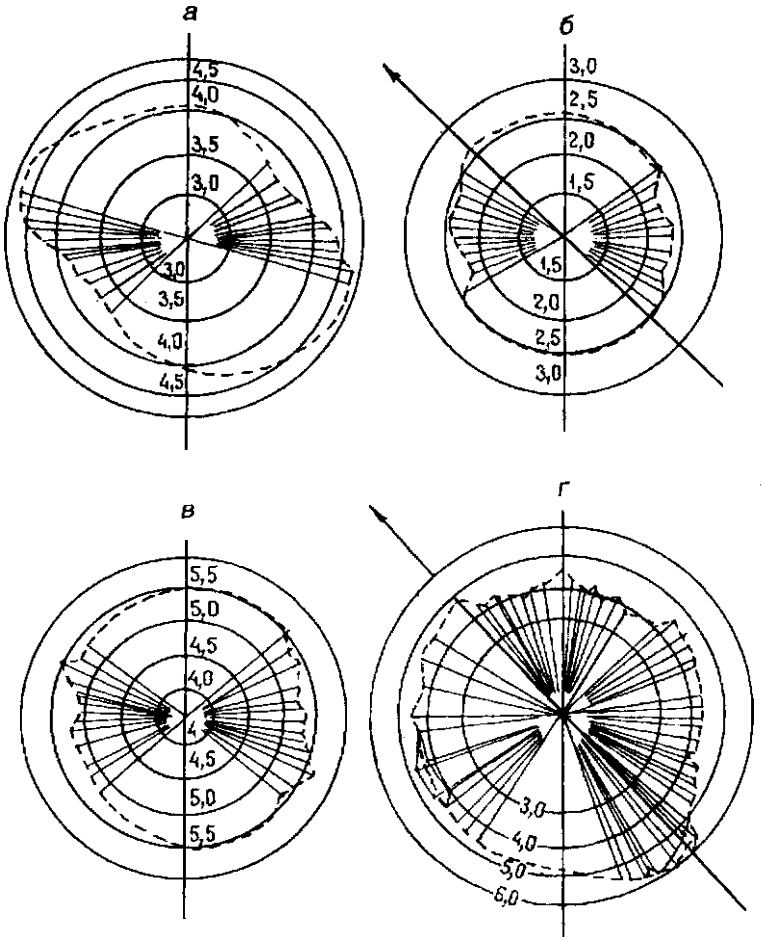


Рис. 30.3. Круговые диаграммы изменения скорости продольных волн в массиве (*по Г.А.Голодковской, Л.В.Шаумян*):

а — переслаивание песчаников и алевролитов (анизотропный массив); *б* — то же в зоне влияния разлома; *в* — порфировые базальты (изотропный массив); *г* — то же в зоне влияния разлома (анизотропный массив), стрелкой показано направление разлома

ченным при измерении последующего свойства в различных направлениях. Для описания анизотропии массива обычно используют некоторые диаграммы или индикатрисы. Индикатрисы представляют собой круговые диаграммы, которые строятся для исследуемого показателя в заданном масштабе и показывают изменение этого показателя в пространстве. На рис. 30.3 приведены индикатрисы скоростей распространения упругих волн в изотропном и анизотропном массивах. Были исследованы два типа анизотропии, обусловленные слоистостью и трещиноватостью. Первый тип анизотропии был изучен на слоистых массивах, сложенных песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Исследования показали, что скорости распространения упругих волн вдоль и вкрест слоистости существенно различаются как для каждой из названных пород, так и для массива в целом. Максимальные скорости отмеча-

ются в направлении напластования, что отчетливо видно на круговой диаграмме, длинная ось которой направлена по напластованию пород (рис. 30.3, *а*). Коэффициент анизотропии составляет 1,25—1,50.

В первично анизотропном массиве, сложенном алевролитами, песчаниками и аргиллитами, увеличение трещиноватости вблизи тектонического нарушения привело к уменьшению степени анизотропности массива. Анизотропия упругих свойств, обусловленная слоистостью, нивелировалась в этом случае тектонической трещиноватостью (рис. 30.3, *б*).

Второй тип анизотропности связан с наличием в массиве одной преобладающей системы тектонических трещин в зоне влияния крупного тектонического нарушения. Массив сложен базальтами, изотропными по характеру трещиноватости вдали от тектонического нарушения (рис. 30.3, *в*). Вблизи разлома отмечена резкая анизотропия скоростей продольных волн (рис. 30.3, *г*). Максимальный коэффициент анизотропии равен 1,40. Ориентировка длинной оси индикатрисы скоростей практически совпадает с направлением тектонического нарушения, что объясняется преобладающим развитием в массиве систем трещин, параллельных плоскости сброса, и приуроченностью максимальных значений скоростей к направлению простирания преобладающих систем трещин.

Приведенный пример показывает, насколько сложный характер может иметь анизотропия свойств массивов грунтов, как важно при инженерно-геологическом изучении установить ее природу, а также не допускать перенесения на массив параметров анизотропности, полученных при испытаниях на образцах.

НЕОДНОРОДНОСТЬ СТРОЕНИЯ И СВОЙСТВ МАССИВА ГРУНТОВ

Неоднородность, или изменчивость, свойств является важной структурной характеристикой массива грунтов, необходимой для правильного инженерно-геологического опробования массива (размещения выработок, отбора образцов, определения мест проведения крупномасштабных опытов in situ), для учета масштабных эффектов при перенесении результатов исследования ограниченных объемов образца грунта на объемы, по своим размерам сопоставимые с размером инженерного сооружения, для выбора правильной схемы инженерных расчетов.

Массивы грунтов, как правило, имеют неодинаковые значения показателей физических и механических свойств в разных точках. Эти особенности обусловлены неоднородностью их состава и строения. Различают первичную и вторичную неоднородность массива. Первичную (сингенетическую) неоднородность массив приобретает в процессе образования слагающих его грунтов. Она может быть обусловлена неоднородностью минерального и гранулометрического состава осадка, слоистостью, переслаиванием толщ разного состава и мощности, первичной трещиноватостью. Вторичная (эпигенетическая) неоднородность — это неоднородность за счет тектонических процессов, выветрелости и других гипергенных преобразований. Благодаря наложению второй неоднородности на первую первично неоднородный массив можно часто рассматривать как практически однородный.

Так, массив переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, т.е. неоднородный по физико-механическим свойствам, будучи разбит систе-

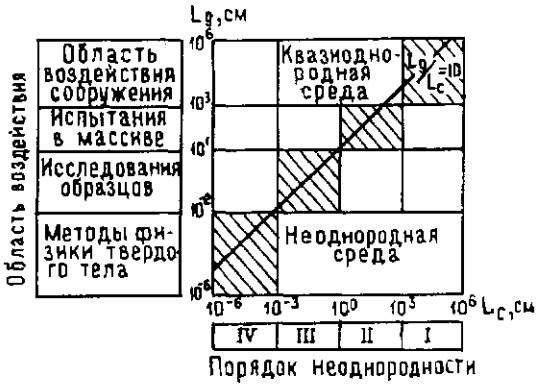


Рис. 30.4. Диаграмма структурной неоднородности горных пород в массиве *(по М.В.Рацу)*

мой крутопадающих трещин, может оцениваться как однородный, состоящий из блоков (обломков), разделенных поверхностями ослабления. С другой стороны, практически однородный гранитоидный массив может иметь существенно различные свойства в разных участках благодаря различной трещиноватости или выветрелости. Однородных геологических тел в природе не существует, правильнее говорить об их «статистической однородности», или «квазиоднородности».

Отнесение массива к однородному или неоднородному зависит от уровня (масштаба) рассмотрения явления. В зависимости от решаемой задачи в качестве однородного элемента могут рассматриваться геологические объекты различных размеров. Так, М.В.Рац выделил пять уровней (порядков) неоднородности структуры таких объектов, начиная от мельчайших кристаллов и кончая геологическими телами протяженностью в несколько сотен и даже тысяч километров (рис. 30.4). В соответствии с его классификацией — неоднородность IV уровня — это неоднородность реальных кристаллов за счет дефектов кристаллической решетки; неоднородность III уровня — это неоднородность состава, структуры и текстуры грунтов в рамках одного петрографического типа; неоднородность II уровня — неоднородность состава и строения грунта в пределах пачки, ритма, слоя, неоднородность за счет трещиноватости и мелких геологических дислокаций; неоднородность I уровня — неоднородность массива грунтов, обусловленная наличием различных по составу и строению горизонтов и слоев, различной степенью литификации, тектоническими нарушениями, зонами гидротермальной переработки выветривания, разгрузки и т.д.; неоднородность нулевого уровня обычно описывается как региональная изменчивость, обусловленная фациальным и формационными различиями геологических тел.

Наибольшее значение при оценке поведения массивов горных пород во взаимодействии с сооружением имеют неоднородности III и II порядков. В общем случае, в зависимости от отношения размеров элементов неоднородности к размерам области воздействия сооружения различают: 1) ультранеоднородность, объем элементов которой на два-три порядка меньше области воздействия $L_c << L_g$; 2) микро- или эффективная неоднородность, с объемом элементов L_c, определяемым отношением $L_c < L_g$; 3) макронеоднородность, объем элементов которой равен или превышает область воздействия $L_c \geq L_g$.

При рассмотрении какого-либо явления на одном уровне, например на уровне образца грунта, слоя или массива, неоднородность внутри него обусловливается характером изменения какого-либо свойства или группы свойств в пространстве или во времени, т.е. пространственно-временной изменчивостью. Выделено три основных режима пространственно-временной изменчи-

Таблица 30.1

Режимы пространственной изменчивости состава и свойств грунтов

(по Г.К.Бондарику, с упрощениями)

Название режима изменчивости		В каких случаях наблюдается режим изменчивости
общее	уточненное в соответствии с многомерным законом распределения	
Нестационарный	Нестационарный нормальный Нестационарный логнормальный[1]	Наблюдается при исследовании изменчивости показателей состава и свойств грунтов в пределах выделенных геологических тел: в направлении, параллельном направлению сноса, или близких к нему направлениях на достаточных по протяженности отрезках; в направлении, ориентированном по мощности исследуемого тела
Стационарный	Стационарный нормальный Стационарный логнормальный[1]	Наблюдается при исследовании изменчивости показателей свойств и состава грунтов в пределах выделенных геологических тел; в направлении вдоль фронта сноса материала или близких к нему направлениях на достаточных по протяженности участках профиля; в промежуточных направлениях на ограниченных участках, в направлении, ориентированном по мощности, в пределах выдержанного по исследуемому показателю слоя
Квазифункциональный	Квазифункциональный нормальный Квазифункциональный логнормальный[1]	Наблюдается при исследовании изменчивости показателей состава и свойств грунтов в земляных сооружениях или при искусственном воздействии на свойства горных пород

[1] Предполагается, что в отдельных случаях могут встретиться и другие законы распределения (например, М.Максвелла или М.М.Саттарова).

вости показателей состава и свойств грунтов естественного сложения: нестационарный, стационарный, квазифункциональный (табл. 30.1).

Режим изменчивости называется нестационарным, когда значения показателя состава или свойств грунта закономерно, хотя и скачкообразно (по Н.В.Коломенскому), изменяются в каком-либо направлении (рис. 30.5). Примерами нестационарной изменчивости могут служить закономерное изменение гранулометрического состава грунтов от области питания к области аккумуляции, изменение с глубиной величины пористости грунтов, изменение трещиноватости пород по мере удаления от тектонического разлома и др.

Под стационарной изменчивостью понимают такой режим изменения исследуемого показателя, когда его значения в каком-нибудь направлении изменяются незакономерно, скачкообразно, а график изменчивости имеет характер пилы (см. рис. 30.5). Стационарный характер имеет изменчивость свойств грунтов по простиранию толщи, естественная тре-

Рис. 30.5. График, иллюстрирующий инженерно-геологическую изменчивость грунтов:

1 — нестационарная скачкообразная закономерная *(по Н.В.Коломенскому)*; *2* — стационарная (скачкообразная незакономерная); *3* — квазифункциональная (функциональная)

щиноватость пород, изменчивость гранулометрического состава в направлении, параллельном фронту сноса материала и др.

Квазифункциональный режим изменчивости можно охарактеризовать как разновидность закономерной (нестационарной) изменчивости, когда на регулярную составляющую изменчивости наложены случайные флуктуации с небольшой амплитудой. Подобную изменчивость можно установить при изучении свойств искусственно закрепленных грунтов. В этом случае на естественный режим изменчивости какого-нибудь показателя (например, водопроницаемости) накладывается закономерное изменение этого показателя в результате технической мелиорации. В естественных геологических телах этот режим изменчивости встречается реже первых двух.

Изменчивость показателей инженерно-геологических особенностей грунтов различна в разных направлениях. Так, в осадочных недислоцированных отложениях наибольшая изменчивость наблюдается в направлении сноса исходного материала, а наименьшая — вдоль фронта сноса. Эти два направления Г.К.Бондарик предложил называть главными направлениями изменчивости. Главные направления изменчивости можно выделить и в дислоцированных толщах пород: максимальная изменчивость прослеживается вкрест геологических структур, а минимальная — по их простиранию.

Важной характеристикой является степень неоднородности массива, т.е. интенсивность и характер ее в пределах исследуемой области. Степень неоднородности массива по какому-нибудь свойству принято количественно оценивать величиной коэффициента вариации. Его можно использовать для оценки неоднородности только по отношению к аддитивным характеристикам, т.е. таким, значения которых не зависят от масштаба единичных измерений. Оценка степени неоднородности массива по неаддитивным характеристикам требует учета масштабных эффектов. Одним из примеров подхода к решению задачи в этом случае является прием, предложенный А.И.Савичем (1968). Автор предлагает использовать для оценки степени неоднородности график изменения исследуемого параметра в зависимости от масштаба измерений. Им использован график изменения скорости распространения упругих волн, величины которых при сейсмоакустических исследованиях могут быть получены для любых объемов пород. Для оценки степени неоднородности по величине v_p строится график, на оси абсцисс которого откладываются объемы опробованной породы (слоя, массива), а по оси ординат скорости распространения упругих волн (v_p) в этом объеме. Построенные по этой методике графики представляют собой кусочно-гладкие кривые, наклон которых к оси X определяется степенью неоднородности исследуемого массива (см. рис. 30.3): чем круче кривая, тем более неоднороден массив. Количественная оценка неоднородности по подобным графикам выполняется путем вычисления коэффициента однородности по формуле:

$$m = \frac{\lg\left[\dfrac{w_0 v_{\mathrm{mod(min)}} - (v_{\mathrm{mod(max)}} - v_{\mathrm{mod}\,i})}{w_i v_{\mathrm{mod}\,i}(v_{\mathrm{mod(max)}} - v_{\mathrm{mod(min)}})}\right]}{\lg \dfrac{v_{\mathrm{mod}\,i}}{v_{\mathrm{mod(min)}}}},$$

где w_0 — наибольший объем единичных измерений; w_i — объем единичных измерений в заданной точке; $v_{\mathrm{mod\,(max)}}$ — максимальное значение скорости на

данном графике, соответствующее наименьшему объему единичных измерений; $v_{mod\,(min)}$ — минимальное значение скорости на данном графике, соответствующее наибольшему объему единичных измерений.

По величине коэффициента m различаются массивы — слабонеоднородные, с коэффициентом однородности m >1000; умереннонеоднородные при m = 500—1000 и сильнонеоднородные, когда m < 500.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ МАССИВА ГРУНТОВ

Горные породы в земной коре находятся в напряженном состоянии, которое обусловлено действием двух силовых полей — гравитационного и тектонического. Величины напряжений, испытываемых горными породами, даже в верхних горизонтах земной коры достаточно велики, о чем свидетельствуют, например, такие явления, как горные удары и стреляние грунтов в шахтах и при проходке туннелей.

В последнее время изучению напряженного состояния массивов грунтов уделяется все большее внимание. Знание величин и распределение напряжений необходимы для расчета устойчивости склонов, безопасного ведения горных работ, оценки устойчивости оснований плотин и других инженерных сооружений.

Существует несколько гипотез о характере распределения напряжений как в верхних частях земной коры в целом, так и в отдельных массивах. Наиболее простым является случай, когда напряженное состояние обусловлено только гравитационными силами, т.е. весом толщи грунтов, залегающих над рассматриваемой точкой массива. Тогда вертикальная составляющая напряжений, испытываемых массивом грунта, равна $\sigma_z = \rho H$, где ρ — величина объемного веса грунта вышележащей толщи, а H — глубина рассматриваемой точки от поверхности.

Если бы под действием вертикальной гравитационной силы массив мог свободно сжиматься, одновременно расширяясь в горизонтальных направлениях, то горизонтальные напряжения в нем равнялись бы нулю. На самом деле этого не происходит, так как горизонтальному расширению массива препятствуют окружающие грунты: в массиве возникают горизонтальные сжимающие напряжения σ_x и σ_y. Величины горизонтальных напряжений в упругом изотропном массиве равны и зависят от коэффициента поперечных деформаций (коэффициента Пуассона) породы:

$$\sigma_x = \sigma_y = \frac{\mu}{1-\mu}\rho H = \xi \rho H,$$

где μ — коэффициент Пуассона, а величина $\xi = \frac{\mu}{1-\mu}$ — коэффициент бокового распора (или бокового отпора).

Рассмотренная задача впервые была решена академиком А.Н.Динником в 1925 г. и получила широкое распространение в строительстве и горном деле.

Выше (см. гл. 14) было показано, что коэффициент Пуассона изменяется от 0,08 до 0,5. При его максимальном значении $\sigma_z = \sigma_x = \sigma_y$ происходит гидростатическое распределение напряжений в массиве. Гипотеза о гидростатическом напряженном состоянии массива была выдвинута во второй половине

Таблица 30.2

Значение горизонтальных главных напряжений в слоях пород с различными коэффициентами бокового распора

(по И.А.Турчанинову, 1977)

Глубина *H*, м	Вертикальное главное напряжение, МПа	1-й случай			2-й случай		
		μ	ξ	горизонтальное напряжение, МПа	μ	ξ	горизонтальное напряжение, МПа
500	15	0,20	0,25	37,5	0,35	0,44	72,6
550	16,5	0,35	0,44	68,2	0,20	0,25	41,2

XIX в. швейцарским геологом А.Геймом. Последующие исследования показали, что гидростатическое напряженное состояние массива является частным случаем по отношению к описываемому решению А.Н.Динника, и под действием сил гравитации может быть достигнуто в скальных грунтах лишь на очень больших глубинах. В пластичных разностях (глинах, каменной соли, углях, аргиллитах) напряженное состояние массива может иметь гидростатический характер уже на небольших глубинах.

Приведенные формулы являются достаточно общими. В реальных массивах грунтов величины напряжений могут значительно отличаться от ожидаемых. Объясняется это прежде всего неоднородностью строения массива. Так, если массив имеет слоистое строение и величины коэффициента поперечных деформаций (μ) для пород каждого слоя существенно различны, то при переходе от слоя с большим значением μ к слою с его меньшим значением происходит локальное уменьшение величин горизонтальных напряжений. Подобное уменьшение горизонтальных напряжений с глубиной показано в табл. 30.2.

В первом из приведенных случаев в нижнем слое значение μ более высокое, во втором — наоборот. Плотность пород обоих слоев одинакова, около 3 г/см^3. Из таблицы видно, что вертикальные напряжения растут с глубиной по зависимости $\sigma_z = \rho$, а горизонтальные во втором случае оказались в нижнем слое меньшими, чем в верхнем.

Более того, даже вертикальные напряжения в реальных массивах часто возрастают по мере роста глубин не монотонно, а скачкообразно (рис. 30.6). В породах с высокими значениями модуля упругой деформации (например, в долеритах) напряжения значительно выше, чем в подстилающих их осадочных породах (песчаниках, мергелях) с более низкими значениями модуля упругости.

Более сложным оказывается поле напряжений при действии на массив тектонических сил (рис. 30.7). Часто в тектонически активных районах горизонтальные напряжения не только равны вертикальным, но и превышают их. Аномально высокие величины горизонтальных напряжений зафиксированы при измерениях в горных выработках до глубины свыше 1000 м во многих точках земного шара в породах кристаллического фундамента, в складчатых толщах, в зонах влияния дизъюнктивов. В нашей стране первые случаи проявления высоких горизонтальных напряжений были отмечены и изучены И.А.Тур-

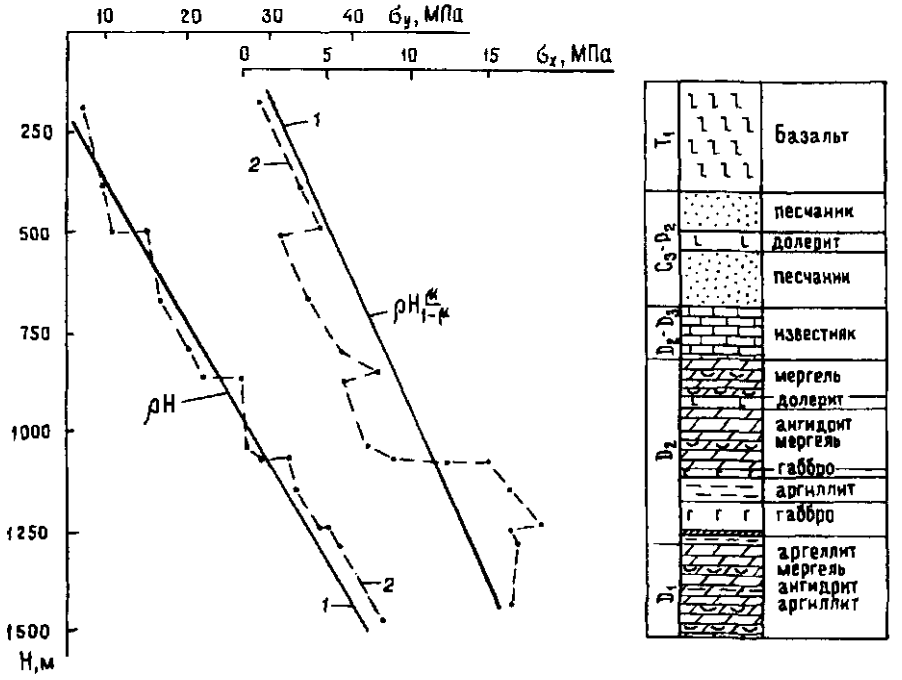


Рис. 30.6. Изменение вертикальных (σ_y) и горизонтальных (σ_x) напряжений с глубиной *(по Л.Л.Панасьян)*:

1 — рассчитаны по уравнению Динника; *2* — получены с учетом деформационных свойств грунтов

чаниновым в рудниках Хибинского массива на Кольском полуострове. Здесь в горных выработках на глубине 100—150 м от поверхности, в очень прочных породах (R_c =180 МПа) началось интенсивное стреляние горных пород — внезапные отскоки от стенок и кровли выработок тонких пластин породы массой до десятков килограммов. Отскоки пород сопровождались сильным звуковым эффектом, напоминающим стрельбу. Максимально возможные напряжения за счет веса вышележащих пород не могли превышать 15—17 МПа, т.е. были на порядок меньше прочности пород.

Для выяснения природы этого феномена в горном институте Кольского филиала РАН были выполнены специальные исследования, включающие измерения напряжений в разных точках массива. Они показали, что на глубине в интервале от 100 до 600 м горизонтальные напряжения равны 57—78 МПа, т.е. превышают вертикальную составляющую поля гравитационных напряжений на глубине 100 м в 20 раз, а на глубине 600 м — в 4 раза, а горизонтальную составляющую, рассчитанную по приведенным выше формулам, соответственно в 60 и 12 раз. Причиной таких аномалий могут быть только тектонические сжимающие силы.

Подобный эффект действия горизонтальных тектонических сил подтверждается теоретическими расчетами. Результаты одного из таких расчетов приведены на рис. 30.8. Отчетливо видно, что при приложении к массиву дополнительных горизонтальных сил, имитирующих тектонические, происходит как бы инверсия горизонтальных напряжений. В приповерхностных частях

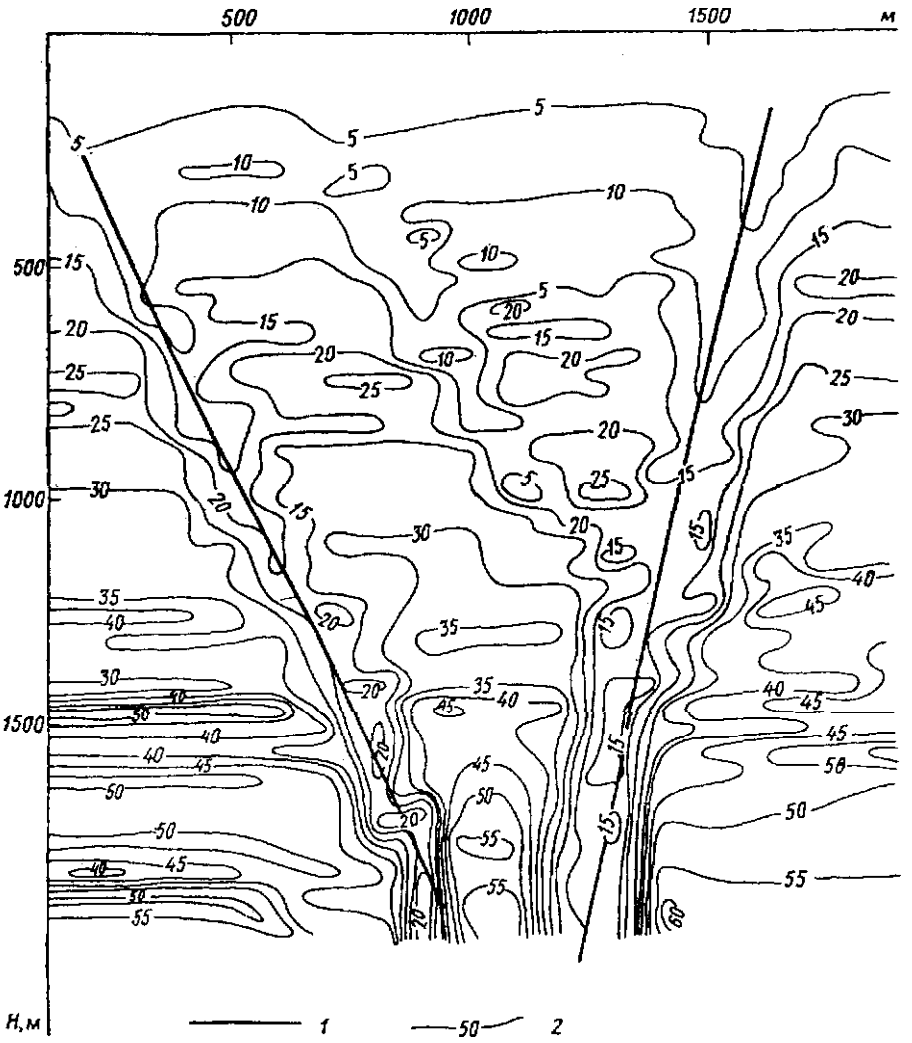


Рис. 30.7. Распределение вертикальных напряжений в массиве сложного строения (*по Л.Л.Панасьян*):

1 — тектонические нарушения; *2* — изолинии и величины напряжений, МПа

массива, где удельный вес вертикальной составляющей поля напряжений очень невелик, горизонтальные напряжения значительно превышают вертикальные. С глубиной при постоянной величине горизонтальных сил значимость вертикальной составляющей повышается и на глубине H распределение напряжений приближается к гидростатическому, а еще глубже вертикальные напряжения должны превысить горизонтальные.

Формы, условия и закономерности проявления в земной коре тектонического силового поля разнообразны и изучены еще недостаточно. Тектоническое поле неоднородно как в пределах крупных элементов земной коры, так и в рамках локальных геологических структур. Обобщение множества фактических данных, выполненное П.Н.Кропоткиным, показало, что в пределах

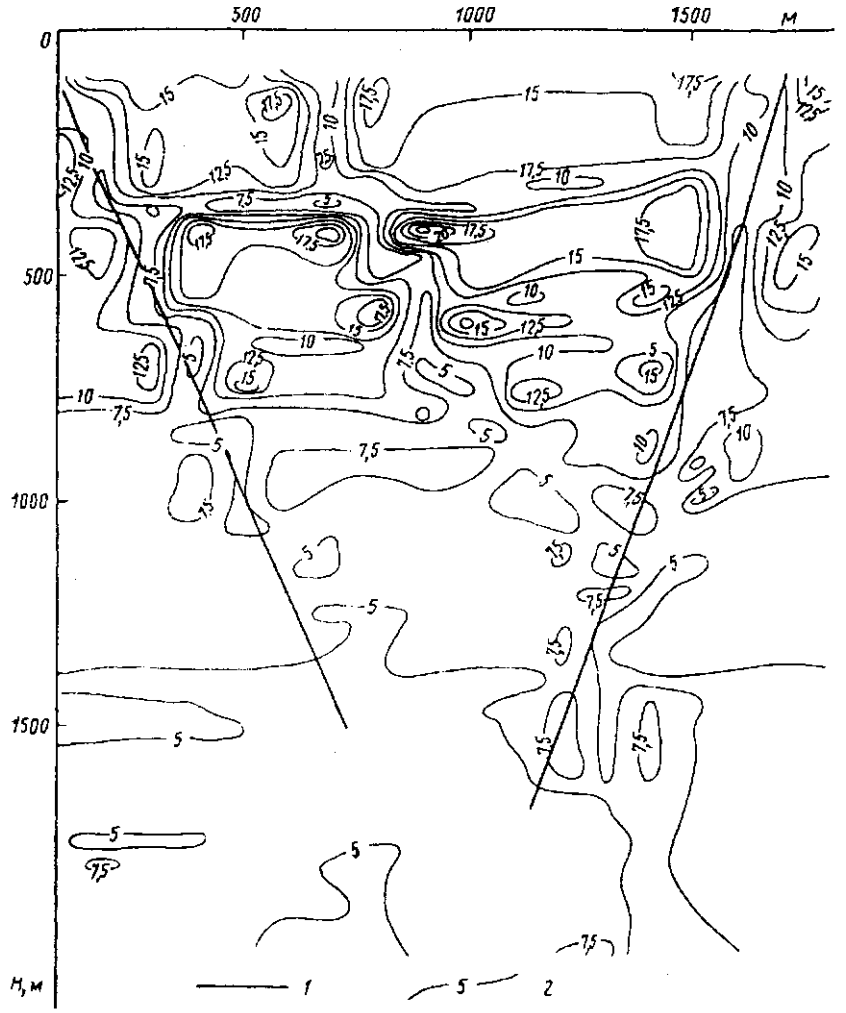


Рис. 30.8. Распределение горизонтальных напряжений в массиве сложного строения с учетом тектонических сил *(по Л.Л.Панасьян)*:

1 — тектонические нарушения; *2* — изолинии и величины напряжений, МПа

осадочного чехла платформенных плит величины напряжений близки к гравитационным, на щитах и в большинстве горно-складчатых структур, особенно альпийской складчатости, напряжения существенно выше гравитационных, а в некоторых регионах, например в складчатых структурах Алтая, ниже гравитационных. Преобладают напряжения сжатия, однако в отдельных зонах, обычно приуроченных к дизъюнктивам, зафиксированы растягивающие напряжения.

На фоне общей картины абсолютные величины и распределение напряжений в конкретных массивах могут быть совершенно различными. На рис. 30.7 и 30.8 показано влияние на величину естественных напряжений тектонических разломов. Перед фронтом дизъюнктива величины напряжений увеличиваются, а в зоне смещения резко падают. Подобная закономерность имеет

важное практическое значение: при проходке подземных выработок в зонах концентрации напряжений возможны разрушения грунта, их выбросы, стреляние, горные удары; в зонах разгрузки наиболее вероятны вывалы.

Кроме того, неоднородность поля естественных напряжений зависит от: 1) характера более мелких тектонических структур (синклинальных и антиклинальных складок, разломов и прочих тектонических нарушений); 2) направления и величины действующих тектонических сил; 3) степени тектонической сложности и нарушенности района; 4) характера залегания грунтов; 5) неоднородности геологического разреза массива, проявляющейся в изменчивости физико-механических свойств грунтов, 6) строения рельефа, 7) степени обводненности массива; 8) геотермических условий и др. Под влиянием этих факторов различия в величинах напряжений могут достигать настолько больших значений, что их необходимо учитывать при проектировании, строительстве и эксплуатации подземных и наземных сооружений. Изучение и оценка напряженного состояния массивов грунтов представляют не только научный интерес, но и имеют большое практическое значение. С напряженным состоянием связано возникновение таких опасных горно-геологических явлений в подземных выработках, как горные удары, выбросы и стреляние пород. Характеристика напряженного состояния пород необходима для расчета устойчивости различных подземных сооружений, безопасного ведения подземных работ и прогноза устойчивости склонов и т.д.

30.4. О классифицировании массивов грунтов

В современной литературе по инженерной геологии, горному делу и механике грунтов нет общепринятой инженерно-геологической классификации массивов. Опубликованы специальные классификации применительно к определенным видам строительства (скальных оснований плотин, разработке месторождений полезных ископаемых и др.).

В табл. 30.3 приведена классификация массивов по вещественному составу. Это по существу фрагмент общей классификации, показывающий принципиальный подход к ее составлению.

Иерархически построенная классификация литолого-структурных и дизъюнктивных массивов скальных грунтов, разработанная Л.В.Шаумян, М.Матулой и Г.А.Голодковской, приведена в табл. 30.4. Под литолого-структурными массивами понимаются объемные геологические тела, образующие пространственно обособленные структуры разных порядков. Массивы дизъюнктивов представляют собой линейные геологические тела, образованные разрывными нарушениями.

Литолого-структурные массивы первого порядка — это крупные тела, по объему соответствующие геологической структуре типа складки, моноклинали или структурно-тектонического блока. Размеры их достигают несколько сотен, а иногда и тысяч метров. Массивы I порядка обычно сложены породами одной геологической формации, границами их могут быть границы геологических формаций или региональных разломов. Строение массивов I порядка определяется набором и соотношением слагающих его литологических комплексов, характером и соотношением внутриформационных дислокаций.

Массивы II порядка имеют меньшие размеры — десятки и сотни метров, по объему они часто отвечают литологическим макрофациям. При оценке

Таблица 30.3

Классификация массивов грунтов по вещественному составу

Массивы				Примеры
Сложенные скальными грунтами	Сложенные магматическими грунтами			массивы гранитоидов в районе Красноярской ГЭС на Енисее. Траповые массивы долеритов на Сибирской платформе
	Сложенные метаморфическими грунтами			массив кристаллических сланцев в основании Саяно-Шушенской ГЭС. Массивы, сложенные таврическим флишем в Крыму
	сложенные осадочными грунтами	нерастворимыми	сцементированными обломочными	массивы четвертичных конгломератов в районе Уч-Курганской плотины на р. Нарын
			кремнистыми прочными	массивы опоковидных пород Зауралья
		растворимыми	карбонатными	массивы известняков района Ингури ГЭС на Кавказе, Токтогульской ГЭС в Средней Азии
			преимущественно сульфатно-доломитовыми	массивы нижнепермских отложений Предуралья
			преимущественно сульфатными и галоидными	массивы солянокупольных структур Прикаспия, месторождений калийных солей Соликамска и др.
Сложенные дисперсными грунтами	сложенные осадочными грунтами	крупнообломочными		массивы, сложенные пролювиальными отложениями, аллювием горных рек и др.
		песчаными		эоловые песчаные массивы
		пылеватыми (лёссовыми)		лёссовые массивы Средней Азии и других районов
		глинистыми		массивы сыртовых и хвалынских глин в Поволжье
		смешанного состава		массивы, сложенные моренами, аллювием равнинных рек и др.
Сложенные скальными и дисперсными грунтами	сложенные осадочными грунтами	сцементированными обломочными и дисперсными песчано-глинистыми		Кайнозойские молассы межгорных впадин Средней Азии
		скальными растворимыми и дисперсными песчано-глинистыми		массивы пород района КМА, сложенные мезозойскими, меломергельными и песчано-глинистыми породами
		сцементированными и обломочными, карбонатными, сульфатными и дисперсными песчано-глинистыми		массивы пермских красноцветов в районах Чебоксарской ГЭС на Волге, Воткинской ГЭС на Каме

Таблица 30.4

Классификация скальных грунтов по литолого-структурным и дизъюнктивным признакам

(по Л.В.Шаумян, М.Матуле и Г.А.Голодковской)

Массивы порядка	Классификационные признаки и их характеристики				
	границы	признаки однородности	размеры (мощность), м	элементы структуры	соотношение структурных элементов
Литолого-структурные массивы					
I	Литологических формаций и разрывных нарушений I порядка	Однородность формаций	$n \cdot 1000 - n \cdot 100$	Литологические комплексы	Литологических комплексов
II	Литологических комплексов и тектонических нарушений II порядка	Однородность комплексов	$n \cdot 100 - n \cdot 10$	Литологические типы	Литологических типов
III	Литологических типов	Однородность литологического состава	$n \cdot 10 - n \cdot 1$	Массивы однородной блочности	Однородной блочности
IV	Инженерно-геологических разновидностей	Однородность трещиноватости	$n \cdot 1 - n \cdot 0{,}1$	Элементарные блоки	Элементарных блоков
Массивы дизъюнктивов					
I	Региональных тектонических нарушений	Сложное зональное строение	$n \cdot 1000 - n \cdot 100$	Массивы простого строения	Региональной модели массивов простого строения
II	Локальных тектонических нарушений	Простое зональное строение	$n \cdot 100 - n \cdot 10$	Зоны тектонических нарушений	Различных тектонических зон
III	Отдельных тектонических зон	Однородность трещиноватости	$n \cdot 10 - n \cdot 1$	Подзоны тектонических нарушений	Пространственное отдельных подзон
IV	Подзон (по степени раздробленности)	Однородность динамометаморфической переработки	$n \cdot 1 - n \cdot 0{,}1$	Элементарные блоки	Элементарных блоков

массивов II порядка как оснований и среды различных инженерных сооружений они рассматриваются как сложные, неоднородные по составу, строению и свойствам геологические тела.

Массивы III порядка — литологически (петрографически) однородные тела размером от нескольких метров до нескольких десятков метров, а массивы IV порядка — это отдельные части массивов III порядка, характеризующиеся не только одинаковым петрографическим составом, но и одинаковым состоянием пород (одинаковой трещиноватостью, размером блоков и т.д.).

Массивы горных пород часто отделены друг от друга разрывными нарушениями. Эти разрывные нарушения (дизъюнктивы) тоже представляют собой геологические тела разных размеров, протяженностью от нескольких тысяч метров до первых десятков и шириной от нескольких километров до нескольких метров. В зависимости от размеров и внутреннего строения в дизъюнктиве также могут быть выделены массивы нескольких порядков (см. табл. 30.4). Наиболее крупные из них — массивы I порядка — отвечают крупным региональным тектоническим нарушениям, имеющим сложное зональное строение с несколькими смещениями.

К массивам II порядка отнесены дизъюнктивы простого строения, с одной поверхностью смещения и определяющими ее зонами тектонической нарушенности пород. Каждая такая зона, в свою очередь, может рассматри-

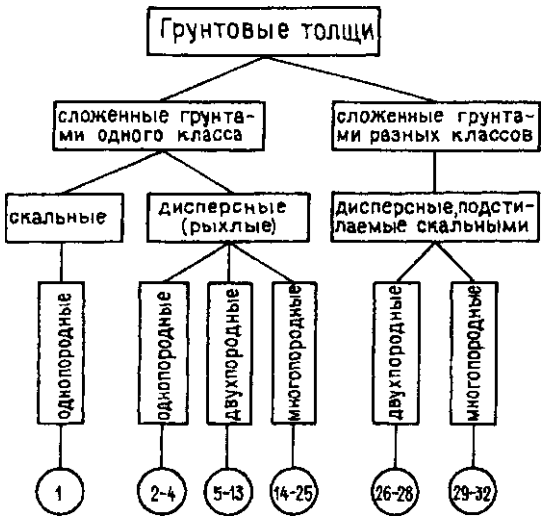


Рис. 30.9. Схема подразделения грунтовых толщ по признакам состава и строения *(по В.Т.Трофимову и др., 1988)*:

1 – скальные; *2* – песчаные; *3* – лёссовые; *4* – глинистые; *5* — песчаные и крупнообломочные переслаивающиеся, с преобладанием песчаных в верхней части толщи; *6* — песчаные, подстилаемые глинистыми; *7* — песчаные и глинистые переслаивающиеся, с преобладанием песчаных в верхней части толщи; *8* — лёссовые, подстилаемые песчаными; *9* – лёссовые подстилаемые глинистыми; *10* — глинистые, подстилаемые песчаными; *11* — глинистые и песчаные переслаивающиеся, с преобладанием глинистых в верхней части толщи; *12* — торфяные, подстилаемые песчаными; *13* — торфяные, подстилаемые глинистыми; *14* — преимущественно крупнообломочные; *15* — преимущественно крупнообломочные, с песчаным слоем в верхней части толщи; *16* – преимущественно крупнообломочные, с торфяным слоем в верхней части толщи; *17* – преимущественно песчаные; *18* – преимущественно песчаные, с лёссовым слоем в верхней части толщи; *19* – преимущественно песчаные, с торфяным слоем в верхней части толщи; *20* – преимущественно лёссовые; *21* — преимущественно глинистые; *22* – преимущественно глинистые, с песчаным слоем в верхней части толщи; *23* – преимущественно глинистые, с лёссовым слоем в верхней части толщи; *24* — преимущественно глинистые, с торфяным слоем в верхней части толщи; *25* – преимущественно торфяные; *26* – крупнообломочные, подстилаемые скальными; *27* – лёссовые, подстилаемые скальными; *28* — глинистые, подстилаемые скальными; *29* — преимущественно крупнообломочные, подстилаемые скальными; *30* — преимущественно песчаные, подстилаемые скальными; *31* — преимущественно глинистые, подстилаемые скальными; *32* — преимущественно глинистые, с торфяным слоем в верхней части толщи, подстилаемые скальными

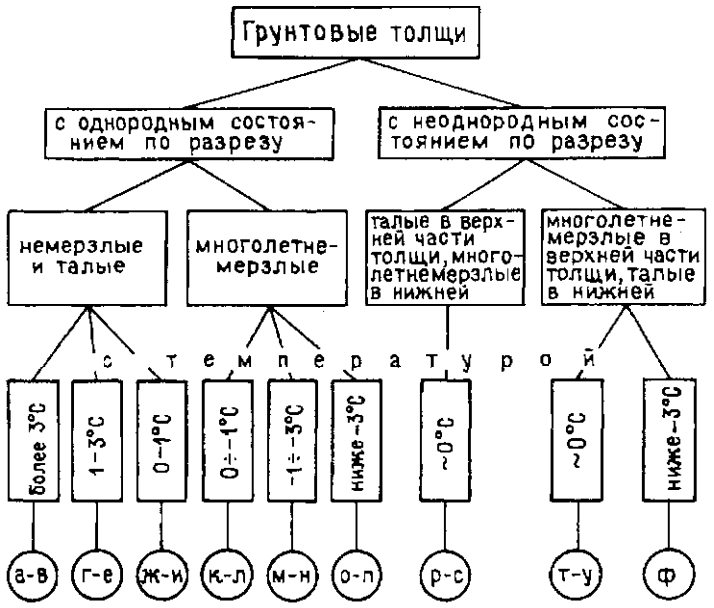


Рис. 30.10. Схема подразделения грунтовых толщ по признакам состояния *(по В.Т.Трофимову и др., 1988)*:

а, г, ж — слабоувлажненные; б, д, з — увлажненные; в, е, и — сильноувлажненные; к, м, о — слабольдистые и льдистые; л, н, п — сильнольдистые; р — сильноувлажненные, подстилаемые льдистыми; с — сильноувлажненные, подстилаемые сильнольдистыми; т — льдистые, подстилаемые сильноувлажненными; у — сильнольдистые, подстилаемые сильноувлажненными; ф — сильнольдистые, подстилаемые немерзлыми, содержащими криопэги

ваться как массив III порядка. Каждый участок массива III порядка, характеризующийся одинаковой динамометаморфической переработкой пород, представляет собой массив IV порядка.

В приведенной классификации при составлении ее разных частей учитывается только один, хотя и важнейший, компонент массива — его геологическое строение или нарушенность грунтов. Более общий подход, учитывающий вещественный состав грунтов, их состояние, температуру, влажность—льдистость, был реализован при разработке систематики грунтовых толщ (массивов грунтов) Европейской части бывшего СССР и Западно-Сибирской плиты.

В основу названных классификаций были положены два документа: схема их подразделения по признакам состава и строения (рис. 30.9) и схема подразделения по признакам состояния грунтовых толщ, обусловленного фазовым состоянием воды в них, среднегодовой температурой, степенью увлажненности—льдистости грунтов (рис. 30.10). Эти две схемы, объединенные в таблицу-решетку (рис. 30.11), составили общую классификацию грунтовых толщ.

На рис. 30.11 различные таксономические единицы грунтовых толщ, обладающих признаками обеих групп, образуются при пересечении разных структурных уровней вертикальной и горизонтальных осей и представляют собой как бы клетки различного размера. Выделяются суперклассы, классы, группы и типы грунтовых толщ. Первые — наиболее крупные по объему. Они обособ-

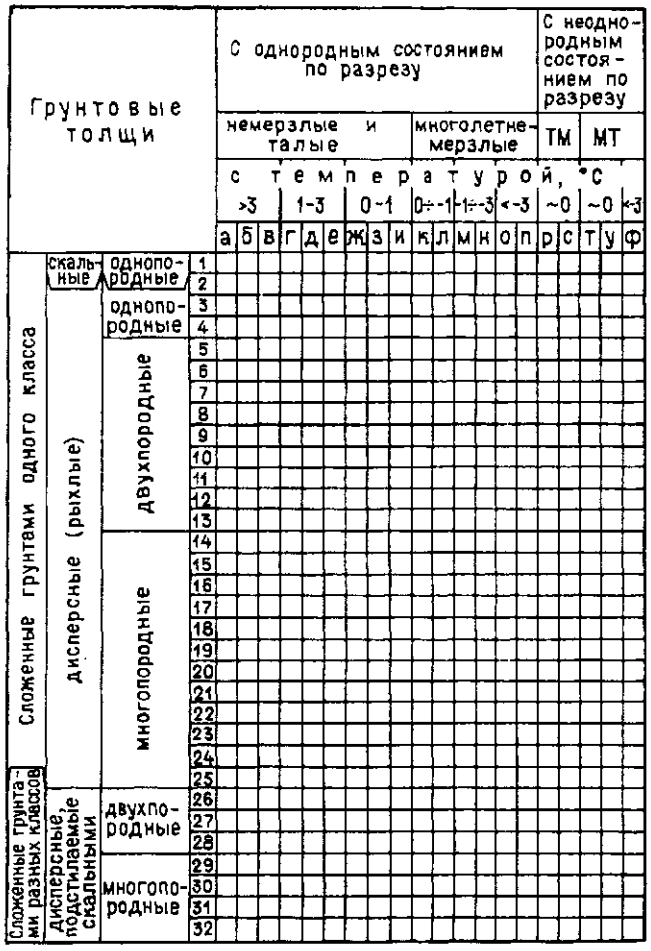


Рис. 30.11. Схема таблицы-матрицы, отражающая общую систематику грунтовых толщ.

Содержание понятий, обозначенных цифрами и малыми буквами, см. на рис. 30.9 и 30.10; ТМ — талые в верхней части толщи, многолетнемерзлые в нижней; МГ — многолетнемерзлые в верхней части толщи, талые в нижней

ляются пересечением горизонтальных и вертикальных осей матрицы, отвечающих первому структурному уровню деления понятия «грунтовая толща» по признакам первой и второй групп, классы — второму, группы — третьему, типы — четвертому.

Названия всех этих таксонов формируются при одновременном учете признаков двух рассмотренных выше групп. Суперклассы делятся на грунтовые толщи, сложенные грунтами: одного класса, с однородным (1) и неоднородным (2) состоянием; разных классов с однородным (3) и неоднородным (4) состоянием.

Классы грунтовых толщ подразделяются на скальные немерзлые и талые, скальные многолетнемерзлые и скальные талые в верхней части разреза, многолетнемерзлые в нижней и т.д.

Группы грунтовых толщ представляют собой часть класса, обособленную по числу пород, слагающих толщу, и ее температуре. Названия групп формируются прибавлением слов одно-, двух- или многопородные и «с температурой 0—0» к названию класса. Например, грунтовые толщи скальные талые и немерзлые однопородные с температурой выше 3°С или грунтовые толщи дисперсные многолетнемерзлые многопородные с температурой 0...−1°С.

Тип грунтовых толщ — наименьшая таксономическая единица, выделяемая в рассматриваемых построениях. Тип — это по существу грунтовая толща определенного литологического состава с определенной степенью увлажнения (льдистости), обособляемая в пределах группы. Его название образуется путем прибавления наименования литологической разности и степени увлажнения (льдистости) к названию группы. Например, «грунтовые толщи

Таблица 30.5

Геомеханическая классификация массивов скальных грунтов

(по З.Т.Биенявскому)

А.Параметры пород и их оценка

Параметры			Значения						
прочность породы, МПа		точечная прочность	>10	4—10	2 4	1 2	–		
		прочность на одноосное сжатие	>250	250—100	100—50	50 25	для непрочных пород		
							25—5	5—1	<1
Оценка, баллы			15	12	7	4	2	1	0
Качество керна RQD, %			90—100	75—90	50—75	25 –50	<25		
Оценка, баллы			20	17	13	8	3		
Расстояние между трещинами, м			>2	0,6 -2	0,6—2	0,06—0,02	<0,06		
Оценка, баллы			20	15	10	8	5		
Особенности трещин			очень шероховатые, прерывистые, сомнутые, невывегрелые стенки	слабошероховатые, раскрытие <1 мм, слабовывегрелые стенки	слабошероховатые, раскрытие <1 мм, вывегрелые стенки	следы скольжения, заполнитель <5 мм, раскрытие 1—5 мм, сплошные	мягкий заполнитель, толщиной >5 мм, раскрытие >5 мм, сплошные		
Оценка, баллы			30	25	20	10	0		
Подземные воды	приток на 10 м длины туннеля, л/мин		нет	<10	10—25	25—125	>125		
	отношение	давление воды в трещине	0 или сухо	0,0—0,1 или сыро	0,1 0,2 или влажно	0,2 0,5 или капеж	>0,5 или течет вода		
		наиболее главное напряжение							
	общие условия								
Оценка, баллы			15	10	7	4	0		

Окончание табл. 30.5

Б. Оценка ориентации трещин (контактов)

Параметры		Значения				
Азимут и угол падения трещин		очень благоприятные	благоприятные	малоблагоприятные	неблагоприятные	очень неблагоприятные
Оценка	тоннели	0	2	–5	–10	–12
	основания	0	–2	–7	–15	–25
	откосы	0	–5	25	50	–60

В. Классы массивов по общей сумме баллов

Баллы	100 –81	80– 61	60 – 41	40 –21	<20
Классы	I	II	III	IV	V
Описание	очень надежная «скала»	надежная «скала»	средняя «скала»	ненадежная «скала»	очень слабая порода

Г. Характеристики классов массивов

Класс	I	II	III	IV	V
Среднее время устойчивости выработки при пролете	10 лет l = 15 м	6 месяцев l = 8 м	7 дней l = 5 м	10 ч l = 2,5 м	0,5 ч l = 1 м
Сцепление массива, КПа	>400	300– 400	200—300	100—200	<100
Угол трения пород массива, градус	>45	35—45	25—35	15—25	<15

дисперсные немерзлые и талые однопородные с температурой 1—3°С крупнообломочные сильноувлажненные».

Описанный подход к классифицированию может быть использован и на последующих этапах работы, когда необходим учет инженерно-геологических свойств грунтов. В названия грунтовых толщ при этом следует вводить названия категории толщ по данному признаку (сильносжимаемые, слабосжимаемые и др.) в соответствии с выбранной частной классификацией.

Еще большее число параметров необходимо учитывать при разработке классификаций массивов грунтов применительно к этапам детальных инженерно-геологических разработок. В табл. 30.5 приведена одна из наиболее известных классификаций массивов скальных грунтов, разработанная для оценки устойчивости подземных выработок. В ней учитываются как прочностные особенности грунтов и их трещиноватость, так и характер гидрогеологических особенностей массива.

Литература

Голодковская Г.А., Матула М., Шаумян Л.В. Инженерно-геологическая типизация и изучение скальных массивов. М.: Изд-во МГУ, 1987. 270 с.

Грунтовые толщи Западно-Сибирской плиты/Под ред. В.Т.Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 1988. 128 с.

Ермаков В.И., Скоробогатов К.А. Образование углеводородных газов в угленосных и субугленосных формациях. М.: Недра, 1984. 204 с.

Мюллер Л. Инженерная геология. Механика скальных массивов. М.: Мир, 1971. 254 с.

Нетрадиционные источники углеводородного сырья/Под ред. В.И.Якушева. М.: Недра, 1984. 220 с.

Рац М.В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М.: Наука, 1968. 107 с.

Тектонические напряжения в земной коре и устойчивость горных выработок. Л.: Наука, 1974. 255 с.

Шаумян Л.В. Природа физико-механических свойств массивов горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1988. 190 с.

ГЛАВА 31

Характеристика массивов грунтов разных типов

Инженерно-геологические особенности массивов определяются их составом, состоянием и строением. Они могут быть сложены только скальными или дисперсными грунтами, сочетанием тех и других, могут находиться в немерзлом, талом или мерзлом состоянии. Строение массива, его внутренняя структура зависят от соотношения грунтов разного состава, чередования слоев, их мощности, пространственных взаимоотношений и др. Важнейшее инженерно-геологическое значение имеют тектонические особенности массивов, их нарушенность, дислоцированность (рис. 31.1).

Массивы грунтов могут быть сложены как природными, так и антропогенными геологическими образованиями. Этот фактор обусловливает коренное различие состава, строения и свойств природных и техногенно созданных массивов.

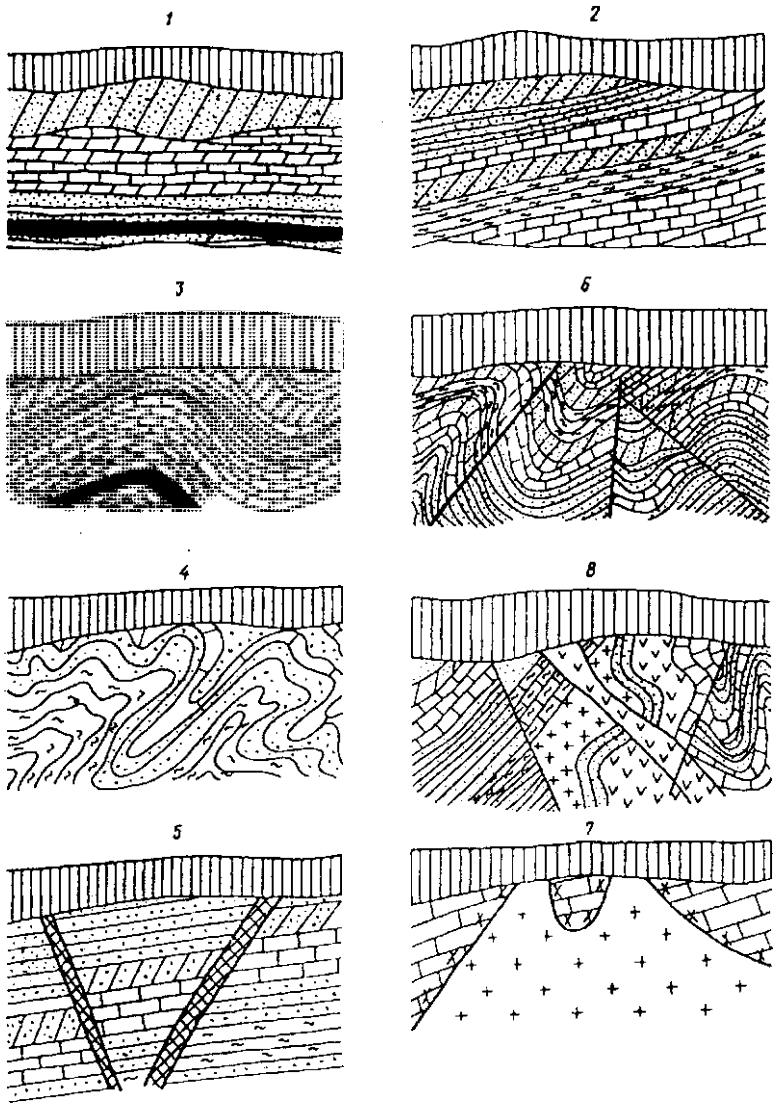


Рис. 31.1. Основные типы тектонического строения массивов грунтов *(по П.Н.Панюкову, с дополнениями)*:

1 — с горизонтальным залеганием грунтов; *2* — с моноклинальным залеганием грунтов; *3* — простого складчатого строения; *4* — сложного складчатого строения; *5* — моноклинального залегания с разрывными дислокациями; *6* — сложного складчатого строения с разрывными дислокациями; *7* — крупных магматических интрузий с ореолами контактово измененных грунтов; *8* — сложного складчатого строения, интрудированные магматическими телами

31.1. Массивы, сложенные природными грунтами одного класса

Массивы этого класса представлены массивами скальных грунтов, дисперсных грунтов и массивами криогенных грунтов. Первые из них наиболее

широко распространены в горно-складчатых регионах и в пределах щитов древних платформ, вторые — в пределах плит молодых и древних платформ, предгорных прогибов и межгорных впадин. Массивы криогенных грунтов — «собственность» современной криолитозоны Земли.

МАССИВЫ СКАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ ГРУНТОВ

Массивы этого типа, часто называемые «скальными массивами», сложены скальными и полускальными магматическими, метаморфическими и осадочными грунтами, в нетрещиноватом, невыветрелом состоянии, имеющими прочность, значительно превышающую нагрузку от инженерных сооружений. Главными факторами, определяющими их устойчивость и деформируемость, являются трещиноватость и выветрелость грунтов. Последние определяются составом и структурой массива, их геологической историей, включая современный тектонический режим развития.

С изучением массивов скальных природных грунтов инженер-геологам приходиться сталкиваться при изысканиях для подземного строительства (шахты, тоннели разного назначения — железнодорожные, автодорожные, гидротехнические и др.), гидротехнического и промышленного строительства. Обоснование разработки месторождений полезных ископаемых, особенно в горно-складчатых районах, также требует исследования массивов этого типа.

Массивы, сложенные скальными осадочными, метаморфическими и вулканогенно-осадочными грунтами, имеют слоистую структуру, инженерно-геологическое значение которой очень велико. Часто она оказывает решающее влияние на неоднородность и анизотропию деформационных прочностных и фильтрационных свойств массива.

Очень важны условия залегания грунтов в таких слоистых массивах. Общеизвестно, что падение пластов в сторону склона снижает его устойчивость. В связи с этим наклон слоев тщательно учитывается при расчетах на сдвиг плотин, откосов каналов, при ведении горных работ и других видах строительства.

Типичным примером слоистых массивов является структура флишевых массивов Крыма (рис. 31.2). В строении массива слои песчаников играют бронирующую роль. На склонах они образуют нависающие карнизы, выше и ниже которых формируются подвижные осыпи алевролитов и аргиллитов.

Особенно сложно построены массивы дислоцированных осадочных грунтов. Типичным примером их является массив карбонатных пород мелового возраста, на которых построена Ингурская ГЭС в Грузии (рис. 31.3). Как показано на рисунке, правобережный разрыв делит массив на два крупных структурных блока (*А* и *Б*), которые крупными тектоническими трещинами шириной до 1 м делятся на более мелкие блоки. В зависимости от степени трещиноватости, наличия тектонитов, выветрелости в каждом блоке могут быть выделены зоны и

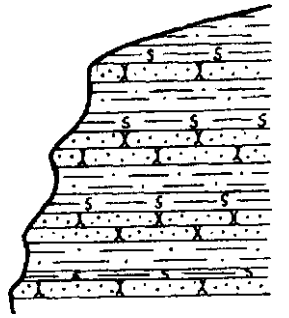


Рис. 31.2. Строение массива, сложенного грунтами флишевой формации *(по Н.В.Логвиненко, 1967)*:
1 — песчаник, *2* — алевролит, *3* — аргиллит

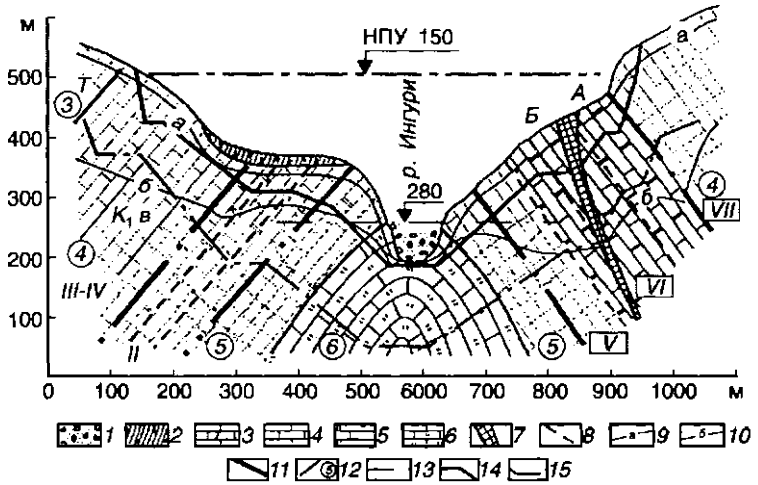


Рис. 31.3. Инженерно-геологический разрез по оси арочной плотины Ингури ГЭС *(по Джигаури, Мастицкому, Кереселидзе, 1980)*

А — структурный блок взброшенного крыла (зоны V—VI); Б — структурный блок опущенного крыла (зоны I—V); *1* — галечники поймы и русла; *2* — галечники высокой левобережной террасы; *3* — известняки глауконитовые с кремнистыми стяжениями (пачка ③); *4* — известняки и доломиты (пачка ④); *5* — известняки и доломиты битуминозные (пачка ⑤); *6* — известняки доломитизированные кавернозные (пачка ⑥); 7 — крупные тектонические нарушения; *8* — крупные тектонические трещины шириной до 1 м; *9* — граница зоны выветривания; *10* — граница зоны разуплотнения; *11* — границы и номера структурных блоков; *12* — границы и номера литологических пачек; *13* — уровень подземных вод; *14* — контур врезки плотины; *15* — контур цементационной завесы. Цифры в кружках — номера пачек

пачки. Наиболее высокой трещиноватостью характеризуются приразломные зоны; самой же сохранной является пачка известняков и доломитов в ядре антиклинальной складки[3].

Среди массивов, сложенных эффузивными грунтами, наиболее распространены массивы базальтов. Их площади часто составляют десятки квадратных километров, а мощность превышает сотни метров. Так, мощность базальтовых массивов в районе Талнахских месторождений на северо-западе Сибирской платформы достигает 2000 м. В массиве переслаиваются базальты различного минерального и химического состава и структуры (порфиритовые, пикритовые, толентовые и др., массивные и миндалекаменные), содержащие прослои пирокластических пород — туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов (рис. 31.4). Мощность отдельных толщ базальтов 100—500 м, а прослоев туффитов 10—30 м. Свойства этих грунтов существенно различны. Наиболее слабыми среди них являются разнообразные туффиты. От мощности и состояния последних, в частности, во многом зависит устойчивость бортов карьеров.

Потоки и покровы основного состава, особенно при их значительной мощности, имеют зональное строение: в верхней и нижней частях развиты

[3] Следует отметить, что описанный массив, строго говоря, является массивом, сложенным грунтами разных классов — дисперсными и скальными (точнее — дисперсными, подстилаемыми скальными).

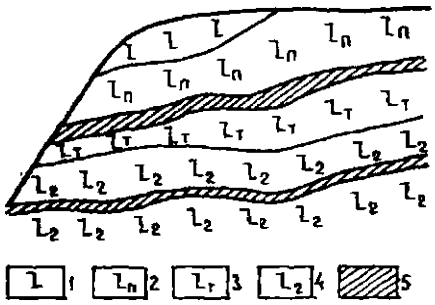


Рис. 31.4. Строение массива базальтов района Талнахских месторождений (*Г.А.Голодковская и др. 1975*):

1 — базальт порфировый; *2* — базальт пикритовый; *3* — базальт толеитовый; *4* — базальт двуполевошпатовый; *5* — туффит

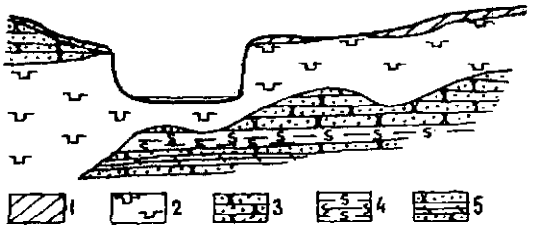


Рис. 31.5. Строение массива скальных грунтов района Братской плотины на Ангаре (*по данным Гидропроекта*):

1 — водораздельные суглинки; *2* — траппы; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — песчаники с прослоями алевролитов

пористые и пузырчатые текстуры, много вулканического стекла. Во внутренней зоне породы более плотные и раскристаллизованы лучше.

Для интрузивных массивов характерны два типа, существенно различных в инженерно-геологическом отношении: согласные с вмещающими грунтами (рис. 31.5) и секущие пласты вмещающих пород. Примерами первых могут служить силлы, т.е. пластовые залежи основного состава мощностью от первых до многих десятков метров, широко распространенные среди траппов Сибирской платформы. На них построены и строятся крупнейшие гидроэлектростанции Сибири. На рис. 31.5 приведен схематический геологический разрез района Братской ГЭС на Ангаре, где институтом «Гидропроект» подробно изучены свойства грунтов в образцах и массиве.

Интрузия траппов в основании плотины Братской ГЭС сечет осадочные породы (песчаники и алевролиты) вдоль напластования. Мощность траппового массива 100—200 м. Массив сложен диабазами — очень прочными породами, рассеченными трещинами. Благодаря трещиноватости значения показателей прочностных и деформационных свойств монолитной породы и массива в целом существенно различны. Так, модуль деформации диабазов составляет в среднем $90 \cdot 10^3$ МПа, а модуль деформации даже на наиболее сохранных участках массива не превышает $44 \cdot 10^3$ МПа, снижаясь в отдельных зонах до $(10—13) \cdot 10^3$ МПа. Еще более резко различаются фильтрационные характеристики породы и массива. Удельное водопоглощение траппов в зонах повышенной фильтрации превышает 10 л/мин, а величина водопоглощения монолитных диабазов менее 0,03%.

Пластовое залегание интрузивных тел в толще осадочных пород придает массиву важные инженерно-геологические особенности. Так, под весом тяжелых пород основного состава подстилающие их слабые аргиллиты и алевролиты выдавливаются на склонах Ангары в сторону реки и образуют огромные оползни. Слаботрещиноватые, практически водонепроницаемые силлы долеритов на той же Сибирской платформе образуют в толще осадочных пород как бы подземные плотины, преграждающие путь потоку подземных вод и способствующие созданию на таких участках повышенных гидравлических напоров. Можно привести и другие примеры своеобразного поведения подобных массивов при взаимодействии с инженерными сооружениями.

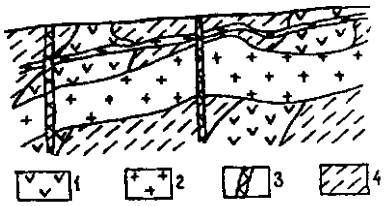


Рис. 31.6. Строение массива скальных грунтов района Асуанского гидроузла на р. Нил *(по данным Гидропроекта)*:

1 — полусогласные тела кварцевых монцонитов; *2* — пологие плитообразные тела серых гранитов; *3* — дайки субщелочных пород; *4* — мигматиты

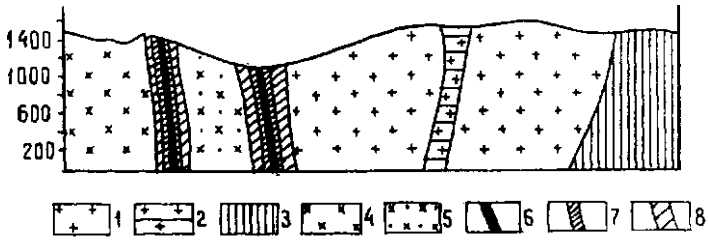


Рис. 31.7. Строение массива скальных грунтов гранитоидного состава с секущими телами:

1 — гранодиорит биотитовый; *2* — гранодиорит с жилками пегматитов; *3* — гранодиорит филлизированный (диафторит); *4* — гранодиорит-гранит-биотитовый с образованиями калиевых полевых шпатов; *6* — тектонический разлом — зона сместителя; *7* — зона милонитов; *8* — зона дробления и интенсивной трещиноватости

Инженерно-геологические особенности массивов с секущими телами (батолитами, штоками, дайками и др.) зависят от их формы, размеров, возраста интрузива, его положения в общей геологической структуре региона. Примеры таких массивов приведены на рис. 31.6 и 31.7.

При инженерно-геологическом изучении подобных массивов важное значение имеет не только их внутренняя структура, но и характер контактов с вмещающими породами. Нормальные интрузивные контакты крупных магматических тел гранитоидного состава часто сопровождаются зонами ороговикования или скарнирования и характеризуются более благоприятными свойствами, чем внутренние части массива, благодаря меньшей трещиноватости. При тектонических контактах интрузивы и вмещающие породы разделены зонами повышенной трещиноватости, дробления и катаклаза.

Чрезвычайно сложное строение подобных массивов хорошо видно на примере района возведения плотины Красноярской ГЭС. Здесь массив сложен дисперсными и скальными грунтами, причем первые совместно с верхней, выветрелой и наиболее трещиноватой частью скальных грунтов были срезаны в ходе строительства (рис. 31.8).

Массив гранитов здесь характеризуется длиной около 8 км и шириной около 4 км. Его слагают среднезернистые граниты, прорванные мелкозернистыми гранитами. Граниты рассечены системой крупнопадающих и пологих трещин на отдельности различной формы и прорваны крутопадающими дайками порфиритов и сиенитов. В отдельных зонах параллельные простиранию даек граниты и порфириты каолинизированы и окремнены в результате воздействия на них восходящих гидротермальных растворов. Тектонические нарушения крутопадающие, того же простирания, что и жильные тела; главное из них шириной до 4 м представлено милонитом и тектонической брекчией.

Анализ структуры массива показывает, что по инженерно-геологическим особенностям он должен быть разделен на несколько типов участков. К пер-

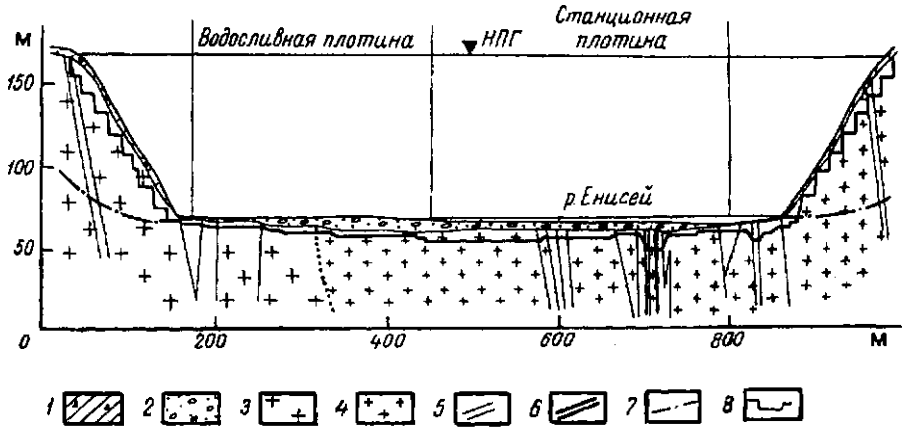


Рис. 31.8. Геологический разрез по оси плотины Красноярской ГЭС на Енисее:

1 — делювиальные суглинки и щебень; *2* — аллювиальные галечники; *3* — граниты среднезернистые; *4* — граниты мелкозернистые; *5* — дайки порфиритов, вогезитов, сиенитов; *6* — «главная тектоническая зона»; *7* — уровень подземных вод; *8* — врезка сооружения

вому следует отнести блоки сохранных гранитов и жильных порфиритов, ко второму — зоны каолинизированных гранитов и жильных пород, к третьему — зоны тектонических нарушений. Для каждого из перечисленных элементов при проектировании Красноярской ГЭС были приняты свои расчетные значения показателей физико-механических и фильтрационных свойств.

Из приведенных примеров очевидно, что массивы магматических грунтов часто имеют сложное строение и в их структуре для инженерно-геологических целей следует выделять части, сложенные относительно сохранными блоками, и части дизъюнктивно осложненных грунтов. В зависимости от кинематики разрывного нарушения последние могут быть образованы глубинными разломами, сбросами, надвигами, размеры которых колеблются от многих десятков и даже сотен километров до первых метров. В зависимости от целей и масштаба (детальности) рассмотрения возможны два подхода к описанию дизъюнктивов: 1) их можно рассматривать как дизъюнктивные границы, как поверхности, не имеющие толщины; 2) как геологические тела, имеющие своеобразный вещественный состав и внутреннюю структуру. При крупномасштабных инженерно-геологических исследованиях недостаточно рассматривать разрывные нарушения только как поверхности раздела или даже поверхности ослабления между соседними сохранными блоками; необходимо детальное изучение строения дизъюнктива и физико-механических свойств слагающих его пород.

Крупные тектонические разломы имеют сложное строение. В их структуре А.Е.Михайлов выделил четыре типа зон:

1) трещиноватости — полосы с густой сетью тектонических трещин, значительно более частых, чем в окружающих породах. Характеризуются широким развитием трещин отрыва, располагающихся параллельно или под углом к простиранию зоны;

2) дробления — зоны интенсивной трещиноватости и раздробленности, обусловленные сжатием пород. Трещины скольжения под углом параллельно и перпендикулярно к простиранию зоны. Местами милониты и катаклазиты;

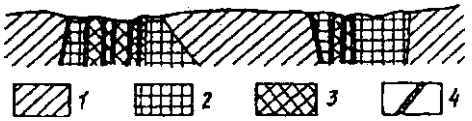


Рис. 31.9. Сложно построенный массив скальных грунтов в основании здания ДнепроГЭС-II *(по данным Гидропроекта)*:

1 — слабо- и среднетрещиноватые граниты; *2* — зоны повышенной трещиноватости пород; *3* — зоны мелко- и крупноглыбового дробления; *4* — зоны милонитизации и катаклаза

3) разрывов — зоны концентрации разрывных нарушений со смещениями. Может быть преимущественное развитие сбросов, взбросов или сдвигов. Складчатые деформации, возникшие в процессе развития самих зон. Ширина до десятков километров. Возможны интрузивные массивы, минерализация, повышенный метаморфизм;

4) смятия — близки по строению к зонам разрывов, но с преимущественным развитием смятия. Сжатые сложные линейные складки. Кливажирование и перекристаллизация пород. Рассланцованность, насыщенность дайками интрузивов.

Очевидно, что каждая зона характеризуется своими инженерно-геологическими особенностями, их выявление и тщательное изучение является важной задачей инженерно-геологических исследований.

Все дизъюнктивы характеризуются неблагоприятными инженерно-геологическими свойствами. Породы в зоне влияния дизъюнктива повышенно сжимаемы, неустойчивы в горных выработках, часто сильно обводнены. К зонам разломов приурочены такие неблагоприятные геологические явления, как оползни и обвалы. Поэтому выявление и тщательное изучение дизъюнктивных структур являются важной задачей инженерно-геологического изучения массивов. Примером такого изучения являются исследования, выполненные для обоснования строительства второй очереди Днепровского гидроузла (Днепрогэс-II). Днепр на этом участке приурочен к крупному региональному разлому в толще докембрийских гранитоидов. Разлом имеет сложное зональное строение и расчленяет массив гранитоидов на три относительно сохранных блока (рис. 31.9). В зависимости от степени нарушенности пород в строении каждой ветви разлома выделяются три зоны: милонитизации и катаклаза, мелкоглыбового и крупноглыбового дробления, повышенной трещиноватости. Различия в физико-механических и фильтрационных свойствах в пределах этих зон очень велики. Так, значения модуля деформации для слаботрещиноватых гранитов составили 15000 МПа, для повышенно-трещиноватых — 8000, для зон дробления — 2500 МПа. Коэффициент фильтрации в зонах повышенной трещиноватости достигает 3 м/сут, в слаботрещиноватых блоках — 0,5—0,1 м/сут.

МАССИВЫ ДИСПЕРСНЫХ ПРИРОДНЫХ ГРУНТОВ

Массивы этого типа сложены только дисперсными грунтами разного состава. Они как объект инженерно-геологического изучения встречаются гораздо чаще по сравнению со скальными, причем практически при всех видах инженерно-хозяйственной деятельности человека.

Массив данного типа использован в качестве основания высотного здания Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова (рис. 31.10). Его высота (33 этажа) даже без шпиля превышает 200 м. Основание здания представлено глинистыми грунтами — среднечетвертичными моренными отло-

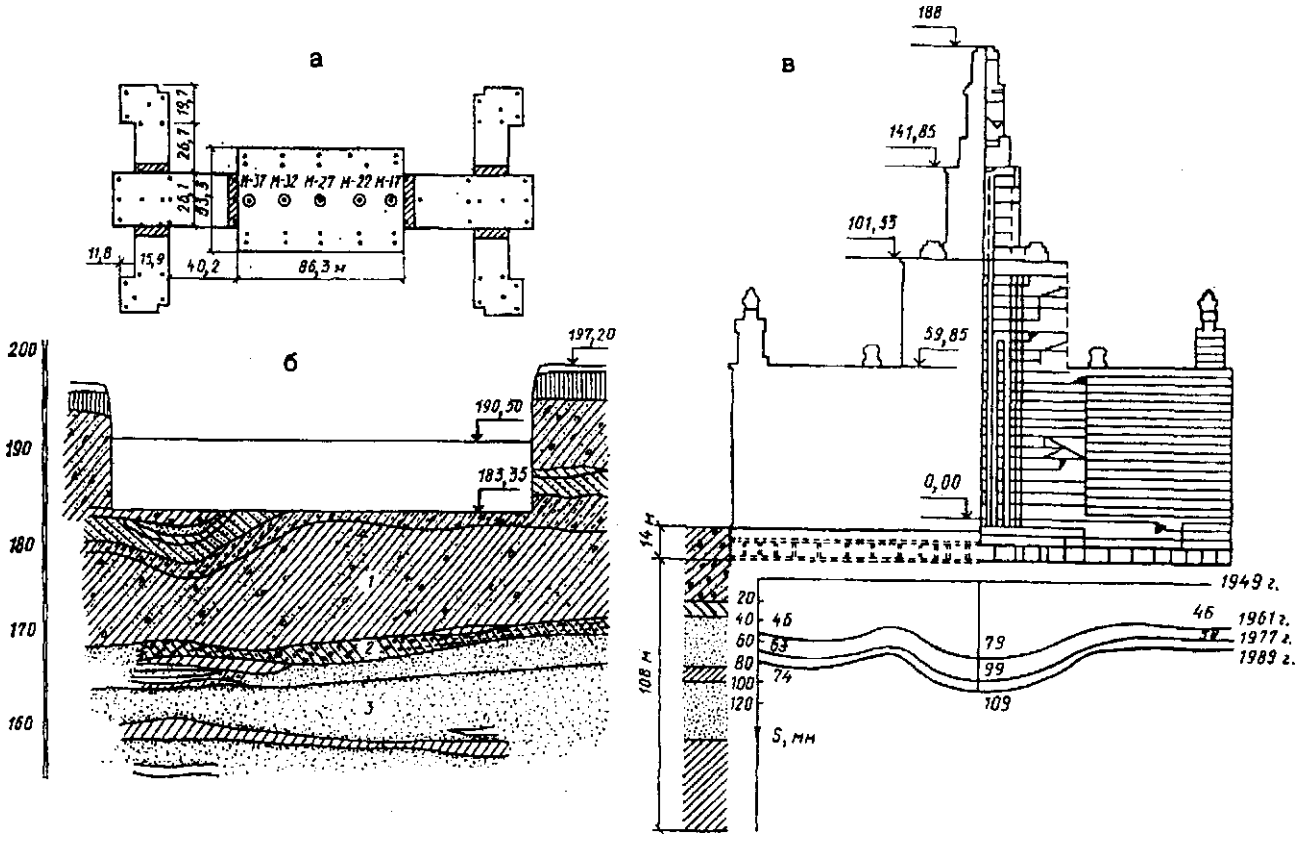


Рис. 31.10. Строение массива дисперсных грунтов в основании высотного здания Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова *(б)*, план коробчатого фундамента *(а)*, разрез и величины осадок высотной части *(в)* *(по К.Е.Егорову и М.П.Дьяконову, 1990)*:

1 — суглинки моренные среднечетвертичные; *2* — супеси моренные среднечетвертичные; *3* — пески плотные меловые

жениями. Верхняя часть морены пройдена на глубину 13 м и здесь заложен коробчатый фундамент (см. рис. 31.10). На этой глубине залегает второй, более плотный слой морены, модуль деформации которой 80 МПа. Максимальная толщина второго слоя морены около 14 м, плотность 2,15 т/м^3, пористость 25—30%, влажность 12—14%. Супеси и пески подморенные толщиной около 5 м, модуль деформации которых 12 МПа. Ниже залегают аптские пески плотного сложения с модулем деформации 200 МПа, а под ними глинистые грунты юрского возраста.

Подземные воды в период строительства были вскрыты в песках на глубине 50 м. Они гидравлически связаны с р. Москвой. В верхней толщине суглинков встречены песчаные прослойки, содержащие грунтовые воды.

В центральной части здания 33, а в боковых крыльях по 18 этажей. Они возведены на коробчатом фундаменте. Он состоит из нижней и верхней плит, соединенных стенками жесткости. Общая высота фундамента около 7 м, длина — 200 м. Во время бетонирования были оставлены усадочные просмы (рис. 31.10, *а*, заштрихованы). Перед окончанием монтажа стального каркаса они были заполнены бетоном.

Масса высотного здания 500 тыс. т, а коробчатого фундамента 110 тыс. т. Каркас здания стальной с кирпичным заполнителем стен.

Среднее давление на грунты под центральной частью здания около 0,5 МПа, а под боковыми крыльями 0,3 МПа. Бытовое давление на отметке заложения фундамента равно 0,26 МПа, что значительно повлияло на уменьшение его осадки.

К крыльям высотной части здания примыкают девятиэтажные открылки — кирпичные здания. В них расположены общежития, возведенные на ленточных фундаментах.

За 40 лет эксплуатации здание претерпело, по данным К.Е.Егорова и М.П.Дьяконова (1990), следующие деформации. В центральной части возник небольшой прогиб коробчатого фундамента относительной величиной 0,00035. Осадки отдельных частей высотного корпуса составляют: по центральной части (33-этажной) от 62 до 109 мм; по левому крылу (18-этажной) от 62 до 90 мм; по правому крылу от 50 до 81 мм (см. рис. 31.10, *в*).

За последние годы скорость осадки не превышала 1 мм в год.

Массивы дисперсных грунтов используются не только в качестве оснований промышленных, гражданских и дорожных сооружений, но и достаточно крупных гидротехнических объектов. На рис. 31.11 показано строение подобного массива, служащего основанием Каунасской ГЭС на р.Неман.

Другим примером использования массива дисперсных грунтов как основания крупного гидротехнического сооружения является комплекс сооружений Загорской гидроаккумулирующей станции (ГАЭС) на р. Кунья на севере Московской области, расположенный в пределах сильнорасчлененного северо-западного склона Клино-Дмитровской конечно-моренной гряды (рис. 31.12, 31.13).

В состав этого комплекса сооружений, возведенного в сложных инженерно-геологических условиях, входят верхний акку-

Рис. 31.11. Строение массива дисперсных грунтов в основании плотины Каунасской ГЭС на р. Неман *(по данным Гидропроекта)*:

1 — озерно-ледниковые глины, *2* — озерно-ледниковые супеси и пески, *3* — флювиогляциальные пески и галечники, *4* — моренные суглинки с линзами песка и гравия

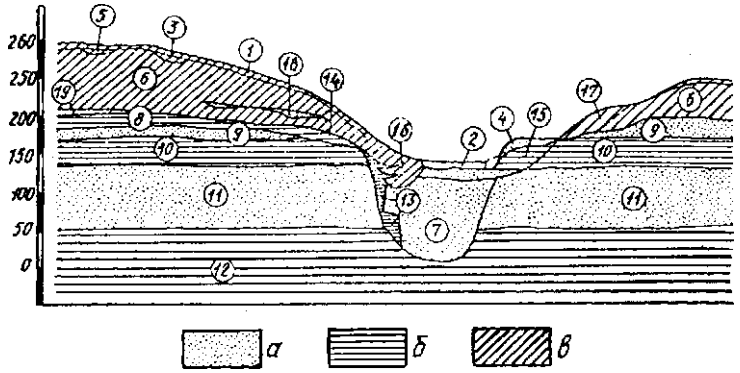


Рис. 31.12. Строение массива дисперсных грунтов в районе Загорской ГАЭС на р. Кунья (*по А.И.Юдкевичу, 1994*):

а — песок; *б* — глины; *в* — суглинок; 1 — покровные отложения (dpr Q_{III-IV}); *2* — аллювий русла и поймы р. Куньи; *3* — овражно-болотные образования (fs Q_{III}); *4* — отложения террасового комплекса р. Куньи (alQ_{III}); *5* — озерно-болотные отложения микулинского горизонта (I_1, pls Q_{III}mik); *6* — московская морена (gl Q_{II}ms); *7* — аллювиальные и флювиогляциальные отложения днепровско-московского времени (al,fgl Q_{II}dn-ms); *8* — сантонский ярус (K_2st); *9* — сеноманский ярус (K_2sm); *10* — парамоновская свита (K_1al_3); *11* — альб-аптский ярус (K_1al-ap); *12* — юрские отложения (J); *13* — оползневые блоки парамоновских глин — dp Q_{II} (K_1al_3); *14* — смещенные сантонские глины в основании морены dp^2 Q_{II} (K_2st); *15* — «языки» парамоновских глин dp^2 Q_{II} (K_1al_3); *16* — оползшая морена dp^3Q_{II} (glQ_{II}-ms); *17* — современные оползни — dp^4Q_{IV}

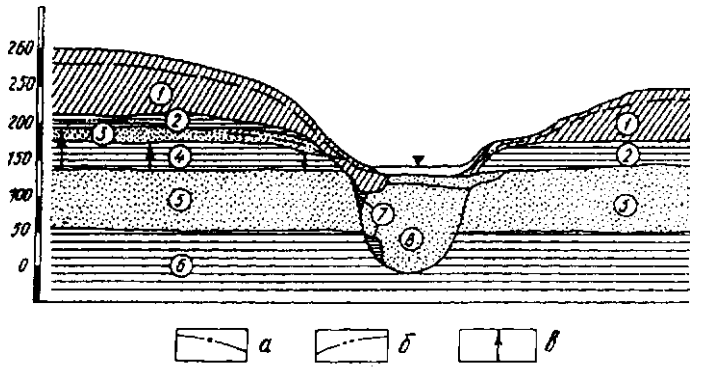


Рис. 31.13. Схематический гидрогеологический разрез долины р. Куньи (*по А.И.Юдкевичу, 1994*):

а — уровень водоносного горизонта в морене; *б* — уровень сеноманского водоносного горизонта; *в* — пьезометрические напоры в нижнемеловом водоносном горизонте; 1 — водоносный горизонт в морене; 2 — водоупорные «зеленые» глины; 3 — сеноманский водоносный горизонт; 4 — водоупорные парамоновские глины; 5 — нижнемеловой водоносный горизонт; 6 — водоупорные юрские глины; 7 — блоки оползневых парамоновских глин, создающие вертикальную слабопроницаемую перемычку; 8 — водоносный горизонт в отложениях погребенной долины

мулирующий бассейн полным объемом 30 млн м^3, сооружаемый в ограждающих дамбах станционный узел, включающий в себя водоприемник, напорные водоводы и здание станции; нижний аккумулирующий бассейн емкостью 33,5 млн м^3 с низовой и верховой плотинами.

На массиве дисперсных грунтов возведено здание Волжской ГЭС выше Самары, там, где Волга встречает на своем пути скальный массив Жигулевс-

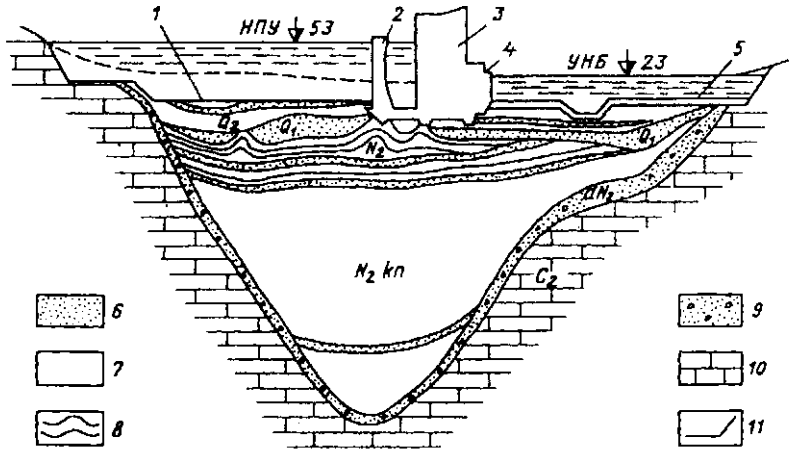


Рис. 31.14. Схематический геологический разрез по котловану здания Волжской ГЭС *(по А.М.Рыбакову и др., 1986)*:

1 — подводящий канал; *2* — сороудерживающее сооружение; *3* — здание ГЭС; *4* — пригрузка, выравнивающая напряжения в основании; *5* — отводящий канал; *6* — песчано-гравелистые суглинистые породы; *7* — глины; *8* — пластические деформации в глинистых породах; *9* — щебень с доломитовой мукой; *10* — известняки и доломиты; *11* — контур врезки сооружений

ких гор. Основанием здания ГЭС длиной 600 м, шириной 100 и высотой 76 м (от подошвы фундамента до кровли) служат четвертичные и неогеновые грунты, выполняющие погребенную долину (рис. 31.14).

«Погребенная долина глубоко врезана в каменноугольные известняки и доломиты. На участке здания ГЭС дно ее лежит на 200 м ниже уровня р.Волги, а ширина по верху составляет 1,5 км. Борта погребенной долины наклонены под углом 45—55°.

Толща неогена мощностью до 250 м представлена кинельской свитой верхнего плиоцена. Она образована серией глинистых слоев, разделена редкими песчано-алевритовыми прослоями, отражающими определенную цикличность аллювиально-озерного осадконакопления.

Четвертичная овражная толща мощностью до 45 м состоит из нижне-среднечетвертичных и современных отложений. По генезису они относятся к озерно-овражно-делювиальным осадкам, в составе которых преобладают глины и суглинки со щебнем. В основании каждой возрастной толщи залегает базальный горизонт, состоящий из плохо отсортированного гравийно-галечникового или щебенистого материала с суглинистым заполнителем в количестве 10—40%.

Четвертичные отложения залегают на размытой поверхности толщи кинельских глин, в рельефе которой прослеживается раздвоенный гребень антиклинальной складки. Складка протягивается вдоль оврага, а следовательно по оси сооружения. Эта складка, названная центральной структурной, с амплитудой до 30 м захватывает лишь верхнюю часть кинельской свиты и затухает с увеличением глубины. Она развита на фоне структуры облекания, хорошо выраженной в отложениях кинсльской свиты, где все слои, облекая погребенные коренные борта оврага и уменьшаясь у бортов в мощности, образуют подобие синклинали. Свод центральной синклинали в направлении от ко-

ренного берега к руслу р.Волги постепенно понижается, будучи срезан нижнечетвертичным базальным горизонтом. В целом же нижнечетвертичные слои, облекая кинельские глины, образуют те же структуры смятия, которые возникли в кинельских отложениях. Углы падения слоев на крыльях складок изменяются от 45 до 90°, а местами наблюдаются опрокинутые складки.

Детальное изучение строения толщи кинельских и четвертичных отложений позволило выявить помимо описанной центральной антиклинальной складки наличие в устьевой части Отважненского оврага еще трех подобных структур: восточной, юго-западной и северо-западной антиклиналей. Кроме того, под руслом р.Волги выделяется обширное поднятие изометрической формы.

Изучение в котловане здания ГЭС литологического состава, условий залегания и взаимоотношений четвертичных и кинельских отложений привело к выводу о пластическом происхождении антиклинальных структур. Так, центральная антиклинальная структура образовалась при формировании в Отважненской долине глубокого нижнечетвертичного вреза. Возникавшие при этом большие перепады давления вызвали выдавливание пластического глинистого материала в сторону русла...

Интенсивному проявлению пластических деформаций способствовало то, что глинистые кинельские грунты ранее находились в более пластичном состоянии, чем теперь. В процессе накопления глинистых пород они постепенно уплотнялись и к началу среднечетвертичного времени имели различную консистенцию в зависимости от давления, которое возрастало с увеличением глубины. Дальнейшее уплотнение глин во времени привело их в современное полутвердое состояние.

Наиболее интенсивно структуры развивались в первой половине нижне- и среднечетвертичного времени. Во второй половине этого времени рост структур замедлился, а в настоящее время прекратился совсем.

Своевременное выявление, расшифровка форм и природы структур разгрузки, образовавшихся в отложениях, залегающих в основании здания ГЭС, имели важное значение, так как позволили, с одной стороны, использовать эти структуры для сопряжения здания ГЭС с водоупорными кинельскими глинами гребня центральной антиклинали, а с другой — учесть в конструкции сооружения способность кинельских глин к пластическим деформациям при больших перепадах давления. Для предотвращения больших напряжений под низовой гранью здания ГЭС в нижнем бьефе была сделана пристройка, снижающая перепад давления на грунты основания с 0,45 до 0,17 МПа» (Рыбаков и др., 1986).

Массив дисперсных грунтов служит основанием и Саратовской ГЭС на Волге (рис. 31.15). В его пределах водосливная «плотина размещена на левобережной пойме Волги. Строительный котлован ее размером 0,5×1,2 км вскрыл современный аллювий, представленный преимущественно мелкозернистыми, хорошо отсортированными песками, в верхней части пылеватыми. На большей части котлована аллювиальные отложения мощностью до 15 м были вынуты и лишь в основании рисбермы оставлен слой аллювия мощностью по 4 м. В подстилающие аллювий неокомские глины котлован врезался на глубину до 15 м. Непосредственно под фундаментной плитой плотины лежат глины с маломощными прослоями алевритов, относящиеся к пачке «с». На глубине 12—17 м от подошвы фундамента лежит пачка «в», состоящая преимущественно из алевритов. Еще ниже залегают глины пачки «а»...

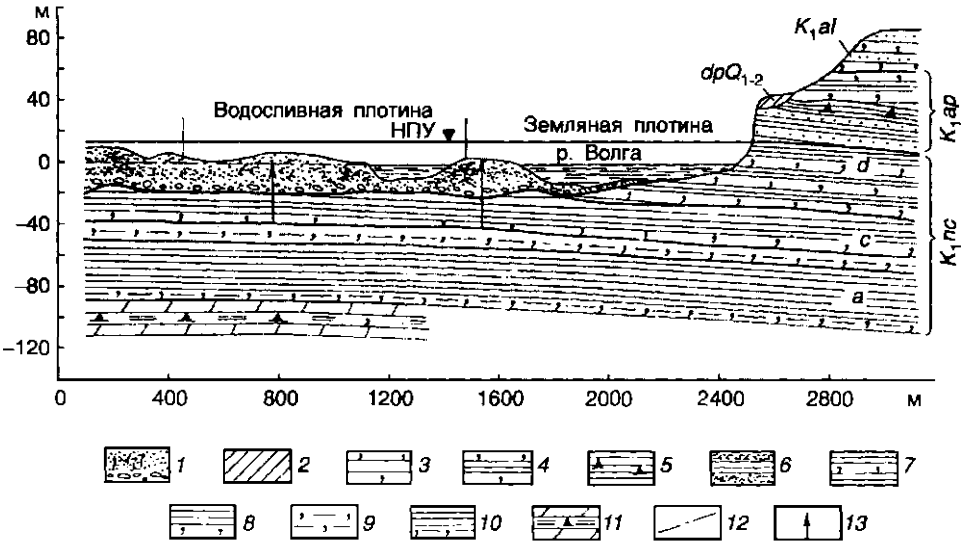


Рис. 31.15. Строение массива дисперсных грунтов по оси Саратовской ГЭС на Волге (*по Н.И.Калмыковой, 1972*):

1 — aQ_4 — современные аллювиальные отложения поймы — пески мелкозернистые в подошве с гравием и галькой; *2* — dpQ_{1-2} — древнечетвертичные оползневые накопления — перемятые глины и алевриты с прослоями песков; *3* — K_1al — альбский ярус нижнего мела — алевриты с прослоями песков; *4* — K_1ap — пачки «*c*» и «*d*» апта нижнего мела — алевриты с прослоями глин; *5* — K_1ap — пачка «*b*» апта нижнего мела — глины битуминозные, тонкоплитчатые; *6* — K_1ap — пачка «*a*» апта — переслаивание алевритов и глин; *7* — K_1nc — пачка «*d*» неокома — переслаивание алевритов и глин; *8* — K_1nc — пачка «*c*» неокома — глины с редкими прослоями алевритов; *9* — K_1nc — пачка «*b*» неокома — алевриты с редкими прослоями глин; *10* — K_1nc — пачка «*a*» неокома — глины в подошве слоя с прослоями алевритов; *11* — J_3v — волжский ярус — мергели и горючие сланцы; *12* — уровень грунтовых вод; *13* — напор подземных вод пачки «*b*» неокома

Глины неокома при естественной влажности темно-серые, почти черные, жирные на ощупь и очень плотные. Образцы их плохо размокают в воде, не реагируют с соляной кислотой и содержат пирит в рассеянных в породе мелких зернах в количестве до 5%. Под микроскопом глины имеют высокоориентированную структуру, которую определяет микрослоистость, обусловленная чередованием прослоев мощностью в доли миллиметров с различным содержанием органического вещества» (Калмыкова, 1972).

Глинистые грунты неокома оказались развиты тектоническими, литогенетическими трещинами. Первые были представлены серией трещин и мелкими сбросо-сдвигами. «Амплитуда смещений по таким нарушениям обычно не превышала нескольких сантиметров и только в некоторых случаях достигала 1—3 м. Разрывы местами сопровождались брекчией трения, которая представляет собой чешуйчатую мелкооскольчатую, очень плотную глинистую массу. Степень дробления на разных участках и даже на расположенных рядом отрезках одной и той же зоны различна. Мощность зон дробления чаще всего находится в пределах 2—30 см и лишь в отдельных случаях достигает 1—2 м...

Тектонические трещины в значительной мере облегчали воздействие агентов выветривания, так как в массив глин по трещинам проникала вода, а

заполняющая трещины брекчированная глинистая порода очень легко выветривалась и разрушалась. Вследствие этого по тектоническим трещинам в откосах котлована происходило оползание выветрелых пород. Наиболее интенсивно этот процесс развивался там, где падение и простирание трещин примерно совпадали с откосами котлована.

Кроме тектонических трещин в глинах были выявлены литогенетические трещины, трещины разуплотнения и выветривания. Литогенетические трещины разбивали породу на небольшие блоки с блестящими гранями... которые в плане имели сложный полигональный рисунок. Трещины разуплотнения проявились в образцах глин, отобранных из котлована для лабораторных исследований, так как по ним порода расслаивалась на тонкие пластинки. Образование трещин разуплотнения связано с проявлением упругих деформаций в результате снятия природной нагрузки. Образование трещин выветривания происходило вследствие промораживания, высушивания или увлажнения породы. Эти трещины разбивали породу на мелкие обломки.

Физико-механические свойства неокомских глин после вскрытия котлована подверглись существенным изменениям. Поэтому они детально изучались не только при изысканиях, но и в процессе строительства. Основной причиной длительных исследований свойств глин явилась склонность их к разуплотнению при снятии природной нагрузки и выветриванию. Вследствие этого в ходе строительства неоднократно возникала необходимость в пересмотре расчетных показателей прочностных свойств глин и внесении коррективов в проект сооружений» (Калмыкова, 1972).

Необходимо подчеркнуть, что во многих регионах России в связи с особенностями их геологического строения все без исключения инженерные сооружения «вписываются» в массивы дисперсных грунтов. К таким регионам относятся Западно-Сибирская плита. Скифская плита, Печерская синеклиза.

МАССИВЫ МЕРЗЛЫХ ПРИРОДНЫХ ГРУНТОВ

Разрез массивов мерзлых природных грунтов сложен на всю мощность криогенными грунтами, непременными особенностями которых являются наличие в них льда и отрицательная температура. Такие массивы могут быть сформированы многолетнемерзлыми грунтами только одного, определенного криогенетического типа (син-, эпи- или диакриогенными) или их сочетанием. Последние сформировались в процессе промерзания различных частей массива разными способами (рис. 31.16). Такие массивы называют смешанными, или генетически неоднородными (иногда применяют не совсем строгий термин — полигенетические или поликриогенные).

Различные типы этих массивов мерзлых природных грунтов закономерно распределены в пространстве. Все горные территории криолитозоны — это области преимущественного развития массивов, сложенных эпикриогенетически промерзшими скальными грунтами. Массивы сингенетически промерзших грунтов здесь сложены современными склоновыми, озерными, ледниковыми, водно-ледниковыми грунтами. В районах их формирования распространены и смешанные по строению типы. Массивы, сложенные эпигенетически промерзшими дисперсными осадочными грунтами, широко развиты в областях, подвергавшихся в плейстоцене обширным морским трансгрессиям, где накопились мощные толщи морских осадков — это, в первую очередь, север Печорской низменности в Западной Сибири.

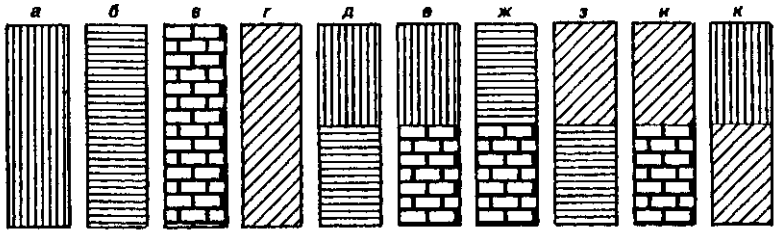


Рис. 31.16. Типы строения массивов природных мерзлых грунтов, сложенных син-, эпи- и диагенетическими образованиями:

а — сингенетически промерзшие дисперсные; *б* — эпигенетически промерзшие дисперсные; *в* — эпигенетически промерзшие скальные; *г* — диагенетически промерзшие; комбинации толщ, промерзших разными способами: *д* — сингенетические, подстилаемые эпигенетически промерзшими дисперсными; *е* — сингенетические, подстилаемые эпигенетически промерзшими скальными; *ж* — эпигенетически промерзшие рыхлые, подстилаемые такими же скальными; *з* — диагенетические, подстилаемые эпигенетически промерзшими дисперсными; *и* — диагенетические, подстилаемые эпигенетически промерзшими скальными; *к* — сингенетические, подстилаемые диагенетическими

Массивы синкриогенных грунтов развиты в областях, где в плиоцене, плейстоцене и голоцене осуществлялось медленное тектоническое опускание, компенсированное континентальным накоплением аллювиальных, дельтовых, ваттово-лайдовых, эоловых и склоновых осадков. В пределах Российской криолитозоны, в первую очередь это террасовые комплексы Ямала и Гыданского полуострова, обширные равнины Северо-Востока Сибири: Анабаро-Оленекская, Яно-Индигирская, Колымская, равнины Центральной Якутии, прибрежные аккумулятивные равнины Чукотки. Кроме того, массивы синкриогенных грунтов развиты и в областях преимущественного распространения эпикриогенных толщ в пределах крупных речных долин, на низменных лайдовых побережьях, в котловинах, где накапливаются торфяно-болотные образования. Массивы последних могут встречаться даже в самых южных районах криолитозоны, если там происходит осадконакопление и формируются многолетнемерзлые островные массивы.

Наиболее сложное строение и пространственное изменение состава и свойств характерно для природных массивов, сложенных синкриогенными толщами. Это убедительно доказано материалом изложенным в разд. 22.5 и гл. 27. Во многом это обусловлено наличием в разрезе таких массивов мощных повторно-жильных льдов (см. рис. 22.11 и 22.12). Специфические черты строения массивов, сложенных синкриогенными грунтами, хорошо видны на рис. 31.17.

В западных районах севера криолитозоны России на значительных площадях распространены неоднородные по строению массивы мерзлых грунтов. Верхняя часть их разреза сложена синкриогенными, а нижняя — эпикриогенными песчано-глинистыми грунтами (рис. 31.18). Льдистость таких массивов максимальная в верхней части, что обусловлено как особенностями распределения в разрезе текстурообразующих льдов, так и наличием повторно-жильных льдов.

Массивы эпикриогенных грунтов также развиты широко. Их льдистость в самородных по составу толщах максимальна в верхней части разреза. Однако при наличии в промерзавших разрезах водоносных горизонтов распределение

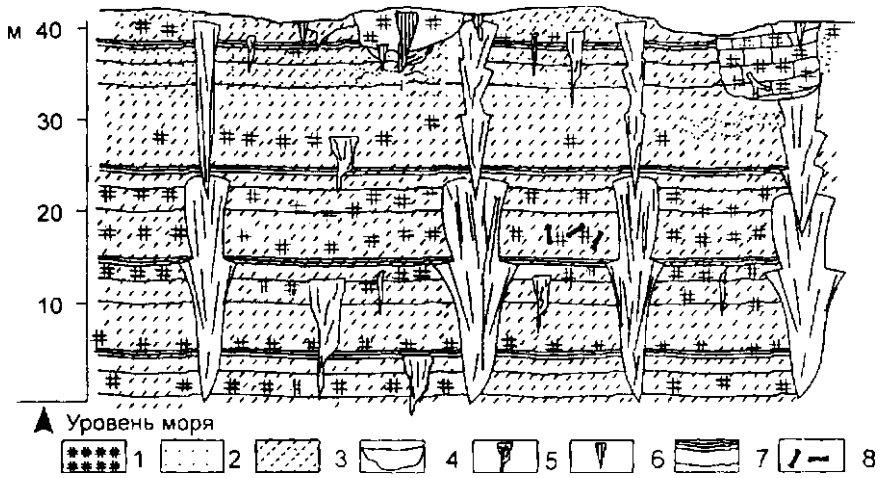


Рис. 31.17. Принципиальная схема циклического строения массива позднечетвертичных синкриогенных грунтов с мощными повторно-жильными льдами Яно-Индигирской низменности:

1 — торф; *2* — песок; *3* — супесь; *4* — таберальные малольдистые (протаявшие под дном озера) уплотненные супеси; *5* — сингенетические позднеплейстоценовые повторно-жильные льды; *6* — голоценовые повторно-жильные льды; *7* — шлиры льда; *8* — костные остатки мамонтовой фауны

льда в разрезе осложняется, в нем появляются пластовые залежи льдов (см. гл. 27).

Массивы эпигенетически промерзших скальных природных грунтов имеют более простое строение. Так, при проходке горных выработок в Забайкалье на Куналейском и Ингодинском месторождениях (Хэнтэй-Чикойское — Даурское нагорье) по всей толще многолетнемерзлых грунтов — в гранитах, ороговикованных песчаниках и сланцах в трещинах, рассекающих массив в разнообразных направлениях, наблюдался лед (Шевченко, 1989). Количество льда относительно невелико и визуально не превышало 1% общего объема грунтов. Однако лед, цементирующий отдельности горных грунтов, в трещиноватых зонах создает временную, ненадежную устойчивость их в выработках. После оттаивания многолетнемерзлых толщ нередко

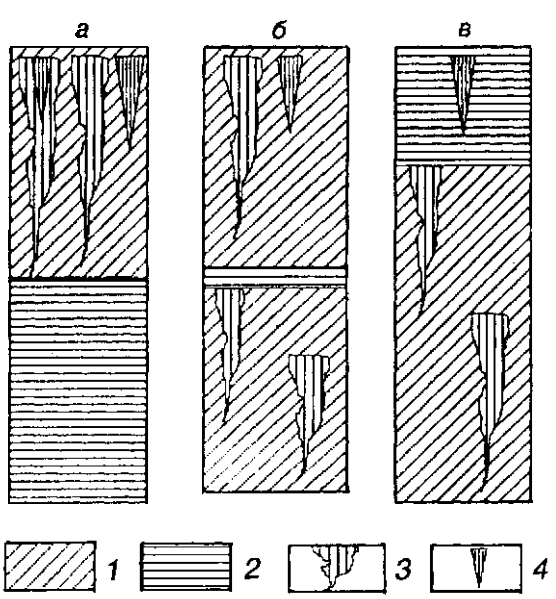


Рис. 31.18. Типы мерзлых массивов, сложенные разными по генезису криогенными образованиями:

1 — синкриогенные грунты; *2* — эпикриогенные грунты; *3* — синкриогенные повторно-жильные льды; *4* — эпикриогенные повторно-жильные льды

происходят вывалы и отслаивание грунтов, создается неустойчивость стенок и кровли выработок, что заставляет вести практически сплошное их крепление.

В крупном гранитоидном массиве на правом берегу р. Ханиканджи (верховья Колымы) в трещинах бокового отпора В.Т.Гольдманом описаны ледяные жилы на глубине 20—35 м. Жилы прослежены в штольнях, расположенных приблизительно на 100 м выше дна долины на склоне крутизной 25°. Ширина ледяных жил 20—40 см, их видимая протяженность достигает 25 м. Во льду встречаются отдельные обломки гранитов, отделившихся от стенок трещин и погруженных в массу льда.

В целом льдистость многолетнемерзлых магматических интрузивных пород (гранитов, диоритов, габбро, долеритов, диабазов) в массивах не превышает первых долей процента в связи с незначительной пустотностью, увеличиваясь вблизи стенок трещин до 1—1,5%. Мерзлому массиву в связи с закономерным (системным) характером трещиноватости свойственны закономерно-сетчатые (системно-сетчатые) трещинные криотекстуры. Мощность прожилков льда соответствует раскрытию трещин и не превышает 1—2, редко 5 мм. Крупная блочность пород определяет преимущественно редкосетчатые криогенные текстуры. Льдистость грунтов в массиве (вне зон тектонического дробления) обычно составляет 1—3%. В зоне поверхностного выветривания, где характерны трещинно-шлировые и трещинно-базальные криотекстуры, льдистость грунтов обычно не превышает 3—5%.

Массивы эпигенетически промерзших эффузивных и вулканогенно-осадочных пород часто слоисты, для них характерно чередование горизонтов крепких монолитных грунтов (базальтов, андезитов и др.) и прослоев туфов. Последние часто в разной степени выветрелые. При промерзании таких образований нарушенные первичные кристаллизационные связи в грунтах заменяются льдоцементными. Примером могут служить андезиты и андезитобазальты бассейна р. Мяунджи, объемная льдистость которых достигает 15%. При оттаивании эти породы дают значительную осадку (Нистратова, Каплина, 1989).

Массивы эпигенетически промерзших метаморфических грунтов (гнейсов, кварцитов, сланцев и др.) характеризуются низкими значениями льдистости (1—2%). Вне зон тектонического дробления грунтам свойственны закономерно-сетчатые трещинные криогенные текстуры. Мощность прожилков льда изменяется от нескольких миллиметров до 1—2 см. В зонах же интенсивного выветривания и дробления льдистость грунтов составляет 2—5%, характерна анизотропия криогенного строения пород.

В массиве эпигенетически промерзших конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов в ненарушенных блоках в связи с высокой пористостью некоторых из этих грунтов льдистость может достигать 10%, превышая эту величину в зонах интенсивной выветрелости и трещиноватости. В таких массивах формируются пластово-трещинные криотекстуры, определяемые выдержанным характером льдовмещающих трещин напластования. Криогенное строение таких массивов резко анизотропно. Характерная для большинства грунтов мелкая блочность определяет формирование мелкосетчатых криогенных текстур. Мощность прожилков льда в соответствии с раскрытием трещин составляет, как правило, 1—2 см, увеличиваясь в приповерхностной части зоны выветривания до 10 см и более. Наиболее частые и мощные ледя-

ные включения приурочены к плоскостям напластования, а также к угольным пластам (особенно слабометаморфизованным) и к линзам лигнитов. Мелкая блочность и высокая льдистость пород облегчает их криогенное разуплотнение (Нистратова, Кашина, 1989).

Ледяные включения в толще мезозойских осадочных грунтов на Витимском плоскогорье, по данным И.А.Некрасова (1976), наблюдаются до глубины 70—80 м. Образование льда связано с эпигенетическим замерзанием трещинно-пластовых и порово-пластовых вод. В слабосцементированных крупнообломочных грунтах линзы и пропластки льда мощностью до 0,4—0,5 м зафиксированы на глубине 78 м. В Ингодинской впадине алевролиты по трещинам напластования до глубины 50 м содержат прослои и линзы льда толщиной 1—2 см. Льдистость многолетнемерзлых невыветрелых алевролитов без учета трещин очень небольшая — 10—12%. Песчаники в мерзлом состоянии содержат лед-цемент, на контакте с алевролитами встречаются линзы льда мощностью 6—8 см. Льдистость грунтов, однако, не превышает 20%.

Алевролиты и песчаники, выведенные на поверхность, интенсивно выветриваются. Наиболее льдонасыщены верхние горизонты выветривания в основании аллювия низких террас. Они имеют комковато-сетчатую текстуру. Мощность этой льдистой зоны обычно 1—1,5 м. В Читино-Ингодинской впадине ледяные прослои и линзы мощностью до 1—2, реже 10—15 см отмечены на глубине 6—12 м. Эти ледяные включения выполняют главным образом тектонические трещины и трещины глубоких горизонтов выветривания. Линзы льда максимальной мощности приурочены к контактам алевролитов с маломощным и в прошлом водоносным песчаником (Лещиков, 1989).

В пределах многолетнемерзлой толщи, непосредственно над ее современной подошвой и ниже, в любых скальных грунтах существуют горизонты криогенной дезинтеграции. Их образование обусловлено многократными колебаниями положения подошвы мерзлых пород в пределах ограниченного по мощности обводненного горизонта. Число циклов промерзания—протаивания на нижней границе мерзлой толщи наряду с геолого-структурными особенностями пород и их обводненностью обусловили разные мощности зон дезинтеграции и их положение в массиве. Для бассейна верховьев р. Колымы А.И.Калабин установил изменения мощности зоны криогенной дезинтеграции от 5 до 50 м. Наибольшей динамичностью мерзлых толщ отличаются южные территории рассматриваемого региона, где наблюдается ряд горизонтов криогенной дезинтеграции, залегающих ниже современных многолетнемерзлых толщ.

Льдистость скальных пород в зонах криогенной дезинтеграции определяется обводненностью массива в процессе промерзания. Если мощность толщи многолетнемерзлых грунтов больше глубины эрозионного вреза, то в промороженном массиве ниже уровня последнего зоны криогенной дезинтеграции насыщены льдом. Они содержат конжеляционные и цементно-инъекционные льды, а отдельные их участки могут быть распучены. В случае когда глубина эрозионного вреза больше современной мощности мерзлой толщи, промерзавшие породы находились в зоне аэрации или периодического обводнения. При этом трещины в мерзлом массиве либо заполнены вторичным натечным и аблимационным льдом, не оказывающим расклинивающего действия на породы, либо остаются полыми (Нистратова, Каплина, 1989).

31.2. Массивы, сложенные природными грунтами разных классов

Массивы этого класса развиты чрезвычайно широко. Среди них обособим два принципиально различных типа: массивы, сложенные дисперсными и скальными природными грунтами, и массивы, сложенные дисперсными, скальными и мерзлыми природными грунтами. Первый из них развит вне криолитозоны Земли, а второй — исключительно в ее пределах.

МАССИВЫ, СЛОЖЕННЫЕ ДИСПЕРСНЫМИ И СКАЛЬНЫМИ ПРИРОДНЫМИ ГРУНТАМИ

Массивы грунтов такого состава развиты чрезвычайно широко. Чаще всего они сформированы налеганием дисперсных грунтов четвертичного или неоген-четвертичного возраста на более древние скальные грунты разного генезиса и состава. Массивы, в разрезе которых скальные грунты налегают на дисперсные, хотя и встречаются (например, на Камчатке, в Армении), но имеют сугубо локальное развитие. Массивы, в которых скальные и дисперсные грунты переслаиваются, развиты очень широко и приурочены к осадочным или вулканогенно-осадочным комплексам.

Строение массивов первого типа, в разрезе которых дисперсные грунты разного состава подстилаются скальными, показано на рис. 31.19 и 31.20. Они широко развиты в горно-складчатых регионах и в пределах щитов древних платформ.

Плотина Путкинской ГЭС на р. Кеми в Карелии построена в 1965 г. (ширина русла реки по створу в межень 80—120 м, ширина долины на отметке НПУ 350—400 м). Она является нижней ступенью каскада Кемских ГЭС. Плотина возведена в инженерно-геологической обстановке, типичной для большинства гидроузлов Карелии. Основные черты геологического строения района определяются широким развитием древнекристаллических пород, на неровной поверхности которых залегают рыхлые отложения четвертичного возраста.

В районе основных сооружений развиты преимущественно гнейсы и гранитогнейсы беломорской серии архейского возраста, на неровной поверхности которых лежат рыхлые четвертичные отложения (см. рис. 31.20). Поверхность коренных пород при ступенчатом ее характере имеет перепады высот, которые изменяются на коротких отрезках от 5 до 30 м.

Гнейсы и гранитогнейсы относятся к биотитовым, реже биотит-амфиболовым и амфиболовым разностям. Это темно-серые и розовато-серые среднезернистые, иногда мелко- и крупнозернистые, в отдельных случаях магматизированные породы. Для гнейсов характерна хорошо выраженная сланцеватость преимущественно с падением на северо-запад под углами 70—80°. В гранитогнейсах сланцеватость выражена менее четко, а падение ее направлено на юго-восток — под углами 70—80°.

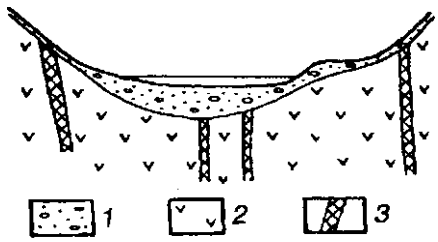


Рис. 31.19. Строение массива грунтов в основании Капчагайской плотины на р. Или (*по данным Гидропроекта*):

1 — аллювиальные гравийные пески и галечники; *2* — кварцевый порфир; *3* — дайки порфиритов

Породы беломорской серии прорваны интрузиями гранитов, габбро-норитов и

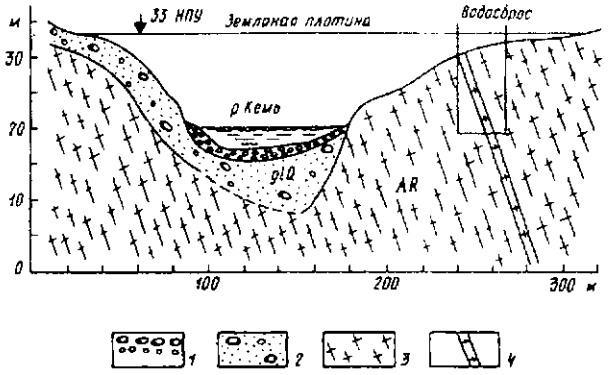


Рис. 31.20. Строение массива грунтов по оси Путкинской ГЭС на р. Кемь *(по М.С.Маслову и А.А.Лазареву, 1984)*:

1 — валуны, гравий, галька с песком (аллювиальные отложения); *2* — пески моренные с включениями гальки, гравия и валунов; *3* — гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые; *4* — жила гранита

габбро-амфиболитов более молодого возраста. Ими сложены небольшие массивы за пределами участков основных сооружений Путкинской ГЭС. Прочность гнейсов и гранитогнейсов характеризуется временным сопротивлением сжатию в водонасыщенном состоянии 120, гранитов 130 МПа. Плотность их около 2700 кг/м^3, строительная категория VIII—X.

Трещиноватость пород умеренная. Выделяются трещины первичной отдельности, тектонические и выветривания. Трещины первичной отдельности обычно протяженностью 5—10 м, сомкнутые и раскрытые шириной 1—10 мм. Стенки трещин шероховатые, изредка гладкие, покрыты пятнами ожелезнения или карбонатными корочками. Установлено несколько систем трещин отдельности, среди которых преобладают крутонаклонные с углами падения 70—90°.

Среди тектонических трещин фиксируются трещины с падением на северо-запад под углами 70—80° и на юго-восток под углами 60—85°, а также трещины с падением на северо-восток под углами 65—75° и со смещениями по ним до 30 см. Отдельные тектонические трещины отличаются значительной протяженностью — до 100 м при ширине от 1 до 200 мм с раздувами на отдельных участках — до 300 мм. Центральная часть наиболее крупных из них заполнена милонитом и катаклазитом. По данным термического анализа, глинистая фракция состоит из монтмориллонита с примесью хлорита, гидрослюды, окислов железа и каолинита. Большинство тектонических трещин сопровождается зонами измененных, ослабленных и рассланцованных пород, ширина которых обычно составляет 0,2—1,5 м и изредка достигает 3,5 м (котлованы водосбросов и станционного узла).

Трещины выветривания приурочены к поверхностной зоне скальных грунтов и распространяются на глубину 3—5 м, ширина их колеблется от 1 до 50 мм. Обычно они заполнены вмытой супесью, дресвой и щебенкой, лишь иногда встречаются полые трещины. Стенки трещин бугристые неровные, со следами ожелезнения.

Четвертичные отложения в районе гидроузла разнообразны по составу и генезису. В основном это ледниковые моренные разнозернистые пески с гравием, галькой и валунами. В меньшей степени распространены озерно-ледниковые и морские глины, суглинки и пески, а также торфяно-болотные и аллювиальные образования. По возрасту они относятся к верхнечетвертичному и современному отделам.

Мощность четвертичных отложений по данным геофизических работ, разведочных выработок и вскрытых котлованов небольшая, но крайне изменчи-

вая и зависит от рельефа поверхности коренных пород и степени размыва рыхлых отложений в послеледниковое время. Наибольшая мощность 10—12 м отмечена в русле реки и на участке напорной дамбы вдоль подводящего канала. В левобережном примыкании земляной плотины мощность четвертичных отложений, представленных песчаной мореной, 3—5 м, на правом берегу они отсутствуют. За пределами основных сооружений гидроузла мощность четвертичных отложений местами достигает 30—35 м (Маслов, Лазарев, 1984).

Среди массивов, сложенных природными грунтами разных классов, широко распространены массивы, в строении которых принимают участие осадочные скальные (прочные песчаники, алевролиты) и дисперсные (глины, пески) грунты. Они характерны для толщ фанерозоя, в меньшей степени мезозоя древних платформ, имеют слоистую структуру, которая и определяет их поведение при взаимодействии с инженерными сооружениями. Глинистые прослои в таких массивах снижают устойчивость склонов, способствуют возникновению оползней, их необходимо учитывать при проектировании бортов карьеров, дорожных выемок, расчетах осадок в основании сооружения. Фильтрационные свойства таких массивов зависят от чередования в их разрезе слоев с различной водопроницаемостью.

Примерами таких массивов являются толщи красноцветных верхнепермских отложений Волжско-Камского региона (рис. 31.21). Они изучены при проектировании и строительстве Горьковской и Чебоксарской ГЭС на Волге, Нижнекамской и Воткинской ГЭС на Каме. Массивы сложены чередующимися слоями плотных глин, мергелей, алевролитов и аргиллитов, содержат слои или линзы песков или песчаников, часто встречаются выдержанные по мощности и простиранию прослои известняков. Мощности отдельных слоев пород редко превышают первые метры. Поведение таких массивов в основании сооружений, в строительных котлованах и на природных склонах в зависимости от особенностей строения может быть существенно различным. Прочные песчаники, алевролиты и известняки являются надежным основанием и устойчивы на склонах почв. Воды, заключенные в пачках и линзах песков, обычно обладают значительным напором, при быстром снижении которого, например при открытом отливе из котлована, пески оплывают, откосы обрушаются. По прослоям мягкопластичных глин на склонах происходят оползни.

Очень сложным является строение подобных сложных массивов на участках, где они были прорезаны речными долинами и перекрыты четвертичными дисперсными грунтами. Но и они были неоднократно использованы в качестве оснований крупных гидротехнических сооружений (рис. 31.22 и 31.23).

Массивы сложного строения, сформированные сложными мезокайнозойскими полускальными грунтами и наложенными на них четвертичными дисперсными образованиями, также использовались как основания гидротехнических сооружений, в частности

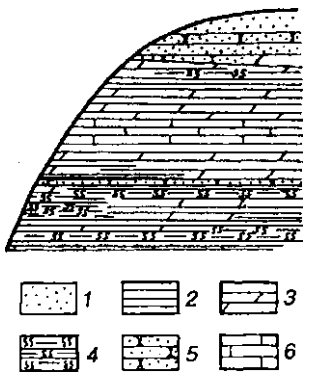


Рис. 31.21. Строение массива, сложенного красноцветными верхнепермскими осадочными грунтами в Волжско-Камском регионе:

1 — песок, *2* — глина, *3* — мергель или известняк, *4* — алеврит, *5* — песчаник, *6* — известняк

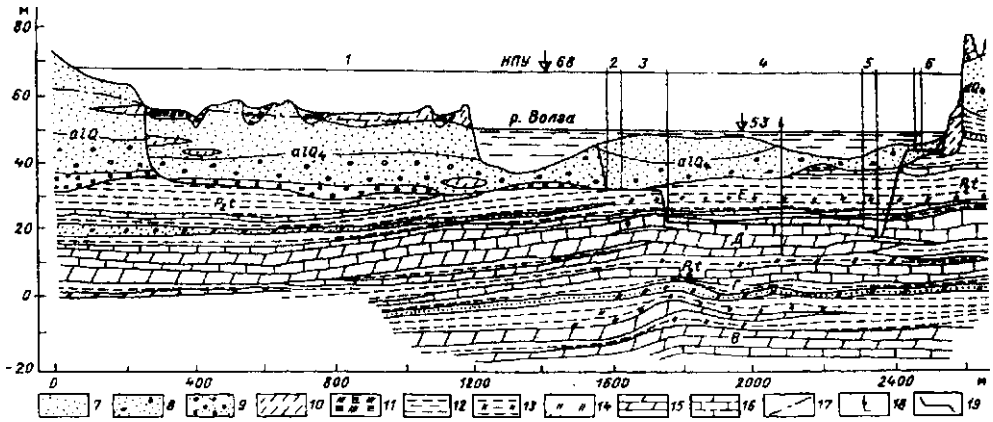


Рис. 31.22. Строение массива грунтов в основании плотины Чебоксарской ГЭС (*по материалам Гидропроекта*):

1 — земляная плотина; *2* — сопрягающая стенка; *3* — водосливная плотина; *4* — здание ГЭС; *5* — шлюз; *6* — земляная плотина; *7* — песок; *8* — песок с гравием и галькой; *9* — гравий и галька с песком; *10* — суглинок; *11* — торф и ил; *12* — глина плотная; *13* — глина плотная с линзами алеврита; *14* — алеврит; *15* — мергель; *16* — известняк; *17* — уровень подземных вод; *18* — напор подземных вод; *19* — подземный контур сооружений

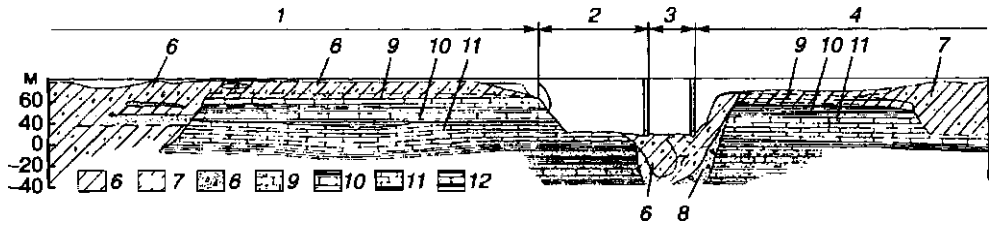


Рис. 31. 23. Строение массива грунтов в основании Плявинского гидроузла (*по К.А.Пестовскому, 1970*):

1 — левобережная дамба; *2* — русловая плотина; *3* — машинное здание ГЭС; *4* — правобережная плотина; *5* — контур цементационной завесы; *6* — моренные суглинки с линзами песков; *7* — моренные супеси; *8* — песчаные отложения шлейфа; *9* — доломиты даугавской свиты; *10* — глины и доломиты саласпилсской свиты; *11* — доломиты и мергели плявинской свиты; *12* — пески, песчаники и глины аматской свиты

Печенежской плотины на р. Северский Донец. Ее строительство в 1958—1963 гг. в верхнем течении реки при высоте подпора плотины 9,5 м обеспечило образование водохранилища протяженностью 65 и шириной 2—4 км. Сложность инженерно-геологических условий строительства Печенежской плотины заключалась в том, что в ее основании под толщей аллювиальных песчаных и илисто-глинистых грунтов залегают мергельно-меловые породы (рис. 31.24).

В строении этого массива принимают участие верхнемеловые палеогеновые и четвертичные отложения. В разрезах первых выделено три горизонта: верхний, представленный мелом, средний — мелоподобным мергелем и нижний — аналогичный первому.

По степени трещиноватости и выветрелости в толще верхнемеловых отложений выделяются три зоны выветривания пород. Верхняя зона интенсивного выветривания представляет собой элювий, образованный пластичной вязкой

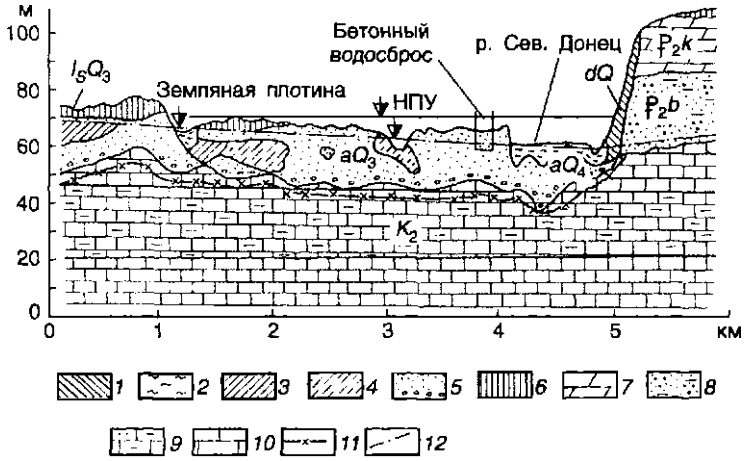


Рис. 31.24. Строение массива грунтов в основании Печенежской плотины на р. Северский Донец (*по С.В.Кухтию, 1984*):

1 — суглинки со щебнем делювиальные; *2* — илы; *3* — глины илистые; *4* — суглинки илистые; *5* — пески мелко- и среднезернистые в основании с гравием и галькой; *6* — суглинки лёссовидные; *7* — мергель; *8* — пески глауконитовые; *9* — мелоподобный мергель; *10* — мел писчий; *11* — границы зоны интенсивного выветривания; *12* — уровень подземных вод

массой с включением мелкой щебенки коренных пород мощностью от 1 до 9,5 м. Средняя зона повышенной трещиноватости пород мощностью до 25 м. Нижняя зона представлена монолитными мергельно-меловыми породами. Возникновение двух верхних зон связано с процессами разгрузки и выветривания пород после образования глубокой эрозионной сети в неоген-четвертичное время. Эти процессы привели к образованию вязкого мелоподобного мергеля с брекчиевидной текстурой. Эти зоны наиболее развиты в долине реки.

Палеогеновые отложения представлены в основном мелководными фациями кварцево-глауконитового комплекса с мощной пачкой более глубоководных мергелистых грунтов. Четвертичные отложения широко развиты, и их мощность до 20—30 м; они представлены аллювиальным, эоловым, делювиальным, пролювиальным и элювиальным генетическими типами песчано-глинистых грунтов.

МАССИВЫ, СЛОЖЕННЫЕ ДИСПЕРСНЫМИ, СКАЛЬНЫМИ И МЕРЗЛЫМИ ПРИРОДНЫМИ ГРУНТАМИ

Эти массивы распространены достаточно широко. Среди них чаще всего встречаются массивы, сложенные талыми дисперсными грунтами, подстилаемыми многолетнемерзлыми образованиями, и массивы, сформированные промерзшими скальными и дисперсными грунтами, прорезанные сквозными или несквозными таликами. Кроме того, встречаются и массивы, сложенные талыми и многолетнемерзлыми грунтами переслаивающимися (например, в разрезах аллювия современных пойм).

Массивы первого типа, сложенные дисперсными талыми и многолетнемерзлыми грунтами, наиболее часто представлены так называемыми «несливающимися мерзлыми толщами». Верхняя часть их разреза представлена талы-

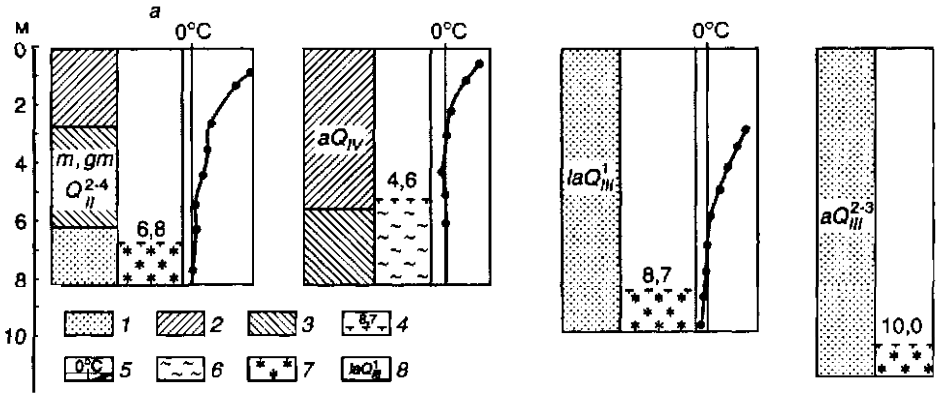


Рис. 31.25. Строение массивов, сложенных талыми дисперсными грунтами, подстилаемыми многолетнемерзлыми на севере Западно-Сибирской плиты *(по А.В.Груздову, 1980)*:

а — верховья р. Юредея; *б* — пос. Салемал; *в* — долина р. Нерха-Яхи; *г* — долина р. Ево-Яхи; *1* — песок; *2* — суглинок; *3* — глина; *4* — положение и глубина залегания кровли многолетнемёрзлых пород; *5* — температура грунтов; *6* — слоистая криогенная текстура; *7* — массивная криогенная текстура; *8* — индекс генезиса и возраста грунтов

ми грунтами, подстилаемыми многолетнемерзлыми (рис. 31.25). Они широко распространены в южной половине криолитозоны Печорской синеклизы, Западно-Сибирской плиты, Якутии, Забайкалья и др. Верхняя, протаявшая, часть разреза песчаных по составу несливающихся толщ обычно более мощная, чем в глинистых грунтах (в одном и том же геокриологическом районе при прочих равных условиях). В массивах песков талая часть разреза сложена водонасыщенными грунтами, глин — грунтами текучепластичной консистенции.

В Западной Сибири массивы этого строения, в разрезе которых кровля многолетнемерзлых пород залегает на глубине большей, чем мощность слоя сезонного промерзания, встречены на всех геоморфологических уровнях в различных районах севера плиты: от бассейна Северной Сосьвы на западе до Таз-Енисейского междуречья на востоке; от Полярного круга на севере (бассейн Ныды) до широтного течения Оби на юге. Область наибольшего развития массивов такого строения протягивается в виде широтно вытянутой полосы шириной 100—150 км, расположенной преимущественно к югу от Северного полярного круга (Груздов, 1980).

Глубины залегания верхней границы многолетнемерзлых грунтов в зависимости от характера поверхностных условий, состава и влажности верхних горизонтов отложений изменяются наиболее часто от 4—5 до 12—15 м. На участках, сложенных с поверхности песчаными грунтами, глубины залегания верхней границы мерзлых грунтов в таких массивах составляют 6—9 м, а на наиболее возвышенных и расчлененных участках — 10—15 м. На территориях, сложенных суглинистыми породами, глубины залегания мерзлых пород не превышают обычно 5—7 м.

Формирование подобных массивов грунтов, нестабильных во времени и развитых на столь обширных территориях, определяется региональным изменением природной обстановки, что связано прежде всего с повышением сред-

неголовых температур воздуха и увеличением увлажненности климата. Возрастание количеств выпадающих атмосферных осадков, их инфильтрации в оттаивающие грунты в сочетании с потеплением климата могут приводить к повышению среднегодовых температур мерзлых грунтов, прогрессивному увеличению глубин сезонного протаивания и, наоборот, снижению глубин зимнего промерзания грунтов. В итоге сочетания этих процессов и формируются несливающиеся толщи многолетнемерзлых грунтов. Наиболее ярко это выражено на более расчлененных и дренированных участках (Груздов, 1980).

Массивы, сложенные эпигенетически промерзшими скальными или скальными и дисперсными грунтами, «прорезанными» таликами, чаще всего встречаются в речных долинах. Они подробно изучены при строительстве Курейской, Усть-Среднеканской, Вилюйской гидроэлектростанций и др.

В состав Вилюйской ГЭС входят каменно-набросная плотина и два здания ГЭС. Плотина удерживает максимальный напор 68 м, протяженность образованного ею водохранилища около 400 км.

Выбор створа плотины, компоновки и типов сооружений определили сложные и неоднородные инженерно-геологические и мерзлотные условия района строительства. При выборе места расположения гидроузла предпочтение было отдано участку развития мощной эпигенетически промерзшей интрузии траппов, характеризующихся в целом сравнительно слабой трещиноватостью и практическим отсутствием льда в большей части массива. Повышенная же трещиноватость долеритов в верхней части интрузии определила инженерные методы улучшения оснований отдельных сооружений, например углубление врезки сооружений, цементацию основания, анкеровку откосов и др.

Сооружения данного гидроузла расположены в области сплошного развития многолетней мерзлоты. В бортах долины среднегодовые температуры мно-

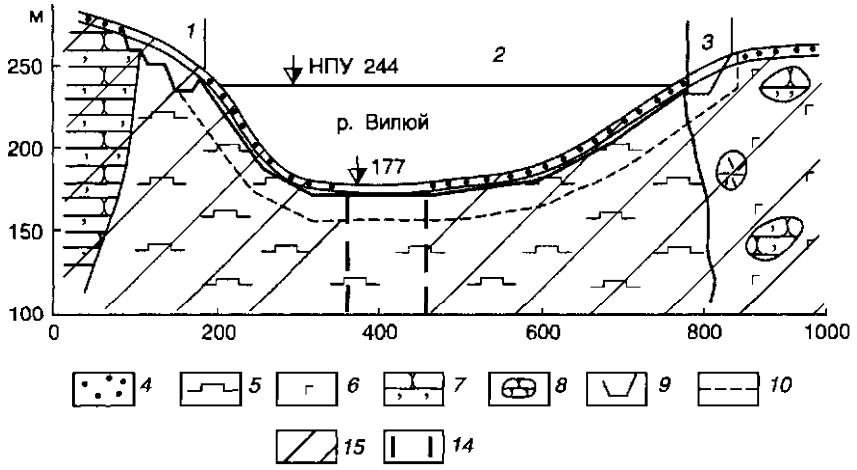


Рис. 31.26. Строение массива грунтов по оси плотины Вилюйской ГЭС на р. Вилюй (*по Н.М.Семичевой и Н.Ф.Кривоносовой, 1987*):

1 — левобережный канал; *2* — плотина; *3* — правобережный канал; *4* — аллювиально-делювиальные щебнисто-галечниковые отложения; *5* — долериты нормальные крепкие; *6* — долериты палагонитовые слабые; *7* — метаморфизованные песчаники, аргиллиты, алевролиты, известняки; *8* — ксенолиты осадочных и эффузивных пород; *9* — контур врезки сооружений; *10* — контур цементационной завесы; *11* — многолетнемерзлые породы; *12* — схематическое положение подруслового талика до начала строительства плотины

голетнемерзлых грунтов −4...−6°С на правом берегу и до −2...−3°С на левом. Наиболее высокие температуры пород (+2...+3°С) отмечаются в узкой полосе бечевников, обрамляющих сквозной подрусловой талик (см. рис. 31.26). Глубина оттаивания пород на склонах долины 1—2 м, в пределах бечевников 3—4 м (Семичева, Кривоногова, 1987).

Опыт строительства Вилюйского гидроузла свидетельствует о том, что при проведении инженерно-геологических изысканий в подобных геологических условиях надо учитывать влияние на устойчивость откосов морозного выветривания. Водопроницаемость немерзлых скальных грунтов надо изучать опытными нагнетаниями воды и воздуха, а мерзлых — сопоставлением коэффициентов трещинной пустотности мерзлых и талых грунтов. При бурении разведочных скважин в мерзлых льдистых породах необходимо соблюдать специальный режим, обеспечивающий сохранение льда (Семичева, Кривоногова, 1987).

Выбранный на первом этапе проектно-изыскательских работ створ плотины на р. Курейке расположен в пределах второго по течению реки порога длиной более 7 и шириной до 0,1 км. Рельеф района определяется в основном наличием многолетнемерзлых скальных грунтов, приуроченных к выходам на поверхность траповых интрузий долеритов, образующих узкие, вытянутые поперек долины реки хребты высотой до 100 м над окружающей местностью.

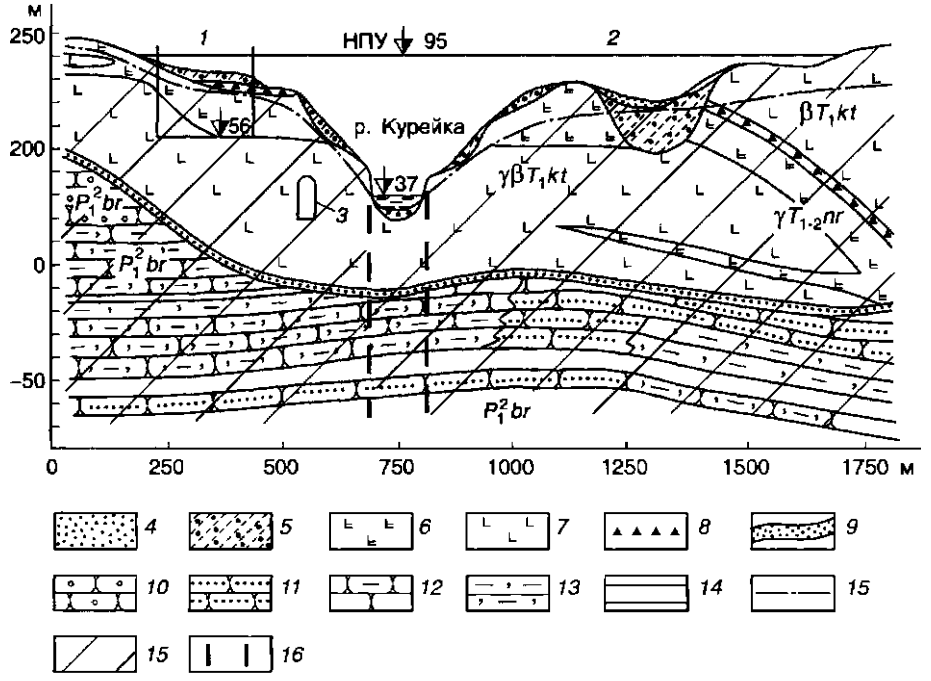


Рис. 31.27. Строение массива грунтов по оси плотины Курейской ГЭС *(по А.Е.Синяку)*:

1 — бетонные сооружения; *2* — каменно-земляная плотина; *3* — строительный туннель; *4* — покровные отложения; *5* — морена; *6* — долериты норильского типа; *7* — долериты катангского типа; *8* — графитовая брекчия; *9* — магматический контакт (кварциты, роговики); *10* — конгломераты и песчаники; *11* — песчаники; *12* — алевропесчаники; *13* — алевролиты; *14* — каменный уголь; *15* — уровень подземных вод; *16* — многолетнемерзлые породы; *17* — схематическое положение подруслового талика до начала строительства плотины

Река Курейка, прорезая эти хребты, образует пять порогов, расположенных на отрезке русла протяженностью 75 км.

Несмотря на наличие долеритов в основании Курейской ГЭС, она построена в сложных инженерно-геологических условиях. Они определяются развитием в районе слабых грунтов, представленных мерзлой графитовой и графито-долеритовой брекчией, и наличием в створе подпорных сооружений древних долин, выполненных мерзлыми дисперсными грунтами, включая сильнольдистый торф. Большая их часть имеет высокие отрицательные среднегодовые температуры; под руслом р. Курейки находится сквозной талик (рис. 31.27). В этих условиях русловую плотину, бетонные сооружения и каналы разместили за пределами интенсивного развития брекчий на долеритах и песчаниках. Исследованиями было установлено, что долериты района Курейской ГЭС по физико-механическим свойствам аналогичны долеритам, залегающим в основании Усть-Хантайской, Усть-Илимской и Братской ГЭС.

Значительные трудности возникли при строительстве плотины в пределах древних долин, заполненных многолетнемерзлыми дисперсными, включая торф, грунтами, принимающими после оттаивания текучую консистенцию. Наибольшей мощности 10 м эти образования достигали в основании правобережной плотины. Поэтому были проведены работы по частичному удалению этих грунтов из основания плотины.

31.3. Массивы техногенно преобразованных природных и техногенно созданных грунтов

Под *массивом техногенно преобразованных природных грунтов* понимается объем грунтов, в пределах которого в условиях их естественного залегания произошло целенаправленное или случайное (побочное) изменение их состава, состояния и свойств, *существенное* для инженерно-хозяйственной деятельности человека. Таким образом, границей массива техногенно преобразованных природных грунтов является воображаемая поверхность произвольной конфигурации, за пределами которой показатели состава, состояния и свойств находятся в пределах их вариации для неизмененных грунтов. Так, при глинизации трещиноватых известняков граница массива техногенно преобразованных скальных грунтов пройдет там, где коэффициент фильтрации после завершения инъекции достоверно уже не отличается от его значений для исходных грунтов. Все существенные отличия массива техногенно преобразованных грунтов определяются, в первую очередь, типом преобразуемых грунтов и способом этого преобразования. Поэтому дальнейшее подразделение массивов техногенно преобразованных природных грунтов проводится на основании этих двух признаков. В соответствии с таким подходом выделяются массивы скальных, дисперсных и мерзлых техногенно преобразованных грунтов. По способу преобразования грунтов и те и другие далее подразделяются на массивы физически закрепленных грунтов, массивы физико-химически закрепленных грунтов, массивы армированных грунтов, массивы ухудшенных грунтов.

Под *массивом техногенно созданных грунтов* понимается *непрерывный* объем перемещенных горных пород, твердых промышленных или бытовых отходов, сформированный каким-либо одним способом и рассматриваемый в качестве основания, среды или материала для возведения инженерных сооружений. К

техногенно созданным следует также относить грунты, в которых произошло радикальное преобразование (целенаправленное или самопроизвольное) характера структурных связей на месте их естественного или искусственного залегания. Например, полускальные грунты могут быть созданы из дисперсных некоторыми методами технической мелиорации. Границей массива техногенно созданных грунтов является поверхность их контакта с любыми природными или техногенными грунтами другого происхождения. Так, границей массива грунтов гидроотвала, несмотря на четкую зональность его строения, является поверхность подстилающих грунтов (без учета их изменений под влиянием самого гидроотвала) и внутренние откосы дамб обвалования. Сами дамбы обвалования также представляют собой отдельный массив техногенно созданных грунтов. Аналогично в случае непосредственного примыкания золошлакоотвала к террикону в районах угледобычи следует выделить два разных массива техногенно созданных грунтов; несколько терриконов, даже расположенных в непосредственной близости друг от друга, также не могут быть объединены в единый массив техногенных грунтов.

Характерные отличия массива техногенно созданных грунтов определяются составом уложенного в него материла и способом укладки. В соответствии с этим выделяются массивы скальных, дисперсных и мерзлых техногенно созданных грунтов, которые далее подразделяются по способу их образования на насыпи и отвалы, намывные массивы и гидроотвалы, свалки, культурный слой.

МАССИВЫ СКАЛЬНЫХ ТЕХНОГЕННО ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ГРУНТОВ

Массивы скальных техногенно преобразованных грунтов в строительной практике обычно формируются при их инъекционном закреплении веществами, заполняющими пустоты и трещины в породах. Чаще всего используется тампонирование грунтов цементными и цементно-грунтовыми растворами, глинистыми суспензиями, заполнение трещин горячим битумом или жидким стеклом (силикатизация). В результате достигается повышение несущей способности и снижение водопроницаемости природных скальных и полускальных грунтов.

Чаще всего такие работы проводятся при строительстве гидротехнических и подземных сооружений. Значительные объемы работ по опережающему тампонированию скальных грунтов проводились, например, при проходке Северо-Муйского тоннеля на БАМе. Этот участок слагается тектонически раздробленными гранитами кембрийского возраста, в разломных зонах дезинтегрированных и выветрелых до песчано-щебнистого состояния и даже глин. Закрепление проводилось на отдельных участках трассы при пересечении ее зонами разломов. Водопритоки в штольни местами превышали 200 м^3/ч при гидростатическом давлении 2,5 МПа. А при проходке 23,3 км подводной части двухпутного железнодорожного тоннеля Сейкан под морским проливом в Японии водопритоки достигали 1356 м^3/ч. Поэтому на всей трассе велись систематические опережающие инъекции на глубину 70—80 м, что на 25—30 м превышало длину участка проходки. Радиус закрепленного массива в 2,5—3 раза превышает радиус тоннеля, а для участков разломов — даже в 3—4 раза. Общий объем инъекционных работ составил более 550 тыс. м^3. В результате, поскольку созданный вокруг тоннеля прочный и водонепроницаемый экран

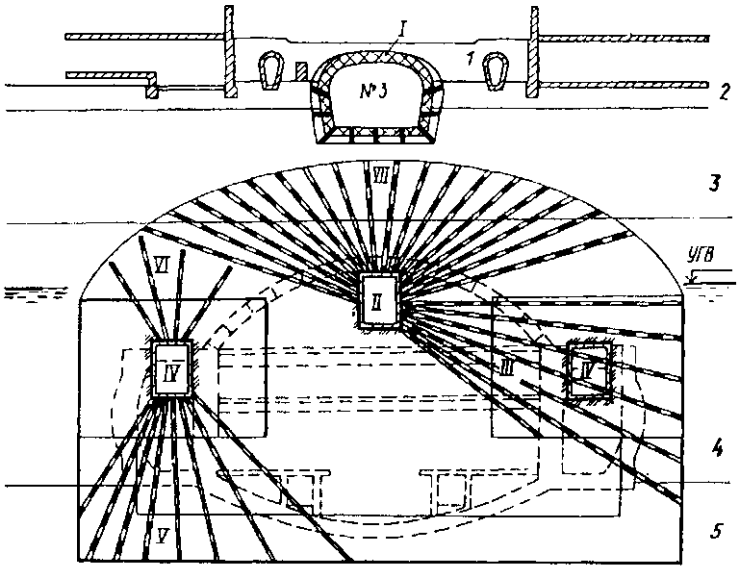


Рис. 31.28. Закрепление грунтов при строительстве станции «Обер» в Париже (*по Б.А.Ржаницыну, 1986*):

1 — культурный слой; *2, 3* — аллювиальные отложения разного возраста; *4* — мергели с включением щебня; *5* — известняки лютецкого яруса; I — создание рубашки вокруг служебного тоннеля; II — центральная штольня; III — закрепление грунта в районе боковых штолен из центральной штольни; IV — боковые штольни в закрепленном грунте; V — создание водонепроницаемой завесы нагнетанием глинистого раствора; VI, VII — закрепление верхней части массива инъекцией силикагеля. Техногенно преобразованные скальные грунты сформированы в пределах зон III, V, VI и VII

полностью воспринимает гидростатическое давление величиной до 2 МПа, постоянная обделка сооружения рассчитана лишь на горное давление от зоны разупрочненного грунта в пределах сформированного при закреплении техногенного массива (Хямяляйнен, Митраков, Сыркин, 1996).

Односводчатая станция «Обер» Парижского метрополитена была заложена на глубине 17,6 м в слабых водопроницаемых мергелях, подстилаемых более прочными известняками лютецкого яруса эоцена. Кроме того, присутствие на этом участке большого числа эксплуатируемых зданий и подземных коммуникаций требовало исключить осадки земной поверхности. Из пройденной на всю длину будущей станции центральной штольни II (рис.31.28) с металлической крепью были пробурены веерные скважины в направлении будущих пят свода и в них нагнетался глиноцементный раствор для закрепления и осушения грунтов в областях III. Затем уже в закрепленном грунте были пройдены две боковые штольни IV, из которых велось бурение и инъекционное закрепление массива. При этом надсводовые области VI и VII закреплялись силикагелем с добавками синтетических смол для получения прочного (2,0—2,5 МПа) несущего свода, а нижние слои известняков, и так обладающие достаточной прочностью, тампонировались глинистым раствором только для создания водонепроницаемой завесы. Общий объем закрепленного массива 180 тыс. м^3. В результате не потребовалось проведение работ по водопонижению и были полностью исключены осадки поверхности массива. На-

оборот, инъекции растворов под давлением вызвали небольшой подъем земной поверхности до 15 мм (Ржаницын, 1986).

МАССИВЫ ДИСПЕРСНЫХ ТЕХНОГЕННО ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ГРУНТОВ

В строительной практике достаточно часто встречаются массивы дисперсных грунтов, *искусственно улучшенных* различными методами технической мелиорации. Так, в Ташкенте в 1975 г. методом силикатизации было проведено усиление лёссового основания деформированного 6-этажного здания. Деформации возникли в результате значительных неравномерных осадок величиной 130—360 мм в результате повышения степени влажности грунтов в процессе эксплуатации сооружения с 0,32 до 0,8. Сооружение представляет собой здание прямоугольной формы размером в плане 93×16,5 м, разделенное деформационными швами на три секции, каждая из которых опирается на сплошную железобетонную фундаментную плиту на глубине 4,7 м. По периметру в основании здания была устроена (рис.31.29, *а*) сплошная стена из закрепленного грунта, которая одновременно играла роль ленточного фундамента и водонепроницаемой завесы. Кроме того, была создана продольная стена из закрепленного грунта шириной 2 м в средней части здания, а также две поперечных стены в местах разрезки фундамента деформационными швами. В итоге площадь массива закрепленного грунта составила более 60% площади самого здания. После завершения работ неравномерные осадки прекратились, а равномерные — замедлились (рис.31.29, *б*) (Ржаницын, 1986).

Улучшение несущей способности дисперсных грунтов может достигаться их уплотнением, например при устройстве фундаментов в вытрамбованных

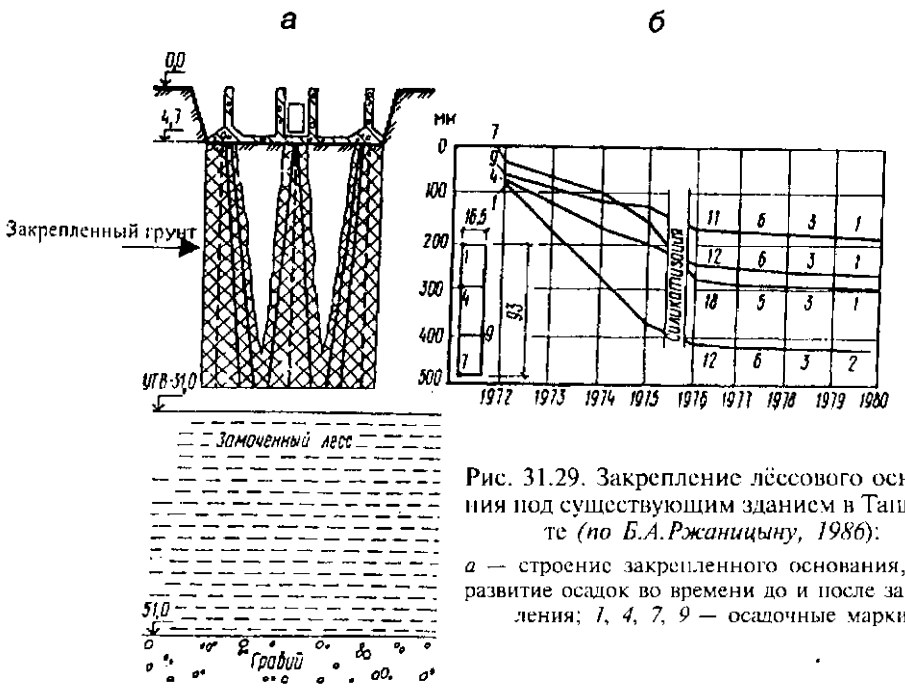


Рис. 31.29. Закрепление лёссового основания под существующим зданием в Ташкенте *(по Б.А.Ржаницыну, 1986)*:

а — строение закрепленного основания, *б* — развитие осадок во времени до и после закрепления; *1, 4, 7, 9* — осадочные марки

котлованах. Метод заключается в образовании в массиве полости путем сбрасывания в одно и то же место тяжелой трамбовки, имеющей форму будущего фундамента (с плоской подошвой, с заостренной подошвой, с уширенным основанием — образуется при втрамбовывании в дно полости крупнообломочного материала). Затем образовавшаяся полость заполняется бетонной смесью. При вытрамбовывании полости грунт вокруг нее уплотняется, увеличивается несущая способность основания, ликвидируются просадочные свойства. Поэтому такой способ устройства фундаментов эффективен в просадочных грунтах, глинистых грунтах с плотностью скелета 1,65—1,70 г/см^3, а также в пылеватых, мелких и глинистых рыхлых и среднеуплотненных песках.

Характерным примером массива дисперсных *техногенно ухудшенных* грунтов может послужить основание бетонных сооружений Саратовской ГЭС, сложенное переслаивающимися глинами и алевритами. При проходке котлована площадью 0,5×1,5 км и глубиной от 20 до 35 м вертикальная нагрузка на грунты основания была уменьшена на 0,4—0,6 МПа. За это время средняя плотность скелета глин, залегающих на глубине 10—28 м от дна котлована, уменьшилась с 1,55 г/см^3 (до начала разработки котлована) до 1,49 г/см^3, что обусловлено исключительно их разуплотнением, поскольку нагрузка от веса вышележащих пород (0,25—0,4 МПа) заведомо превышала давление набухания (0,2 МПа). Котлован был вскрыт в 1959 г. и простоял до 1966 г. Все это время глины были прикрыты от выветривания лишь маломощным слоем бетона или грунта, которые не создавали необходимой пригрузки основания, и процесс разуплотнения массива ниже дна котлована продолжал развиваться. Плотность скелета глин снизилась до 1,46 г/см^3, порода растрескалась и легко разбиралась руками на обломки размером в несколько сантиметров. Наблюдения за скоростью подъема дна котлована в результате этого процесса пород показали, что в период разработки она составила более 30 мм/год, а затем снизилась до 10—5 мм/год. Аппроксимация этих данных во времени указывает на затухание процесса деформаций в течение 17,5 лет. Глубина зоны разуплотнения под дном котлована глубиной 30—35 м достигла примерно 50 м. Под влиянием разуплотнения ухудшились физико-механические свойства грунтов — повысилась сжимаемость (в 1,5—3 раза) и снизилась прочность. Деградация прочности грунтов была вызвана преимущественно уменьшением сцепления — в данном случае почти на 40% (Калмыкова, 1975). Приведенный пример указывает на недопустимость длительного стояния котлованов, особенно глубоких, перед началом возведения сооружений.

МАССИВЫ МЕРЗЛЫХ ТЕХНОГЕННО ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ГРУНТОВ

Массивы мерзлых техногенно преобразованных грунтов образуются путем *предварительного охлаждения* пластичномерзлых или *промораживания* талых грунтов основания в условиях их естественного залегания. Этот способ применяется в южной зоне распространения многолетнемерзлых пород для повышения несущей способности оснований. Предварительное охлаждение проводится зимой при естественной (для дна котлованов) или искусственной (для скважин под свайные фундаменты) вентиляции наружным воздухом. Формирование массивов промороженных грунтов производится аммиачно-рассольными установками искусственного холода с помощью замораживающих колонок (машинное охлаждение) или с применением термосифонов (извест-

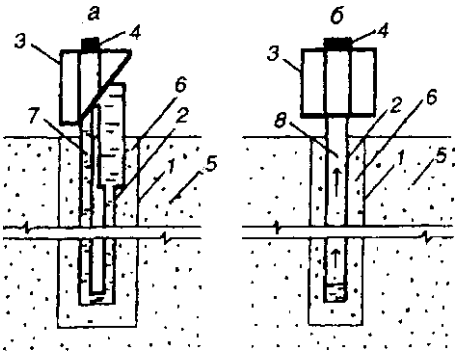


Рис. 31.30. Термосифоны жидкостные *(а)* и парожидкостные *(б)* для замораживания и охлаждения грунтов *(по Л.Н.Хрусталеву, 1999)*:

1 — скважина, *2* — испаритель, *3* — конденсатор, *4* — запорная арматура, *5* — грунт, *6* — песчаная засыпка, *7* — жидкостный хладагент, *8* — парожидкостный хладагент

ных также как термосваи конструкций Лонга, Макеева, Гапеева или СОУ — сезоннодействующие охлаждающие устройства).

Первый способ довольно дорог и часто требует специальных дополнительных мероприятий по поддержанию мерзлого состояния грунтов. Термосифоны же — это холодильные устройства, работающие за счет низких температур атмосферного воздуха в зимнее время и не требующие энергозатрат в процессе эксплуатации. В простейшем варианте термосифон представляет собой герметически закрытую трубу, заполненную хладагентом (аммиаком, фреоном, керосином, пропаном-бутаном) и погруженную одним концом в скважину (рис. 31.30). Охлаждение стенок термосифона происходит при конвекции хладоносителя за счет разницы температур и соответственно его плотности в верхней и нижней частях трубы (у жидкостного термосифона — конструкция Гапеева) или в результате испарения — конденсации хладоносителя (парожидкостный термосифон — конструкция Лонга). Вертикальные и горизонтальные термосифоны используются как для замораживания талых грунтов и создания мерзлотных завес, так и для поддержания мерзлого состояния грунтов на глубину обычно не более 15 м.

Л.Н. Хрусталевым и Ю.А. Александровым (1978) для участков с многолетнемерзлыми породами (ММП) несливающегося типа разработан способ промораживания грунтов основания с помощью термосифонов во время строительства с использованием только естественного холода (рис. 31.31). Столбчатый фундамент закладывают в талом слое, подстилаемом многолетнемерзлым. Рядом с ним с двух или четырех сторон размещают парожидкостные термосифоны, погружая их ниже подошвы талого слоя. После этого начинается монтаж вентилируемого подполья. С началом зимы термосифоны автоматически включаются в работу и образующиеся вокруг них ледогрунтовые цилиндры защемляют фундамент, препятствуя его перемещениям вверх под действием сил пучения. После смыкания ледогрунтовых цилиндров фундамент оказывается вмороженным в грунт, составляя вместе с ним что-то вроде опоры глубокого заложения, опирающейся на кровлю ММП и заанкеренной в них термосифонами. В дальнейшем по мере эксплуатации здания объем промерзшего массива увеличивается за счет работы термосифонов и вентилируемого подполья вплоть до полного промерзания талого слоя.

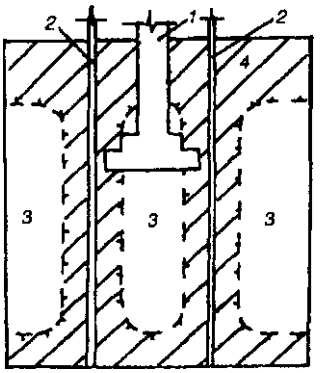


Рис. 31.31. Схема промораживания грунтов основания в процессе строительства *(по Л.Н.Хрусталеву, 1999)*:

1 — фундамент, *2* — замораживающая колонка, *3* — талый грунт, *4* — мерзлый грунт

Искусственное охлаждение и замораживание грунтов широко применялось в Норильске, начиная со второй половины 1970-х годов, для застройки на участках со сложными мерзлотно-геологическими условиями, в связи с возведением зданий повышенной этажности и многих тепловыделяющих сооружений. Для замораживания здесь применялся комплекс методов, включавший: 1) уборку снега с поверхности будущей застройки в течение 1—2 зимних сезонов до начала строительства; 2) принудительное вентилирование буровых скважин и специально устроенных траншей в зимнее время в течение 15—25 суток до строительства; 3) устройство по контуру сооружения или со стороны источников тепла жидкостных СОУ; 4) использование вертикальных парожидкостных СОУ для промораживания талых и охлаждения пластичномерзлых грунтов основания, а также для устройства водонепроницаемых завес; 5) строительство зданий с применением систем горизонтальных парожидкостных СОУ вместо проветриваемого подполья; 6) предпостроечное промораживание грунтов оснований с помощью передвижных холодильных станций с температурой циркулирующего рассола до −20...−27°С (Геокриология СССР, 1989).

Во многих случаях требовалось комбинирование трех-четырех из указанных методов. Примером применения комбинированного способа охлаждения, включавшего предпостроечное промораживание грунтов через трещины, установку замораживающего контура из жидкостных СОУ, устройство провстриваемого подполья, может служить основание одного из 9-этажных домов в Норильске. До застройки под его основанием располагался талик мощностью около 2 м и температурой мерзлого грунта вокруг него от −0,2 до −0,4°С. Для понижения температуры грунта под зданием и обеспечения расчетной несущей способности свайного фундамента в области талика до начала строительства были смонтированы наклонные трубы, уложенные в траншеи, через которые зимой нагнетали наружный воздух. Для сохранения этой области грунта в многолетнемерзлом состоянии и прекращения возможного поступления воды с обеих сторон здания устроили защитные экраны из СОУ длиной 7,2 м. В результате охлаждения температура грунтов на глубине 5 м понизилась с 0,2 до −17,5°С, а затем, в процессе эксплуатации здания, поднялась до среднего значения −2...−3°С на глубине 10—14 м под зданием. За 6 лет эксплуатации здания и работы охлаждающих установок совместно с проветриваемым подпольем температура грунтов выровнялась по всему контуру, а глубина залегания нулевых годовых амплитуд уменьшилась с 12 до 8 м.

МАССИВЫ СКАЛЬНЫХ ТЕХНОГЕННО СОЗДАННЫХ ГРУНТОВ

Массивы скальных и полускальных антропогенных грунтов образуются либо при целенаправленном радикальном преобразовании характера структурных связей природных или техногенных дисперсных грунтов, либо в процессе самопроизвольной цементации отвальных масс. Примером таких спонтанно сцементировавшихся образований являются массивы старых солеотвалов калийных предприятий. На этих солеотвалах высотой обычно более 100 м из массы галитовых отходов по мере заполнения пор и омоноличивания грунтов постепенно образуется массив пород с высокой плотностью и прочностью (сцепление 0,15—1,0 МПа и более, по Головину, 1980). Основными факторами самопроизвольного преобразования материала являются давление от собствен-

ного веса, вытеканис первичной рапы и дегидратация с формированием кристаллизационных связей. На разных глубинах — в силу преобладания разных факторов — формирующиеся грунты будут иметь различные плотность и прочность. Объемы некоторых солеотвалов крупных месторождений составляют сотни миллионов тонн.

В ряде случаев применение искусственного закрепления дисперсных грунтов позволяет сформировать массивы грунтов с новым типом структурных связей и получить грунты с физико-механическими характеристиками, приближающимися к полускальным и даже скальным грунтам. Объемы таких техногенно созданных массивов в силу их назначения и технологии ведения работ обычно невелики: например, массив небольшой толщины, формирующийся по контуру будущей горной выработки в результате электроплавления плывунного грунта.

Значительные объемы техногенно образованных грунтов формировались способами силикатизации и смолизации для предотвращения осадок сооружений при щитовой проходке тоннелей Московского метрополитена. Так, на Замоскворецком радиусе закрепление песков средней крупности было проведено на 120-метровом участке между станциями Автозаводская и Коломенская с обилием подземных коммуникаций и наземных инженерных сооружений. Закрепление массива сечением 37—39 м^2 велось методом однорастворной силикатизации из забоя секциями по 3 м с таким расчетом, чтобы после проходки тоннеля вокруг него оставалось кольцо из закрепленного грунта толщиной 75 см. На наиболее ответственном участке инъекция проводилась с поверхности, причем на 1 м тоннеля закреплялось более 40 м^3 грунта, часть которого потом разрабатывалась. Прочность грунта на одноосное сжатие уже через 1 сутки достигла 1,8—2 МПа. Созданный несущий свод обеспечил безаварийную проходку тоннеля и предотвратил осадку поверхности. При закреплении грунтов на опытных участках двухрастворной силикатизацией была достигнута прочность 2—2,4 МПа, а при смолизации — даже 3,5 МПа (Ржаницын, 1986).

Смолизация с применением карбамидной смолы применялась также при укреплении фундамента Воскресенского собора в Угличе — памятника архитектуры XVII в., неравномерные осадки и деформация которого возникли в результате суффозии в песчаном основании из-за изменения режима грунтовых вод после сооружения ГЭС. Инъекционное закрепление мелких водонасыщенных песков велось по периметру фундамента с наружной и внутренней стороны. Это позволило создать под фундаментами шириной 2,5 м полосы из закрепленного грунта шириной 8 м и мощностью 4 м. После укрепления основания осадки здания прекратились, а прочность грунтов на одноосное сжатие достигла в среднем 3 МПа. В Московском Кремле при смолизации грунтов основания Успенского собора и церкви Ризоположения удалось достичь прочности 0,95—6,3 МПа. Смолизация проводилась после закрепления бутовой кладки фундамента и культурного слоя цементацией (Ржаницын, 1986).

МАССИВЫ ДИСПЕРСНЫХ ТЕХНОГЕННО СОЗДАННЫХ ГРУНТОВ

Огромные площади занимают массивы отвалов и гидроотвалов. Так, только на территории Украины размещено порядка 1000 конусных и хребтовидных отвалов пород общим объемом свыше 1 млрд м^3. Многие из действующих

отвалов (а таких более половины) — горят. По данным А.Ю. Дриженко (1985), за все время угледобычи только в пределах Донецка в 127 терриконах (конусных отвалах) накопилось около 200 млн тонн породы, занимающей площадь 1600 га. Ежегодно здесь складируется около 9 млн т пород.

В горной промышленности основная масса *отвалов* образуется при разработке полезных ископаемых открытым способом. Занимаемые ими площади составляют до 25% земельного отвода горнодобывающих предприятий. По высоте отвалы подразделяются на низкие (до 20 м), средние (20—50 м) и высокие (свыше 50 м). При отвалообразовании может использоваться две схемы ведения работ: 1) с фронтальной отсыпкой — размещение пород в отвал происходит при непрерывном движении отвалообразователя вдоль фронта работ; 2) с блоковой отсыпкой — складирование пород осуществляется заходками (блоками). Эти схемы отсыпки в значительной степени предопределяют характер последующего уплотнения грунтов отвалов и их оснований, а также влияют на возможное нарушение устойчивости отвальных откосов (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997). Горнотехническая классификация отвалов приведена в табл. 31.1.

Строение терриконов определяется гранулометрическим составом складируемых пород и процессами их последующего преобразования. Пористые терриконы сложены преимущественно крупнокусковым, устойчивым к выветриванию материалом, обычно обломками песчаника. Мощность нижней пористой зоны составляет 1/3 и более высоты отвала. Плотные отвалы характеризуются небольшим количеством крупных кусков, которые при выветри-

Таблица 31.1

Классификация отвалов

(по И.В. Мельникову, 1954)

Классификационный признак	Типы отвалов	Характеристика
По местоположению	Внешние	За контуром карьера
	Внутренние	В контуре карьера
По числу ярусов	Одноярусные	Отсыпка ведется на почву
	Двухъярусные	На отсыпанный ранее отвал
	Многоярусные	То же
По способу механизации отвальных работ	Плужные	С отвальными плугами
	Экскаваторные	При помощи механических лопат, драглайнов и абзетцеров
	Бульдозерные	При автотранспорте, железнодорожном транспорте
	Конвейерные	При конвейерном транспорте
	Гидроотвалы	При гидро- и железнодорожном транспорте
По числу обслуживаемых вскрышных участков	Общие	Для всего карьера
	Групповые	Для нескольких участков карьера
	Отдельные	Для отдельных горизонтов карьера
По рельефу местности отвального поля	Равнинные	Любой тип механизации
	Нагорные	То же

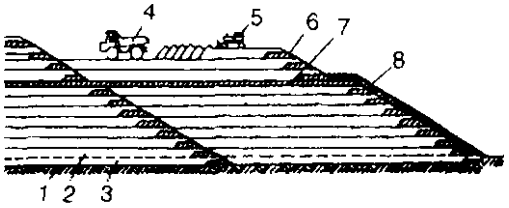


Рис.31.32. Схема строения массива дисперсных грунтов, формирующегося из отвалов угольных шахт *(по А.Ю.Дриженко, 1985)*:

1 — поверхность земли, *2* — грунты отвала, *3* — снятый почвенный слой, *4* — самосвал, *5* — бульдозер, *6, 7* — призма и слой из инертного материала, *8* — почва

вании быстро разрушаются. Мощность нижнего крупнокускового слоя до 5 м. Плотные отвалы имеют небольшую воздухопроницаемость, и вероятность их самовозгорания увеличивается с высотой терриkона.

Самовозгорание отвалов угледобычи обусловлено присутствием в них горючих материалов — угля и серы (см. гл. 29). Горение отвальных масс приводит к характерным для этих массивов термическим оползням-обрушениям с выбросами породы, которые происходят под действием пара, образующегося в пустотах и трещинах терриkона при попадании в них воды. В связи с тем, что горению подвержены в основном отвалы конической формы, их устройство в последнее время запрещено (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997).

При образовании отвалов из склонных к самовозгоранию пород по периметру массива устраивается грунтовая призма, к которой впоследствии выгружают породу плотно прилегающими друг к другу конусами (рис.31.32). Отсыпанный слой планируется бульдозером, уплотняется, при необходимости — с увлажнением, а затем покрывается инертным материалом мощностью 0,2—0,3 м. Угол откоса отвалов не превышает 33°.

Отвалы доменных и мартеновских шлаков в разрезе представляют собой чередование неоднородных напластований кристаллизованных, стекловидных и пористых разностей с прослоями и гнездами продуктов их разложения. В отвал шлаки доставляются в ковшах по железной дороге. При тонком сливе с откосов на охлажденную поверхность образуются косослоистые неоднородные по структуре, плотности и прочности разности. Углы падения слоев различны и зависят от характера рельефа. Обычно слив производится по обе стороны дороги, что приводит к возникновению «складок» с крыльями, следующими наклону ранее созданного рельефа (Хазанов, 1975). Вследствие выветривания в отвалах появляются щебнистые, дресвяные и песчаные разности. Химический распад шлаков сопровождается увеличением объема материала, появлением трещин в общей массе грунта и раскалыванием ее на отдельные глыбы. Наибольшее увеличение объема (до 30%) наблюдается в доменных шлаках при повышенном содержании окиси железа.

В текстурном отношении в отвалах одного из металлургических заводов Донбасса М.И. Хазановым (1975) выделены аморфные, стекловидные, плотные, пористые, ячеистые и брекчиевидные разности. Неоднородность сложения массива грунтов усиливается включениями металла до 10%. Преобладают серые, зеленоватые и темно-серые цвета. Мартеновские шлаки темно-серые, ноздреватые с включениями металла, местами с примесью до 20—30% обломков огнеупорного кирпича. Сепарированные шлаки часто содержат обломки и крошку кирпича, горных пород и колошниковую пыль. Наклонное залегание слоев сепарированных шлаков подчеркивается тонкими слоями, в которых обломки сцементированы шлаковым расплавом. Мартеновские шлаки держат вертикальные откосы. Кое-где отвалы могут быть карманообразно

перекрыты слоем отходов пестрого состава (кирпич, неперегоревшие породы, древесина, стекло, металлолом, и др.) или колошниковой пылью мощностью до 3 м.

Большое количество *намывных* техногенных массивов формируется из разрабатываемых гидравлическим способом вскрышных пород (гидроотвалы), при гидравлической укладке отходов обогащения твердых полезных ископаемых (хвостохранилища) и золошлаков ТЭЦ (золоотвалы), также в шламонакопителях. В состав гидроотвалов входят ограждающие дамбы (первичного и последующего обвалования), внутренние зоны, пруд-отстойник, водозаборные и водосбросные устройства, пульпопроводы. По годовой приемной способности (в млн м^3) выделяется четыре категории гидроотвалов (I — более 5, II — 2—5, III — 2—1, IV — менее 1). По положению в рельефе и характеру обвалования выделяется также четыре типа гидроотвалов и хвостохранилищ: овражно-балочный (с односторонним обвалованием), равнинный (со всесторонним обвалованием), косогорный (с трехсторонним обвалованием) и котлованный (намывной массив формируется в естественных впадинах или в выработанном пространстве карьеров) (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997). Тип гидроотвала определяет мощность намывной толщи, размеры массива в плане, а также влияет на его устойчивость.

В зависимости от состава намытых грунтов изменяются их уплотняемость и несущая способность внутренних зон массива. Состояние намывного массива зависит, кроме того, от способа намыва и формирования ограждающих дамб. Их можно возводить на полную высоту или наращивать поэтапно по мере заполнения. Характеристика применяемых способов намыва грунтов приведена в табл. 31.2.

Характер отложения материала зависит от изменяющихся в процессе разработки вскрыши условий залегания пород в массиве или от исходного состава хвостов, перемещения фронта намыва, расхода пульпы и консистенции гидросмеси. При подаче пульпы в накопительную емкость происходит фракционирование намывных масс в плане. При больших удельных расходах и

Таблица 31.2

Характеристика укладки грунтов в зависимости от способа намыва

(А.М.Гальперин, В.Фёрстер, Х.-Ю.Шеф, 1997)

Способ укладки грунтов	Размещение намывного пульпопровода	Способ выпуска пульпы из пульпопровода	Намыв, перемещение фронта работ
Низкоопорный	На опорах высотой 1,5 м	Рассредоточенный, одновременно из многих выпусков, отходящих от намывного пульпопровода	Односторонний параллельное или веерное Двусторонний Параллельное, веерное или смешанное
Эстакадный	На эстакадах высотой свыше 1,5 2 м	Сосредоточенный из торца пульпопровода	
Безэстакадный	На гидроотвале при непрерывной крановой переукладке намывного пульпопровода На дамбах без переукладки пульпопроводов, располагаемых в пределах яруса намыва		Кольцевой (производится больше чем по двум сторонам или по всему периметру гидроотвала) Параллельное

плотности пульпы более 1,1 г/см^3 происходит концентрация грубых частиц около выпуска пульпы, где формируется *приоткосная* зона, преимущественно тонкопесчаные и пылеватые частицы слагают *промежуточную* зону, и самые тонкие (глинистые и пылеватые) частицы откладываются в *прудковой (ядерной)* зоне хвостохранилищ. Пониженные значения удельного расхода и плотности пульпы вызывают иногда явление обратного фракционирования. С ростом содержания глинистой фракции по направлению к пруду-отстойнику снижаются сдвиговые и фильтрационные характеристики намытого материала.

Влияние фракционирования на устойчивость намывных откосных сооружений возрастает с увеличением высоты хвостохранилищ. При высоте дамб свыше 30 м и углах откоса до 12—14° наиболее опасная поверхность скольжения захватывает техногенный массив, и его устойчивость в существенной степени определяется прочностными характеристиками намытого материала. Уменьшение размера частиц с удалением от фронта намыва соответственно приводит к снижению несущей способности внутренних зон.

Устойчивость откосных сооружений, несущая способность внутренних зон, а также объем укладываемых в них материалов зависят от темпов намыва, изменяющихся от 1 до 10 м/год. Скорость роста намывного массива обычно достигает максимальных значений в начальный период формирования гидроотвалов и хвостохранилищ, особенно овражно-балочного типа, и по мере увеличения их площади снижается. В отсутствие специальных мероприятий по форсированию консолидации толщ тонкодисперсных намывных материалов и при высоких темпах их наращивания намывные массивы имеют низкие значения начальной степени уплотнения, сопротивления сдвигу и несущей способности. Нарушения устойчивости откосов дамб гидроотвалов и хвостохранилищ в ряде случаев могут вызываться разжижением техногенных грунтов при динамических нагрузках. Оползневые деформации намывных массивов обычно обусловлены технологией их формирования. Для управления состоянием намывных массивов применяются дренаж, сгущение пульпы, подсушивание грунтов на картах намыва под защитой упорных призм, а также методы технической мелиорации.

Эффективным способом ускорения консолидации тонкодисперсных намывных грунтов в массиве, особенно в его внутренних зонах, является создание дренажных элементов (призм, линз и подушек) из хорошо фильтрующих грунтов, которые тем самым включаются в техногенный массив и изменяют его строение. Общий принцип и вариант устройства таких массивов представлен на рис.31.33.

Например, при подготовке к рекультивации гидроотвала «Березовый Лог» (КМА) намыто около 18 млн м^3 фильтрующих материалов — песков, отходов обогащения железистых кварцитов и золошлаков ТЭЦ. Его ядерная зона, сложенная глинисто-меловыми грунтами мощностью более 45 м, была перекрыта песчаной призмой длиной 500 м и шириной 70 м. Проникновение песчаных грунтов в неконсолидированную глинисто-меловую толщу составило 22,5 м (см. рис.31.33).

Для ряда гидроотвалов разрезов Кузбасса обосновано ускорение консолидации намывных тонкодисперсных толщ путем целенаправленной укладки (также гидравлическим способом) отходов углеобогащения в дренажные и упорные призмы. Эта технология позволяет сократить продолжительность

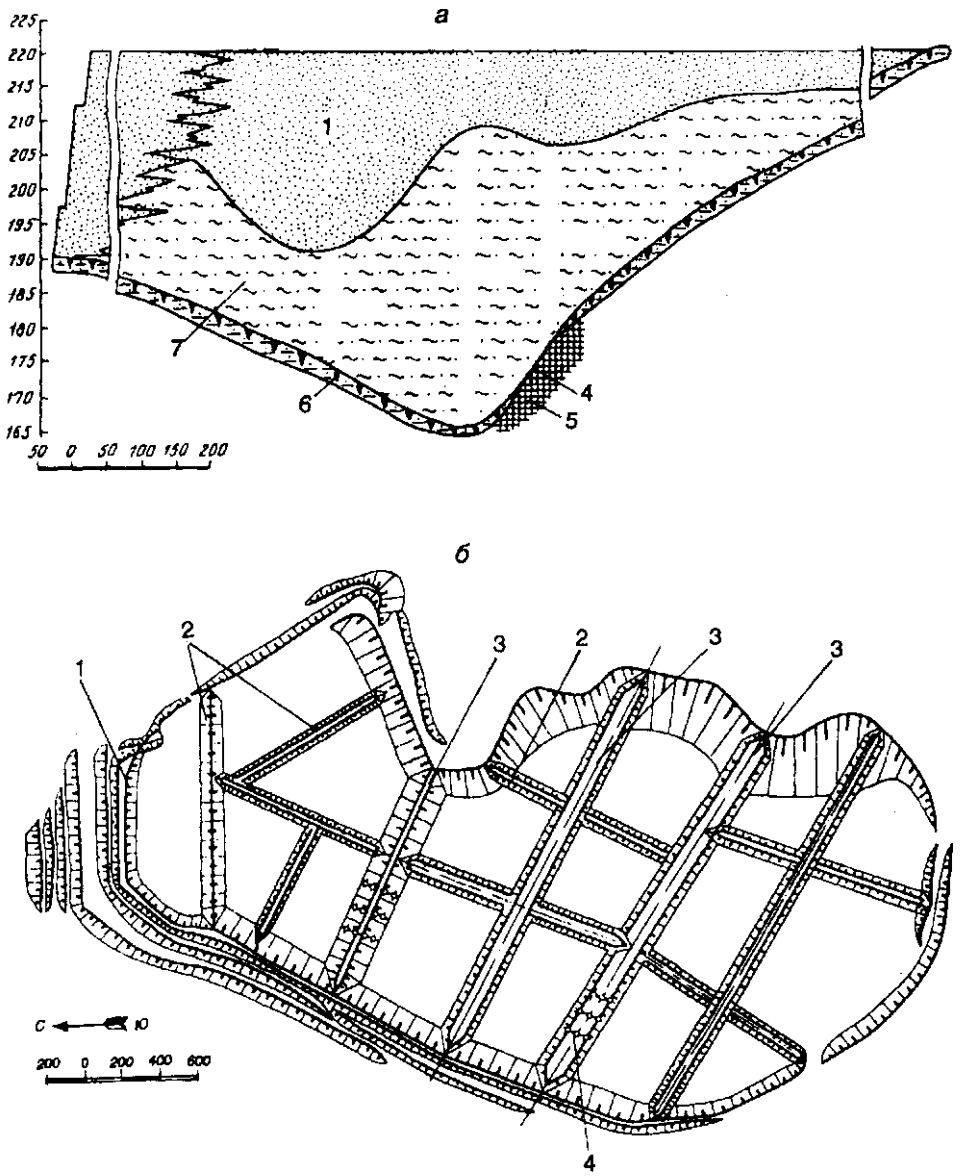


Рис.31.33. Разрез массива грунтов гидроотвала «Березовый Лог» *(а)* и схема расположения на нем дренажных призм *(б)* *(по Гальперину, Фёрстеру и Шефу, 1997)*.

На разрезе: *1* — пески намывные мелкие и средней крупности с прослоями глинисто-меловых паст, *4* — щебень, дресва, мел с суглинистым заполнителем, *5* — мел трещиноватый, *6* — покровный суглинок с почвенным слоем, *7* — суглинисто-меловая паста с прослоями песков и суглинков.

На плане: *1* — откосные сооружения, *2* — отсечные дренажные призмы, *3* — разделительные дренажные призмы, *4* — створы реперов

выстаивания намывных массивов мощностью до 50 м до возможности последующего использования площадей в разных зонах до 1—5 лет (т.е. в 5—10 раз) (Гальперин, Фёрстер, Шеф, 1997).

МАССИВЫ МЕРЗЛЫХ ТЕХНОГЕННО СОЗДАННЫХ ГРУНТОВ

Массивы мерзлых техногенно созданных грунтов формируются при естественном промерзании или целенаправленном промораживании перемещенных техногенных грунтов, а также при намораживании искусственных льдов.

Широко распространенными примерами таких массивов являются мерзлые и таломерзлые плотины и дамбы. В криолитозоне России и северных стран построено, строится и эксплуатируется более 600 гидротехнических сооружений, значительная часть которых построена по I принципу — с сохранением мерзлого состояния грунтов. При этом талые грунты плотины и ее основания замораживаются до начала наполнения водохранилища и затем сохраняются в мерзлом состоянии в течение всего срока эксплуатации — от 50 до 200 лет (мерзлая плотина). Водонепроницаемость противофильтрационных устройств (ядер, экранов, призм и понуров) мерзлых плотин обеспечивается созданием в них мерзлотных завес, которые, как правило, смыкаются с многолетнемерзлыми грунтами, залегающими в основании и бортовых примыканиях плотины. У таломерзлой плотины отдельные участки по напорному фронту возводятся по разным принципам (с сохранением мерзлого состояния грунтов на бортовых участках и без сохранения мерзлого состояния в русле реки с таликом в основании).

Для замораживания талых грунтов противофильтрационных элементов плотин и сохранения их мерзлого состояния применяются СОУ и реже замораживающие системы с принудительной циркуляцией хладоносителя. Термосифоны устанавливаются обычно после завершения строительства всей плотины. Высота мерзлых плотин с термосифонами не превышает 20—25 м.

Искусственное замораживание грунтов при строительстве гидротехнических сооружений было проведено в Норильском районе на 15 объектах: дамбах водо- и шламохранилищ, плотинах прудов-отстойников очистных сооружений и др. Применялось замораживание с помощью парожидкостных термосифонов, устанавливаемых на глубину от 8 до 50 м. Иллюстрацией эффективности действия подобных СОУ может служить работа дамбы в одном из прудов. Дамба выполнена в зимнее время из талого суглинка, уложенного послойно, и щебнистой подсыпки на поверхности мощностью 2,5—3 м для перекрытия существовавшего ранее водотока. Промораживание грунтового тела и основания плотины осуществлялось с помощью фреоновых термосифонов глубиной заложения 13 м. После двух зимних периодов работы замораживающих систем был ликвидирован горизонт фильтрации, угрожавший устойчивости плотины.

В 1977 г. в Якутске впервые на многолетнемерзлых грунтах была произведена инженерная подготовка территории под застройку способом намыва. Намыв песка производился на примыкающем к городу участке затопляемой поймы Лены площадью в несколько сотен гектаров. Высота намыва достигала 6 м, а осуществлялся он в два этапа: летом 1977 г. до высоты 3 м, летом 1978 г. до проектной отметки. Намытая пульпа сравнительно хорошо обезвоживалась и уплотнялась, после чего грунт приобретал анизотропное строение: среднезернистые пески через 0,1—0,3 м разделялись очень тонкими прослойками пылеватых разностей; у мест выпуска пульпы образовались большие линзы

крупнозернистого песка с гравийно-щебнистыми включениями. Намыв сопровождался некоторым оттаиванием подстилающих многолетнемерзлых грунтов на 2—4 м в зависимости от мощности намываемого слоя. Расчеты показывают, что естественное промерзание намытой насыпи высотой 5—6 м и талого слоя грунта в ее основании будет продолжаться десятки лет, насыпи высотой 3 м — 8 лет и высотой 2,5 м — 3 года.

Результаты расчета предопределили примененный здесь способ фундаментостроения — с допущением промораживания грунтов основания в процессе эксплуатации зданий. При этом здания возводятся на замываемых в тело насыпи столбчатых фундаментах и имеют вентилируемые подполья. В начале в результате работы вентилируемого подполья происходит промораживание песчаного тела насыпи без пучения фундаментов, а затем (при промораживании талого слоя грунта в основании насыпи) пучение будет равномерным вследствие большой жесткости образовавшейся мерзлой песчаной плиты. Намытые насыпи открывают широкие возможности для применения различного рода поверхностных фундаментов (Геокриология СССР, 1989).

В полярных областях для швартовки и разгрузки судов иногда используют искусственные массивы льда — ледяные причалы. Так, в Антарктиде на ст. Молодежная методом факельного намораживания морской воды был создан массив льда в виде дамбы длиной 250 м, шириной 30 м и мощностью 25 м. На северных реках используются направляющие ледяные дамбы в местах зимовок флота, защищающие суда при ледоходе. В Якутии отработана технология возведения ледяных плотин (с напором до 7 м) для лиманного орошения и водоснабжения. Они рассчитаны на 1—3 месяца для временного затопления лугов и обводнения пастбищ. Намораживание льда ведется послойно или дальнеструйной дождевальной установкой. Последняя ускоряет процесс намораживания, но лед получается пористым. Известен случай намораживания ледяной плотины на р. Амга объемом более 400 м^3 и высотой 15 м за 50 суток (Основы геокриологии, 1999). Опробовано создание искусственных ледяных островов на шельфе арктических морей вместо жестких платформ для добычи нефти и газа. Так, в Канадском Арктическом архипелаге был возведен ряд ледяных платформ толщиной 4—5 м в расчете на буровое оборудование массой до 500 т. Платформы намораживались послойно на естественном ледяном покрове.

Литература

Варга А.А. Инженерно-тектонический анализ скальных массивов. М.: Недра, 1988. 216 с.

Гальперин А.М., Фёрстер В., Шеф Х.-Ю. Техногенные массивы и охрана окружающей среды. М.: Изд-во МГГУ, 1997. 534 с.

Геокриология СССР. Средняя Сибирь/Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. С. 333—388.

Геология и плотины. Вып. I—XIII. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1959—1994.

Дриженко А.Ю. Восстановление земель при горных разработках. М.: Недра. 1985. 240 с.

Инженерно-геологические исследования при разведке месторождений полезных ископаемых/Голодковская Г.А. и др. М.: Изд-во МГУ, 1975. 256 с.

Основы геокриологии. Ч.5. Инженерная геокриология/Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 527 с.

Панюков П.Н. Инженерная геология. М.: Недра, 1968. 468 с.

Ржаницын Б.А. Химическое закрепление грунтов в строительстве. М.: Стройиздат, 1986. 264 с.

Хазанов М.И. Искусственные грунты, их образование и свойства. М.: Наука, 1975. 135 с.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Абсорбция 303
Авгит 85
Автохтон 699
Агрессивность грунта 170, 305
Адгезия 319
Адсорбционная способность грунтов
— химическая поглотительная 303
Адсорбционный слой ионов 141
Адсорбция 310
— газов 220
— локализованная 311
— нелокализованная 311
— обменная 315
— отрицательная 311
— положительная 311
— физическая 310
— химическая 310
Адуляр 89
Аккреционные призмы 39
Активность
— термодинамическая 296
Акустическая жесткость грунта 556
Алевролит 607, 671
Аллохтон 699
Аллювий 825
— инстративный 826
— констративный 827
— перстративный 827
Альбит 89
Алюмосиликаты 83
Аммонизация грунтов 915
Амфиболы 85
Ангидрит 91, 616
Андезит 668
Анортоклаз 89
Антигорит 101
Апатит 93
Аргиллит 607
Армирование грунтов 722, 728
Асимметрия цикла нагрузки 555
Аурипигмент 95
Аутогезия 319
Аэропрочность грунтов 392

Б

Базальные поверхности 97
Базальный цемент 280
Базальт 599
Бактерии
— автотрофные 172
— гетеротрофные 172
Барит 91
Бентониты 104
Берилл 85
Биоагрессивность грунтов 456
Биогаз 925
Биогермные отложения 863
Биокоррозия аэробная 457
Биологическая активность 451
Биомасса 180
Биотит 86
Биотические свойства 32, 450
Битовнит 89
Битумизация грунтов 716, 726, 912
Бишофит 90
Броуновское движение 200
Бруситовые сетки 106

В

Вермикулит 86, 104
Вёлера кривая 548
Виброкомпрессионная кривая 534
Виброползучесть 534
Виброуплотнение 541, 911
Виброфлотация 535
Вивианит 93
Влагоёмкость 369
— дифференциальная 378
— максимальная молекулярная 147
— капиллярная 147, 370
— полная 147, 369
Влагоотдача 370
Влажность
— верхнего предела пластичности (текучести) 147
— весовая 136
— гигроскопическая 145
— естественная 136
— капиллярной влагоемкости 147
— максимальная гигроскопическая 145
— максимального прилипания 320
— максимальной «молекулярной влагоемкости» 147
— набухания 337
— начального прилипания 320
— нижнего предела пластичности (предела раскатывания) 147
— объемная 136
— предела текучести 147
— предела усадки 345
— свободного набухания 337
Вода
— адсорбционная 138
— «ближней» гидратации ионов 133
— вторичноориентированная полислоев 327
— грунтового потока 143
— иммобилизованная 143
— капиллярная 142
— конституционная 138

— кристаллизационная 138
— осмотическая 141
— переходного типа 137, 141
— подвешенная 142, 336
— прочносвязанная 138
— слабосвязанная 138
— свободная 137
— связанная 137
— собственно капиллярная 142
— текучая 143
Водонасыщение 371
Водопоглощение 370
Водопроницаемость грунтов 371
Водопрочность грунтов 351
Водородная связь 82, 244
Волластонит 85
Временное сопротивление сжатию 491
— растяжению 491
Время
— размокания 352
— релаксации 525
Выветривание 44
Высота капиллярного поднятия 333
Вязкость 512
— максимальная (шведовская) 516
— минимальная (бингамовская) 516
— эффективная 516

Г

Габбро 594
Газопроницаемость 386
— абсолютная 386
— эффективная 387
Газы
— адсорбированные 167
— биогенные 161
— вулканические 158
— защемленные 167
— катагенетические 159
— метаморфические 159
— радиогенные 159
— растворенные 168
— свободные 167
— сингенетические 158
— техногенные 164
— эпигенетические 158
Газовая камера взрыва 550
Газовая компонента грунта 157
Газовые гидраты 128
Газоносность грунта
— массовая 166
— объемная 166
Галообильность горных выработок 170
Газопсренос 389
Газосодержание грунта 166
Галит 90
Галлуазит 100
Гиалокластиты 776, 868
Гидратация
— отрицательная 133
— положительная 133
Гидрозолоотвалы 926
Гидроотвалы 921, 997
Гидрослюда 104
Гидрофильность грунтов 223
Гидрофобность грунтов 223
Гиматомелановые кислоты 117
Гипергенез 44, 751
Гипс 91, 616
Гистерезис адсорбции 312
Гистерезиса петля 433
Глауконит 104
Глина 639
— переуплотненная 644
Глинизация грунтов 726, 912
Глинистые минералы 95
Глинистые породы 639
— аллювиальные 642, 830
— делювиальные 639, 641, 822
— ледниковые (моренные) 639, 641, 835
— морские 640, 858
— озёрные 639, 640, 833
— пролювиальные 639, 641, 825
— элювиальные 639, 641, 816
— эоловые 842
Гнейсы 602
Граниты 593, 667
Гранулометрическая классификация 205
Гранулометрический состав 202
Грифоны 554
Грунт 14, 16, 931
— дисперсный 934
— заторфованный 114, 652
— интрузивный 787
— коллювиальный 818
— ледоминеральный 662, 677
— ледяной 699
— лимногляциальный (ледниково-озерные) 840
— магматический 209
— мерзлый 127, 661, 669, 777
— метаморфический 209, 793
— минерально-ледяной 677
— морозный 127
— морской 843
— озерный 832
— органический 653
— пластичномерзлый 128, 291
— синкриогенный 680, 780, 876
— скальный 934
— сыпучемерзлый 127, 291
— твердомерзлый 127, 291
— техногенный 214, 713, 909
— флювиогляциальный 837
— эпикриогенный 680, 777, 886
— эффузивный 792
Грунтоведение 8, 13, 69

Грунтовая толща 10, 16, 931
Гумин 117
Гуминовая кислота 117
Гумификация 113, 194
Гумус 900

Д

Давление
— влаги 148, 379
— капиллярное 332
— кристаллизационное 125
— набухания 337
— начальное просадочное 484
— осмотическое 330
— поровое 495
— расклинивающее 148, 335
— эффективное 495
Двойной электрический слой 221, 223
— перекрывающийся 226
— плоский 227
— поляризованный 226, 227
— простой 226
— равновесный 227
— свободный 226
— сложный 226
— сферический 227
— цилиндрический 227
Девиатор 538
Декомпрессия 477
Делювий 821
Десорбция 312
Деформация
— изгиба 461
— кручения 461
— набухания 337
— необратимая 463
— обратимая 463
— общая 463
— объёмная 461
— остаточная 463
— относительная 471
— пластическая 463
— сдвига 463
— упругая 463
Деформационные свойства 458, 464
Диабаз 600
Диагенез 751, 755, 803
Диамагнетики 430
Диатомит 610
Дилатансия 508
— положительная 536
— отрицательная 534
Динамическая неустойчивость грунтов 529
Динамические свойства грунтов 529, 531
Диориты 594
Диполофорез 423, 426
Дисперсионный эффект 248
Дисперсность 95
Дифференциальная теплота адсорбции 148
Диффузия молекулярная 324
Диффузный слой 141
Диэлектрическая проницаемость 416
Длительная прочность 514, 526
Долговечность грунта 514
Долериты 600
Доломит 92, 614
Доломитовая мука 833

Е

Емкость катионного обмена (поглощения) 317
Емкость обмена 315
Естественная радиоактивность 442

Ж

Жадеит 85
Живые организмы 171
Жидкая компонента 131

З

Закисленные грунты 915
Закон
— Амонтона 247
— Генри 168
— Гука 462
— Дарси 371
— действующих масс 297
— Клайперона-Менделеева 161
— Кулона 247, 492
— релаксации (Максвелла) 526
— Фика 324, 325
Засоленность 299
Затухание волн напряжений 531
Зацепление 237
Защелачивание грунтов 916
Золошлакоотвал 923
Золы уноса 923

И

Идеальная (ньютоновская) жидкость 513
Известкование грунтов 716
Известковые туфы 874
Известняки 612
Изоморфные замещения
— гетеровалентные 103
— изовалентные 103
Изотерма адсорбции 311
Ил 644
Илистые грунты 644
Иллит 104
Инженерная геология 10, 13, 75
Инженерная геодинамика 11
Инженерно-геологические условия 8
Инженерно-геологический элемент 566
Интенсивность
— встровой эрозии 393

— испарения 391
— смыва 357
— термовлагопереноса 382
Интрузивные породы 787
Инъекционное закрепление грунтов 715, 726
Ионно-электростатические связи 249
Ионные связи 244
Ионный обмен 315
Искусственная радиоактивность 447
Искусственные грунты
— намывные 786, 920, 1000
— насыпные 786, 919
— уплотненные 784, 910
— упрочненные 784, 911, 914
— ухудшенные 720, 785, 917, 994
— химически модифицированные 784
Искусственные льды 732
Искусственные силикаты 89

К

Кальцит 92
Камуфлетный взрыв 551, 785
Каолинит 97
Капиллярная конденсация 221
Капиллярная связность грунта 251
Капиллярное поднятие 332
Карналлит 90
Катагенез 751
Квазитиксотропность 539
Кварц 87
Кварциты 603
Киноварь 95
Кислотность грунта 304
— актуальная 304
— потенциальная 304
Классификация грунтов 205
— Качинского Н.А. 206
— Морозова С.С. 206
— общая 31, 205, 572, 585
— отраслевая 30
— Охотина В.В. 205
— региональная 31
— Сергеева Е.М. 206, 575
— частная 30, 205
Ковалентные связи 244
Когезия 319
Коллозионная граница 39
Кольматация грунтов 320, 721
Коллювий 818
Компрессионная кривая 471
Компрессионная сжимаемость 470
Компрессия 470
Конгломерат 605
Консистенция
— мягкопластичная 150
— пластичная 150
— твердая 150
— текучая 150
— тугопластичная 150
Консолидация
— вторичная 520
— первичная 520
— фильтрационная 520
Контактовый цемент 280
Контакты
— капиллярные 241
— коагуляционные 237
— криогенные 243
— кристаллизационные 236
— механические 237, 242
— переходные 234, 240
— точечные 234, 237
— фазовые 236
— цементационно-кристаллизационные 236, 242
Контуриты 851
Копролиты 253
Кора выветривания 751
Кордиерит 85
Корреляция 426, 560
Коррозия 307, 426
Коррозионная активность грунта 427
Корренситы 108
Коэрцитивная сила 433
Коэффициент
— абсолютной проницаемости 386
— агрегированности 202
— анизотропии 374, 408, 466, 506
— биологического поглощения 454
— влагопроводности 378, 379
— внутреннего трения 492
— водонасыщения 371
— воздухосодержания (аэрации) 166
— восстановления (прочности) 540
— Генри 168
— диффузии влаги 378
— диффузии газа 389
— диффузного термовлагопереноса 382
— извилистости 325
— компрессии 472
— консолидации 521
— корреляции 560
— макропористости 484
— морозостойкости 404
— неоднородности 203, 630
— относительной просадочности 484
— отсортированности 204
— паропроводности 380
— пористости 259, 265, 368
— Пуассона 462, 950
— размягчаемости 355, 499
— разупрочнения 539
— сжимаемости 471
— сопротивления волновому размыву 359
— структурного сопротивления грунта 413
— сферичности по Уоделлу 218
— температуропроводности 402

— теплового линейного расширения 403
— теплового объемного расширения 403
— теплопроводности 399
— термоградиентный 384
— тиксотропного упрочнения 541
— трения 247
— трещинной пустотности 270
— усадки 345
— фильтрации 372
— формы 218
— электроосмоса 420
— электропроводности ионов 416
— эффективной проницаемости 387
Краевой угол смачивания 332
Криотекстура 292, 664, 680, 693
— безшлировая 292
— корковая 292, 778
— массивная 292, 680, 778
— пластово-трещинная 292, 665
— сетчатая 292, 680, 778
— слоистая 292, 680, 778
— трещинная 292, 664
— трещинно-жильная 292, 664
— унаследованная расширенная 292
— шлировая наложенная 292
— шлировая унаследованная 292
Кристобалит 87
Круг Мора 493
Крупнообломочные несцементированные породы
— аллювиальные 828
— гравитационные 818
— морские 857
— озёрные 832
— пролювиальные 825
— элювиальные 815
Культурный слой 730, 786, 925

Л

Лабрадор 89
Лавокластиты 868
Лёд 662
— инфильтрационный 663
— инъекционный 663
— сегрегационный 663
— сублимационный 663
— цементационный 663
Лед-цемент
— базальный 122
— контактный 122
— пленочный 122
— поровый 122
Лёссовые грунты 632
Лёссовидные породы 632
Лёссы 632
Лизардит 101
Лимоцит 94
Липкость грунтов 319, 320
Липариты 601
Литификация 756
Литогенез 751, 800
Литосистема 28
— природно-реальная 28
— природно-техническая идеальная 29
— природно-техническая реальная 29
Льдистость
— весовая 127
— объемная 127
— относительная 127
— суммарная 127

М

Магнезит 92
Магнитная восприимчивость 430
Макроорганизмы 174
Макропоры 635
Макротекстура 288
— глыбовая 288
— комковатая 288
— листоватая 288
— массивная 288
— ореховидная 288
— плитчатая 288
— сланцеватая 288
— слоистая 288
— столбчатая 288
— чешуйчатая 288
Мангровые отложения 862
Марка морозостойкости 404
Марказит 95
Масштабный эффект 490, 932
Мел 613
Мергель 615
Метагенез 751
Металлические связи 244
Метан 164
Механика грунтов 76
Микроагрегаты 215
Микроагрегатный состав 202
Микроклин 89
Микроорганизмы
— автотрофные 183
— анаэробные 183
— аэробные 183
— гетеротрофные 172, 183
Микроструктура
— агрегированная 287
— высокоориентированная 287
— диспергированная 287
— коагуляционная 288
— *кристаллизационно-цементационная* 288
— крупнодисперсная 287
— слабоориентированная 287
— смешанная 288
— среднедисперсная 287

— среднеориентированная 287
— тонкодисперсная 287
Микротекстура 289, 290
Минерализация 194
Минеральный состав 464
Модуль
— динамической упругости (Юнга) 462
— объемной упругости 462
— общей деформации 463
— общей компрессионной деформации 472
— сдвига 462
— упругости 463
Монацит 93
Монтмориллонит 103
Морена 833
— абляционная 834
— краевая (конечная) 834
— подводная (шельфовая) 856
Морозостойкость 404
Мусковит 86

Н

Набухание
— внутрикристаллическое 336
— периодическое 344
Нагрузки
— вибрационные 531
— динамические 531
— импульсные 531, 533
— монотонные 531
— непериодические 531
— нерегулярные 531
— периодические 531
— почти периодические 531
— циклические 531
Намагниченность остаточная 433
Намораживание льда 732
Намывные грунты 723
Напряжение механическое 459
— всестороннее
— истинное
— касательное 460
— нормальное 460
— среднее
— эффективное
Напряжено-деформированное состояние 950
Напряженное состояние 494
Насыпные грунты 722
Начальный градиент фильтрации 374
Нематоды 175
Низшие водоросли 177
Низшие грибы 174
Нонтронит 103

О

Одноосное растяжение 491
Оливин 84
Олигоклаз 89
Олистолит 844
Олистостром 844
Опал 88
Опализация 88
Опока 608
Оптимальная
— влажность уплотнения 552
— нагрузка уплотнения 501
Органическое вещество 113
Ортоклаз 89
Осмос 329
— аномальный 330
— нормальный 330
Осушенные грунты 726, 913
Отвалы 919, 998
Относительная деформация набухания 337
Отторженец 835
Офиолитовые швы 39
Офиолиты 39

П

Палыгорскит 110
Парамагнетики 430, 431
Первичные силикаты 83
Перидотит 596
Период
— набухания 337
— первичной консолидации
Песчаник 605, 606
Песчаные породы
— аллювиальные 829
— делювиальные 823
— ледниковые 837
— морские 846, 857
— пролювиальные 825
— флювиогляциальные 838
— элювиальные 816
— эоловые 841
Пирит 94
Пироксены 85
Плагиоклаз 89
Пластичномерзлый грунт 128, 291
Пластичность грунтов 151
Плотность
— грунта 366
— скелета грунта 366
— твердой компоненты 362
Плывунные глины 557
Поверхностное натяжение 220
Показатели
— генетические 29
— классификационные 30
— морфологические 29
— нормативные 30, 565
— обобщенные 30, 568
— расчетные 30, 565
Показатель
— структурной прочности 500

Полевые шпаты
— известково-натриевые 89
— калий-натриевые 88
— натриево-кальциевые 89
Ползучесть 512
— объемная 512, 520
— осевая (продольная) 512, 514
— прогрессирующая 512
— установившаяся 512
Пористость 259, 265, 368
— внутриагрегатная 266
— внутригранулярная 266
— выщелачивания 266
— закрытая 265
— критическая 508
— межагрегатная 266
— межгранулярная 266
— межкристаллическая 266
— общая 265
— открытая 265
— пузырчатая 266
— трещинная 270
Поровый цемент 280
Порог динамической устойчивости 546
— ползучести 516
— усталости 549
Порфириты 600
Поры
— анизометричные 266
— биогенные 268
— внутризерновые 268
— изометричные 266
— межагрегатные 268
— межзернистые 268
— межмикроагрегатные 268
— межультрамикроагрегатные 268
— межчастичные 267
— щелевидные 266
Постгенетические преобразования 41
Потенциал
— влаги 148
— оседания 420
— разжижения 557
— седиментации 424
— течения 420, 423
Почвы 898
— азональные 903
— болотные 905
— бурые 907
— засоленные 907
— зональные 903
— каштановые 907
— красноземные 903
— лесостепные 907
— подзолистые и дерново-подзолистые 904
— сероземные 903
— тундровые 904
— черноземовидные 903
— черноземные 906
Правило Гольдшмидта 318
Предел
— длительной прочности 527
— пластичности 151
— пропорциональности 462
— текучести условный динамический 514
— текучести условный статический 513
— упругости 462
— усталости 548
Приведенная амплитуда динамических напряжений 545
Природные силикаты 83
— островные 84
— кольцевые 85
— цепочечные 85
— каркасные 87
— слоистые 85
Произведение растворимости 298
Проводимость поверхностная 410
Прокариоты 172
Пролювий 823
Просадочность 483
— лёссовых пород 484
— относительная 484
— песков 485
Простые соли 90
— арсенаты 92
— бораты 92
— галоиды 90
— карбонаты 92
— сульфаты 91
— фосфаты 92
Прочностные свойства 458, 487
Прочность 487, 490
— длительная 514, 526
— мгновенная (начальная) 514
— структурная 475
Прустит 95
Пустотность грунта 264
— каверновая 264
— поровая 264
— смешанная 265
— трещинная 265, 268

Р

Радиоактивность 439
Радиоактивные элементы 440
— долгоживущие 440
— долгоживущие одиночные 441
— короткоживущие 441
Радиоактивные изотопы 441
Радон 160
Разжижение грунтов 535, 552
Размокаемость грунта 352
Размываемость грунта
— лобовая 356
— поверхностная 356
— суффозионная 356

Размягчаемость грунта 499, 355
Разрушение 489
Разрыв 958
Растворимость 298
Реальгар 94
Региональная инженерная геология 11
Релаксация напряжений 514, 525
Рентгеноаморфная фаза 109
Реология 512
Реологические свойства 459, 512
Ризосфера 188
Роговая обманка 85
Роговик 604

С

Самодиффузия 324
Санидин 89
Сапропель 115
Свойства грунтов
— аэродинамические 392
— биотические 32, 295
— газофизические 32
— деформационные 464
— динамические 529
— емкостные 32, 295
— магнитные 32
— пороговые 32, 295
— реологические 512
— теплофизические 395
— транспортные 32, 295
— физические 32, 295
— физико-химические 31, 295, 310
— химические 31, 295, 296
— электрические 32
— электрокинетические 419
— электрохимические 426
Связь в минералах
— водородная 82
— ионная 81
— ковалентная 80
— металлическая 81
— молекулярная (ван-дер-ваальсовская) 83
Сдвиг 492
— быстрый 495
— медленный 495
Седиментогенез 751, 800
Сезоннодействующие охлаждающие устройства (СОУ) 995
Сейсмопросадка 547
Сепиолит 110
Серпентин 97
Сжатие
— одноосное 491
— трехосное 491
Сжимаемость 472
Сидерит 92
Силикатизация грунтов 716
Сильвин 90
Скорость
— капиллярного поднятия 333
— набухания 337
— размокания 352
Слабосвязные грунты 546
Сланцы 670
— глинистые 601
— зеленые 602
— кристаллические 602
Смачивание 223
Смектиты 101
Смешанослойные минералы 106
Смолизация грунтов 915
Солеотвалы 920
Солифлюкция 821
Солончаки 45, 907
Солонцы 907
Сопротивление
— одноосному сжатию 497
— разрыву 503
— сдвигу 505
Сорбция 327
Сподумен 85
Степень (деформация) набухания
— влажности 136
— выветрелости 592
— консолидации 521
— окатанности 213
Строение грунта 271
Структура грунта 272
— агрегативная 286
— афанитовая 199
— биоморфная 280
— гигаитозернистая 199
— гранобластовая 278
— грубозернистая 278
— диабластовая 278
— детритусовая 280
— зернисто-агрегативная 286
— зернисто-пленчатая 286
— катабластическая 278
— коагуляционная 286
— коагуляционно-кристаллизационная 286
— криогенная 290
— кристаллобластическая 278
— крупнозернистая 199
— лепидобластовая 278
— мелкозернистая 199
— нематобластовая 278
— оолитовая 280
— пелитовая 280
— пластифицированно-коагуляционная 286
— полнокристаллическая 274
— порфировидная 274
— реликтовая 278
— скрытокристаллическая 276, 280
— смешанная 283, 286
— среднезернистая 199
— стабилизационная 286
— стекловатая 276

Структурная прочность 475
Структурные связи 233
— биотические (биогенные) 252
— биохимические 253
— биоэлектростатические 252
— гравитационные 245
— зоогенные 253
— ионно-электростатическая 249
— криогенная 244
— магнитная 247
— механические 247
— молекулярная 248
— фитогенные 253
— химическая 244
— электростатические 245
Структурный элемент 199, 209
Супеси 639
Суглинки 639
Суффозия
— внутрипластовая 360
— контактная 360
Сфалерит 95
Сцепление 492
— упрочнения 766
Сыпучемерзлый грунт 124, 291

Т

Тальк 86
Тарамеллит 85
Твёрдая компонента 79, 208
Твёрдомерзлый грунт 127, 291
Твердые бытовые отходы 729
Текстура грунта 272
— беспорядочная 282, 284
— волнистая 284
— горизонтальнослоистая 284
— директивная 281
— косослоистая 284
— криогенная 274
— линзовиднослоистая 284
— массивная 281
— пятнистая 281
Текучесть грунтов 151, 514
Температуропроводность 402
Тенардит 92
Теория
— Галилея (первая теория прочности) 491
— Гриффитса 489
— прочности кинстическая 494
— прочности Кулона-Мора 493
— предельного состояния 491
Тепловая мелиорация грунтов 916
Теплопроводность 399
Теплоёмкость 396
— объёмная 396
— удельная 396
Теплота
— испарения 390
Термически упрочненные грунты 717, 911, 914
Термовлагопроводность 381
Термосифоны 994
Терриконы 919
Тефра 870
Тефровые туфы 869
Техническая мелиорация грунтов 77
Техногенцо преобразованные грунты 990, 991, 993
Техногенно созданные грунты 990, 996, 1003
Техногенно ухудшенные грунты 785, 994
Тиксотропия 539
Тиксотропное разупрочнение 539
Торфяные грунты 653
— аллювиально-болотные 654
— озёрно-болотные 654
— сильно разложившиеся 654
— слаборазложившиеся 653
— среднеразложившиеся 654
— хорошо разложившиеся 654
Точка Кюри 432
Трахит 601
Тремолит 85
Трепел 610
Трещиноватость 937
Трещины
— усадки 347
Тридимит 87
Турбидиты 39, 852

У

Угол
— внутреннего трения 492
— естественного откоса 492
Удельная магнитная восприимчивость 430
Удельная поверхность грунта 219
Удельная электропроводность 406
Удельное
— тепловое сопротивление 399
— электрическое сопротивление 406, 427
Удельный вес 362
Уравнение
— Вант-Гоффа 297
— Гельмгольца-Смолуховского 420
— Журкова 494
— Лапласа 332
— Ленгмюра 311
— Шредера 301
Уртит 598
Усадка
— концентрационная 348, 355
— линейная 345
— объемная 345
Усадочность грунта 345
Усталостная долговечность 548
Усталость грунтов 548
Ультрамикроагрегаты 215

Ф

Фактор формы 218
Ферромагнетики 430, 431
Физико-механические свойства 458
— виброреологические 459
— деформационные 458
— динамические 459
— прочностные 458
— реологические 459
— статические 458
Физико-химические свойства 310
Физические свойства 362
Филлиты 601
Фильтрация 371
Флювиогляциальные отложения 837
— внутриледниковые (интергляциальные) 837
— приледниковые (перигляциальные) 838
Фонон 396
Формула
— Викке 325
— Гапона 318
— Слихтера 373
— Френкедя 494
— Эйнштейна 324
Фракция
— глинистая 200
— гравийная 201
— песчаная 201
Фульвокислота 117

Х

Халцедон 88
Халькопирит 95
Хвостохранилища 725, 928
Хемосорбция 303
Химическая агрессивность 305
— выщелачивающая 306
— магнезиальная 306
— общекислотная 306
— сульфатная 306
— углекислотная 306
Химическая связь 244
Химические свойства грунтов 296
Хлориты 106
Хризотил 101

Ц

Целестин 91
Цементация грунтов 715
Церуссит 92
Цианобактерии 173
Циклическая подвижность 535

Ч

Число пластичности 151
Чувствительность 500

Ш

Шаровой тензор 520
Шлаки 724, 922, 927
Шлаковые конусы 869
Шлакоотвалы 923
Шламохранилища 928
Шламы 725, 729

Щ

Щелочность 304

Э

Эгирин 85
Экранирующая способность 386
Электродиализ 425
Электрокинетический потенциал 227
Электрокоагуляция 426
Электролитическая обработка грунтов 719, 915
Электролит
— индифферентный 227
— неиндифферентный 228
Электромелиорация грунтов 424
Электропроводность 406
Электроосмос 419, 420
Электроосмотический перенос 420
Электросиликатизация грунтов 424, 719, 914
Электрофорез 419, 422, 425
Электрохимическое выщелачивание 425
Элювий 813
Эмульсия 135
Энергия
— свободная поверхностная 219
— удельная поверхностная 219
Эоловая денудация 395
Эпигенез 751
Эритрин 93
Эукариоты 172
Эффективное напряжение (см. напряжение эффективное) 495
Эффект
— Дорна 419
— Ребиндера 355, 485, 499
— суспензионный (Пальмана) 424
Эффективный коэффициент диффузии 325

Оглавление

Предисловие (В.А.Садовничий) ... 5
Предисловие авторов ... 6
Введение ... 8

Часть I
СОДЕРЖАНИЕ И СТРУКТУРА ГРУНТОВЕДЕНИЯ И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В СИСТЕМЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Глава 1. Теоретико-методологические основы грунтоведения ... 13
1.1. Определение грунтоведения как науки. Объект и предмет грунтоведения ... 13
1.2. История развития содержания термина «грунт» ... 16
1.3. Этапы развития грунтоведения ... 20
1.4. Типы задач и систем, исследуемых в грунтоведении ... 26
1.5. Типы показателей и классификаций в грунтоведении и вопросы классифицирования свойств грунтов ... 29
1.6. Содержательные задачи грунтоведения ... 37
1.7. Методологические положения и основной закон грунтоведения ... 40
Историко-геологический подход — основа изучения грунтов ... 40
«Генезис грунтов» и «генезис свойств грунтов» ... 51
Основной закон грунтоведения ... 54
1.8. О моделях формирования свойств грунтов ... 55
1.9. Научный метод грунтоведения ... 67
1.10. Структура грунтоведения как науки ... 68
Литература ... 70

Глава 2. Положение грунтоведения в системе геологических наук ... 71
2.1. Грунтоведение в системе теоретического геологического знания ... 71
2.2. Грунтоведение в системе практического геологического знания ... 73
2.3. Связь грунтоведения с естественными, техническими и социально-экономическими науками ... 75
Литература ... 78

Часть II
СОСТАВ ГРУНТОВ

Глава 3. Твердая компонента грунтов ... 79
3.1. Подразделение твердой компоненты при инженерно-геологическом изучении горных пород ... 79
3.2. Строение и свойства первичных силикатов ... 83
Природные силикаты ... 83
Искусственные силикаты ... 89
3.3. Строение и свойства простых солей ... 90
Галоиды ... 90
Сульфаты ... 91
Карбонаты ... 92
Фосфаты, арсенаты, бораты ... 92
3.4. Строение и свойства сульфидов и металлических соединений ... 93
3.5. Строение и свойства глинистых минералов ... 95
Структурные особенности и свойства глинистых минералов ... 95
Природные ассоциации глинистых минералов в грунтах ... 111
3.6. Органическое вещество и органоминеральные комплексы ... 113
Происхождение, содержание и распространение органического вещества ... 113
Состав и строение органического вещества ... 116

Свойства и функции гуминовых веществ ... 121
Органоминеральные комплексы ... 121
3.7. Строение и свойства льда и газогидратов ... 122
Лед в грунтах и структура кристаллов льда ... 122
Свойства льда ... 124
Содержание льда в грунтах ... 126
Газогидраты в грунтах ... 128
Литература ... 130

Глава 4. Жидкая компонента грунтов ... 131

4.1. Состав и структура жидкой компоненты грунтов ... 131
4.2. Показатели количественного содержания жидкой компоненты в грунтах ... 135
4.3. Классификация и свойства воды разных видов жидкой компоненты грунтов ... 137
4.4. Показатели энергетического состояния и содержания различных категорий воды в грунтах ... 143
Влажностные показатели ... 144
Термодинамические показатели ... 148
4.5. Влияние воды жидкой компоненты на консистенцию грунтов ... 150
4.6. Влияние водных растворов на свойства грунтов ... 155
Литература ... 157

Глава 5. Газовая компонента грунта ... 157

5.1. Происхождение и состав газов в грунтах ... 157
Газы природного происхождения ... 157
Газы техногенного происхождения ... 164
5.2. Показатели содержания газов в грунтах ... 165
5.3. Состояние газов в грунтах ... 166
5.4. Влияние газов на свойства грунтов ... 169
Литература ... 171

Глава 6. Биотическая составляющая грунтов ... 171

6.1. Видовой состав живых организмов в грунтах ... 172
Состав микроорганизмов в грунтах ... 172
Состав макроорганизмов в грунтах ... 174
6.2. Количество и условия существования биотической составляющей в грунтах ... 180
Количество биотической составляющей ... 180
Условия существования микроорганизмов в грунтах ... 183
Условия существования макроорганизмов в грунтах ... 186
6.3. Влияние жизнедеятельности биоты на состав, строение, состояние и свойства грунтов ... 191
Влияние микроорганизмов на грунты ... 192
Влияние макроорганизмов на грунты ... 196
Литература ... 198

Часть III
СТРОЕНИЕ ГРУНТОВ

Глава 7. Морфология структурных элементов грунтов ... 199

7.1. Размер структурных элементов твердой компоненты ... 199
7.2. Количественное соотношение элементов твердой компоненты ... 201
Гранулометрический и микроагрегатный состав грунтов ... 201
Гранулометрические классификации грунтов ... 205
7.3. Форма элементов твердой компоненты ... 208
Форма первичных структурных элементов ... 209
Форма агрегатов частиц ... 215
Количественная оценка формы частиц и агрегатов ... 217
7.4. Поверхность твердых компонентов грунта ... 219
Межфазная граница «твердый компонент—газ» ... 219

Межфазная граница «твердый компонент—жидкость» ... 223
Межфазная граница между твердыми компонентами ... 229
Межфазные границы с участием биоты ... 231
7.5. Взаимосвязь минерального состава и дисперсности грунтов ... 231
Литература ... 233

Глава 8. Связи между структурными элементами грунтов ... 233

8.1. Контакты между структурными элементами грунтов ... 234
Типы и форма контактов частиц в газовой среде ... 234
Типы и форма контактов частиц с участием жидкости ... 237
Типы и форма твердофазовых контактов ... 243
8.2. Структурные связи в грунтах ... 244
Химические структурные связи ... 244
Физические структурные связи ... 244
Физико-химические структурные связи ... 248
Биотические (биогенные) структурные связи ... 252
8.3. Теория контактных взаимодействий в грунтах ... 253
Литература ... 258

Глава 9. Структурно-пространственная организация грунтов ... 259

9.1. Количественное соотношение компонентов грунта ... 259
Расчет соотношения компонентов грунта ... 259
Методы графического анализа соотношения компонентов ... 260
Особенности компонентных составов грунтов ... 262
9.2. Пустотность грунтов ... 264
Понятие о пустотности грунтов ... 264
Поровая пустотность грунтов ... 265
Морфология пор и приуроченность к структурным элементам грунтов ... 266
Трещинная пустотность грунтов ... 268
9.3. Понятие о строении, структуре и текстуре грунтов ... 271
Определение строения, структуры и текстуры грунтов ... 271
Подразделение структур и текстур в грунтоведении ... 274
9.4. Строение скальных магматических грунтов ... 274
Структуры магматических грунтов ... 274
Текстуры магматических грунтов ... 277
9.5. Строение скальных метаморфических грунтов ... 278
Структуры метаморфических грунтов ... 278
Текстуры метаморфических грунтов ... 280
9.6. Строение скальных осадочных сцементированных грунтов ... 280
Структуры осадочных сцементированных грунтов ... 280
Текстуры осадочных сцементированных грунтов ... 281
9.7. Строение дисперсных (обломочных) грунтов ... 281
Строение крупнообломочных грунтов ... 281
Строение песчаных грунтов ... 282
Строение пылеватых (лёссовых и лёссовидных) грунтов ... 284
Строение глинистых грунтов ... 285
9.8. Строение мерзлых магматических, метаморфических и осадочных грунтов ... 290
Структуры мерзлых грунтов ... 290
Текстуры мерзлых грунтов ... 292
Литература ... 294

Часть IV
СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Глава 10. Химические свойства грунтов ... 296

10.1. Химические реакции и равновесия в грунтах ... 296
10.2. Растворимость грунтов ... 298

10.3. Химическая поглотительная способность грунтов ... 303
10.4. Кислотно-основные свойства грунтов ... 304
10.5. Химическая агрессивность грунтов ... 305
Литература ... 309

Глава 11. Физико-химические свойства грунтов ... 310

11.1. Адсорбционные свойства ... 310
11.2. Ионообменные свойства ... 315
11.3. Адгезионные свойства и липкость грунтов ... 319
Адгезия в грунтах ... 319
Липкость грунтов ... 320
11.4. Диффузионные свойства ... 324
11.5. Осмотические свойства ... 329
11.6. Капиллярные свойства ... 332
11.7. Набухаемость грунтов ... 336
11.8. Усадочность грунтов ... 345
11.9. Водопрочность грунтов ... 351
Размокаемость грунтов ... 352
Размягчаемость грунтов ... 355
Размываемость грунтов ... 356
Литература ... 361

Глава 12. Физические свойства грунтов ... 362

12.1. Плотностные свойства грунтов ... 362
Плотность твердых частиц грунта ... 362
Плотность грунта ... 366
Плотность скелета грунта ... 366
Использование показателей плотностных свойств для расчета пористости и других характеристик грунта ... 368
12.2. Гидрофизические свойства грунтов ... 369
Влагоемкость, влагоотдача и водопоглощение грунтов ... 369
Водопроницаемость грунтов ... 371
Влагопроводность в ненасыщенных грунтах ... 377
Термовлагопроводность грунтов ... 381
12.3. Газофизические свойства грунтов ... 386
Газопроницаемость грунтов ... 386
Диффузия газов в грунтах ... 389
Испаряемость влаги в грунтах ... 390
Аэродинамические свойства грунтов ... 392
12.4. Теплофизические свойства грунтов ... 395
Теплоемкость грунтов ... 396
Теплопроводность грунтов ... 399
Температуропроводность грунтов ... 402
Термическое расширение грунтов ... 403
Морозостойкость грунтов ... 404
12.5. Электрические свойства грунтов ... 405
Электропроводность грунтов ... 406
Поверхностная проводимость грунтов ... 410
Диэлектрическая проницаемость грунтов ... 416
12.6. Электрокинетические свойства грунтов ... 419
Понятие об электрокинетических явлениях ... 419
Электроосмос в грунтах ... 420
Электрофорез в грунтах ... 422
Электрокинетические явления второго рода в грунтах ... 423
Применение электрокинетических явлений в грунтах ... 424

12.7. Электрохимические свойства грунтов ... 426
Коррозионная способность грунтов ... 426
12.8. Магнитные свойства грунтов ... 430
Природа магнитных свойств грунтов ... 430
Магнитные свойства компонентов грунта ... 433
Магнитная восприимчивость грунтов ... 434
Остаточная намагниченность грунтов ... 435
Влияние магнетизма глинистых грунтов на их строение и свойства ... 436
12.9. Радиационные свойства грунтов ... 439
Понятие о радиоактивности ... 439
Естественная радиоактивность грунтов ... 442
Искусственная радиоактивность грунтов ... 447
Литература ... 450

Глава 13. Биотические свойства грунтов ... 450

13.1. Биологическая активность грунтов ... 451
13.2. Биологическая поглотительная способность грунтов ... 453
13.3. Биоагрессивность и биокоррозия в грунтах ... 456
Литература ... 458

Глава 14. Физико-механические свойства грунтов ... 458

14.1. Основные понятия о напряжениях и деформациях в грунтах ... 459
Виды напряжений в грунтах ... 459
Виды деформаций в грунтах ... 460
Связь между напряжениями и деформациями в грунтах ... 461
14.2. Деформационные свойства грунтов ... 464
Упругие свойства грунтов ... 464
Компрессионная сжимаемость грунтов ... 470
Просадочность – специфическое деформационное свойство грунтов ... 483
14.3. Прочность грунтов ... 487
Общие положения ... 487
Сопротивление грунтов одноосному сжатию ... 497
Сопротивление грунтов одноосному растяжению ... 503
Сопротивление грунтов сдвигу ... 505
14.4. Реологические свойства грунтов ... 512
Общие положения ... 512
Ползучесть грунтов ... 514
Релаксация напряжений в грунтах ... 525
Длительная прочность грунтов ... 526
14.5. Динамические свойства грунтов ... 529
Общие положения ... 529
Поведение грунтов при вибрационных воздействиях ... 533
Поведение грунтов при импульсных воздействиях ... 550
Разжижаемость грунтов ... 552
Литература ... 559

Глава 15. Корреляция между показателями состава и свойств грунтов. Нормативные и расчетные показатели ... 560

15.1. Корреляция между показателями состава и свойств грунтов ... 560
15.2. Нормативные и расчетные показатели ... 565
15.3. Инженерно-геологический элемент как структурная единица массива, применительно к которому вычисляются нормативные и расчетные показатели ... 566
Литература ... 571

Часть V
ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУНТОВ РАЗЛИЧНЫХ КЛАССОВ

Глава 16. Общая классификация грунтов ... 572
16.1. Содержание, назначение и типы созданных общих классификаций грунтов ... 572
16.2. Принятый подход к составлению общей классификации грунтов ... 584
16.3. Общая классификация грунтов ... 585
Литература ... 591

Глава 17. Класс природных скальных грунтов ... 591
17.1. Скальные грунты нерастворимые ... 591
17.2. Полускальные грунты нерастворимые ... 606
17.3. Скальные и полускальные растворимые грунты ... 611
Литература ... 618

Глава 18. Класс природных дисперсных грунтов ... 618
18.1. Несвязные грунты ... 618
Крупнообломочные несвязные грунты ... 619
Песчаные несвязные грунты ... 624
18.2. Связные грунты ... 631
Минеральные глинистые и пылеватые (лёссовые) связные грунты ... 631
Пылеватые (лёссовые) грунты ... 632
Глинистые грунты ... 639
Органоминеральные связные грунты ... 644
Илы ... 644
Сапропелевые грунты ... 650
Заторфованные грунты ... 652
Органические связные грунты ... 653
Торфяные грунты ... 653
Литература ... 661

Глава 19. Класс природных мерзлых грунтов ... 661
19.1. Мерзлые скальные ледоминеральные грунты ... 662
19.2. Мерзлые дисперсные ледоминеральные—органоледяные грунты ... 677
Мерзлые дисперсные ледоминеральные и минерально-ледяные грунты ... 677
Мерзлые дисперсные органоминерально-ледяные и органоледяные грунты ... 692
19.3. Мерзлые ледяные грунты ... 699
Литература ... 713

Глава 20. Царство техногенных (искусственных) грунтов ... 713
20.1. Класс скальных и полускальных техногенных (искусственных) грунтов ... 714
Скальные и полускальные инъекционно закрепленные грунты ... 714
Скальные и полускальные термически упрочненные грунты ... 717
Скальные и полускальные техногенно ухудшенные грунты ... 720
Полускальные антропогенно образованные грунты ... 720
20.2. Класс дисперсных техногенных (искусственных) грунтов ... 721
Несвязные техногенные грунты ... 721
Связные техногенные грунты ... 725
20.3. Класс мерзлых техногенных (искусственных) грунтов ... 730
Литература ... 732

Часть VI
СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ, СОСТОЯНИЯ И СВОЙСТВ ГРУНТОВ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП

Глава 21. Главнейшие факторы формирования состава, строения и свойств грунтов ... 733
21.1. Исходный состав расплава или выветривающихся пород ... 733
21.2. Способ формирования осадка или породы ... 735
21.3. Температура ... 736

21.4. Давление ... 738
21.5. Подземные воды и поровые растворы ... 739
21.6. Физико-химические условия среды ... 740
21.7. Фактор времени ... 741
Литература ... 742

Глава 22. Главные закономерности формирования свойств грунтов разных генетических классов ... 742
22.1. Магматические грунты ... 742
22.2. Метаморфические грунты ... 747
22.3. Осадочные грунты ... 751
Стадийность формирования осадочных грунтов ... 751
Образование исходного материала при выветривании ... 751
Перенос и отложение осадочного материала ... 753
Преобразование осадка в породу (диагенез) ... 755
Постдиагенетические преобразования ... 756
Некоторые особенности формирования свойств глинистых грунтов при литогенезе ... 760
Формирование просадочных свойств лёссовых грунтов ... 761
Особенности формирования карбонатных, галоидных и кремнистых грунтов и их свойств ... 771
Карбонатные грунты ... 771
Галоидные грунты ... 773
Кремнистые грунты ... 774
22.4. Вулканогенно-осадочные грунты ... 775
22.5. Криогенные (мерзлые) грунты ... 777
22.6. Техногенные (искусственные) грунты ... 783
Литература ... 787

Глава 23. Характеристика грунтов магматического генезиса ... 787
23.1. Интрузивные породы как грунты ... 787
23.2. Эффузивные породы как грунты ... 792
Литература ... 793

Глава 24. Характеристика грунтов метаморфического генезиса ... 793
24.1. Динамотермально-метаморфизованные породы как грунты ... 793
24.2. Катакластическо-метаморфизованные породы как грунты ... 797
Литература ... 798

Глава 25. Характеристика грунтов осадочного генезиса ... 798
25.1. Генетические типы и распространенность осадочных отложений ... 798
Распространенность, генетические компоненты и состав осадочных пород ... 798
Зона осадкообразования и типы литогенеза (седиментогенеза) ... 800
Генетические типы отложений и их общая классификация ... 811
25.2. Континентальные осадочные породы как грунты ... 813
Элювиальные образования как грунты ... 813
Субаэрально-фитогенные отложения как грунты ... 817
Обвальные и осыпные отложения как грунты ... 818
Оползневые отложения как грунты ... 820
Солифлюкционные отложения как грунты ... 821
Делювиальные отложения как грунты ... 821
Пролювиальные отложения как грунты ... 823
Аллювиальные отложения как грунты ... 825
Озерные отложения как грунты ... 832
Подземно-водные (субтерральные) отложения как грунты ... 833
Ледниковые отложения как грунты ... 833
Флювиогляциальные (ледниково-речные) отложения как грунты ... 837
Лимногляциальные (ледниково-озерные) отложения как грунты ... 840

Эоловые отложения как грунты ... 841
25.3. Морские осадочные породы как грунты ... 843
Механогенные морские отложения как грунты ... 843
Коллювиальные морские отложения ... 843
Волновые морские отложения ... 845
Подводно-флювиальные морские отложения ... 847
Тиховодные морские отложения ... 855
Марино-гляциальные отложения ... 856
Хемогенные морские отложения как грунты ... 861
Биогенные морские отложения как грунты ... 862
Подводно-элювиальные морские отложения как грунты ... 867
Литература ... 868

Глава 26. Характеристика грунтов вулканогенно-осадочного генезиса ... 868

26.1. Эффузивно-осадочные породы как грунты ... 868
26.2. Эксплозивно-осадочные породы как грунты ... 869
26.3. Гидротермно-осадочные породы как грунты ... 874
Литература ... 875

Глава 27. Характеристика грунтов криогенного генезиса ... 876

27.1. Синкриогенные породы как грунты ... 876
27.2. Эпикриогенные породы как грунты ... 886
27.3. Диакриогенные породы как грунты ... 895
Литература ... 898

Глава 28. Характеристика почв как грунтов ... 898

28.1. Понятие о почве как особом природном образовании и ее специфика как грунта ... 898
28.2. Подразделение почв как грунтов ... 903
28.3. Характеристика основных типов почв как грунтов ... 903
Литература ... 909

Глава 29. Характеристика техногенных (искусственных) грунтов ... 909

29.1. Техногенные грунты, созданные преобразованием природных грунтов в условиях их естественного залегания ... 909
Улучшенные скальные грунты ... 909
Улучшенные дисперсные грунты ... 910
Улучшенные криогенные грунты ... 916
Ухудшенные грунты ... 917
29.2. Техногенные грунты, созданные перемещением природных грунтов в процессе строительной и другой производственной деятельности ... 919
Насыпные грунты ... 919
Намывные грунты ... 920
29.3. Техногенные грунты, созданные как отходы хозяйственной деятельности человека ... 922
Насыпные промышленные и бытовые отходы как грунты ... 922
Культурный слой ... 925
Намывные промышленные отходы как грунты ... 926
Литература ... 928

Часть VII
МАССИВЫ ГРУНТОВ

Глава 30. Общие представления о массиве грунтов и факторах, определяющих его особенности ... 929

30.1. Понятия «массив горных пород», «инженерно-геологический массив», «массив грунтов» ... 929
30.2. О принципиальных отличиях грунта-образца и массива грунтов ... 931
30.3. Факторы, определяющие особенности поведения массивов грунтов ... 934

Вещественный состав массива грунтов 934
Выветрелость массива грунтов 935
Трещиноватость массива грунтов 937
Газонасыщенность массива грунтов 940
Обводненность массива грунтов 941
Температура массива грунтов и фазовое состояние жидкой компоненты 943
Анизотропия свойств массива грунтов 944
Неоднородность строения и свойств массива грунтов 946
Напряженно-деформированное состояние массива грунтов 950
30.4. О классифицировании массивов грунтов 955
Литература 963
Глава 31. Характеристика массивов грунтов разных типов 963
31.1. Массивы, сложенные природными грунтами одного класса 964
Массивы скальных природных грунтов 965
Массивы дисперсных природных грунтов 970
Массивы мерзлых природных грунтов 977
31.2. Массивы, сложенные природными грунтами разных классов 982
Массивы, сложенные дисперсными и скальными природными грунтами 982
Массивы, сложенные дисперсными, скальными и мерзлыми природными грунтами 986
31.3. Массивы техногенно преобразованных природных и техногенно созданных грунтов 990
Массивы скальных техногенно преобразованных грунтов 991
Массивы дисперсных техногенно преобразованных грунтов 993
Массивы мерзлых техногенно преобразованных грунтов 994
Массивы скальных техногенно созданных грунтов 996
Массивы дисперсных техногенно созданных грунтов 997
Массивы мерзлых техногенно созданных грунтов 1003
Литература 1004
Алфавитный указатель 1005

Учебное издание

ТРОФИМОВ ВИКТОР ТИТОВИЧ,
КОРОЛЕВ ВЛАДИМИР АЛЕКСАНДРОВИЧ,
ВОЗНЕСЕНСКИЙ ЕВГЕНИЙ АРНОЛЬДОВИЧ,
ГОЛОДКОВСКАЯ ГАЛИНА АНДРЕЕВНА,
ВАСИЛЬЧУК ЮРИЙ КИРИЛЛОВИЧ,
ЗИАНГИРОВ РЭМ САБИРОВИЧ

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

6-е издание, переработанное и дополненное

Редактор Г.С.Савельева

Художественный редактор *Ю.М.Добрянская*

Художники *В.А.Чернецов, Н.С.Шувалова*

Художественное оформление выполнено
Издательством Московского университета и издательством «Проспект»
по заказу Московского университета

Технический редактор *З.С.Кондрашова*

Корректоры *В.А.Ветров, Г.Л.Семенова*

Компьютерная верстка *И.Д.Труфанова*

Подписано в печать 10.09.2004
Формат 70×100/16. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 83,2. Уч.-изд. л. 85,26.
Тираж 2000 экз. Заказ № 11345. Изд. № 7710

Ордена «Знак Почета»
Издательство Московского университета
125009, Москва, ул. Б.Никитская, 5/7
Тел.: 229-50-91. Факс: 203-66-71
939-33-23 (отдел реализации)
E-mail: kd_mgu@rambler.ru

В Издательстве МГУ
работает служба «КНИГА — ПОЧТОЙ»
Тел.: 229-75-41

Отпечатано в ППП "Типография "Наука"
121099, Москва, Шубинский пер., 6