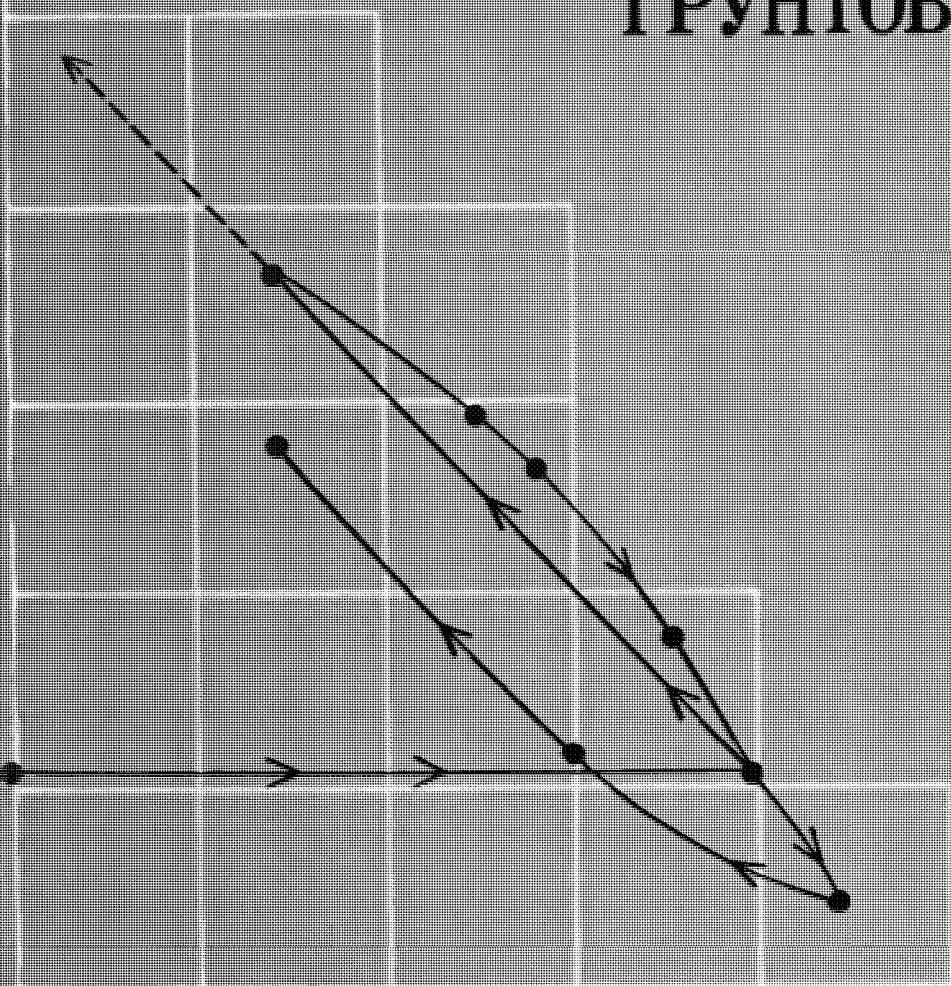


Р. С. Зиангиров

ОБЪЕМНАЯ ДЕФОРМИРУЕМОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГОССТРОЙ СССР

Производственный и научно-исследовательский институт
по инженерным изысканиям в строительстве

Р. С. Зиангиров

ОБЪЕМНАЯ ДЕФОРМИРУЕМОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1979

Объемная деформируемость глинистых грунтов. Знаигов Р.С.
М., "Наука", 1979.

В книге рассмотрены основные закономерности объемной деформируемости глинистых грунтов (сжимаемость, консолидация, набухание, усадка) в зависимости от химико-минерального состава, структуры и текстуры грунта, химического состава и концентрации солей порового раствора и температурно-влажностного режима окружающей среды, а также характер объемной деформации как для моделей и образцов грунта, так и для массива грунта, составляющего основание сооружения. Исследована и экспериментально обоснована рациональная методика проведения лабораторных опытов по определению параметров грунтов при их объемном деформировании.

Книга предназначена для инженеров-геологов, грунтоведов, проектировщиков и научных работников, может быть также использована преподавателями, аспирантами и студентами вузов инженерно-геологических и строительных специальностей.

Табл. 35, илл. 73, список лит. 129 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук
И.М. ГОРЬКОВА

ВВЕДЕНИЕ

В решениях XXV съезда КПСС сформулирована задача: "Совершенствовать прогнозирование влияния производства на окружающую среду и учитывать его возможные последствия при подготовке и принятии проектных решений"¹. Применительно к инженерным изысканиям для промышленного и гражданского строительства эта директива требует прогноза изменения инженерно-геологических условий в результате хозяйственной деятельности человека. Инженерно-геологические условия включают в себя совокупность природных факторов – геологическое строение, подземные воды, свойства грунтов и др. Одна из основных задач инженерно-геологического прогноза – установление правильных значений показателей физико-механических свойств грунта (как образца, так и массива) во время изысканий под сооружения, а также в процессе строительства и эксплуатации их.

В работе рассматриваются основные закономерности объемных деформаций глинистых грунтов (сжимаемость, набухание и усадка) последовательно для моделей, образцов и массива с целью их прогноза в сложных и изменяющихся инженерно-геологических условиях, когда длительное действие давления от сооружения сопровождается действием различных физических, химических, физико-химических и биохимических факторов (температура, химический состав и концентрация электролитов, деятельность микроорганизмов и т.п.). При этом автор исходил из следующих положений: 1) свойства глинистых грунтов определяются взаимодействием внешних (давление, температура) и внутренних (структура, текстура, химико-минеральный состав) факторов; 2) деформация грунта происходит во времени под действием внешних (давление от сооружения) и внутренних (капиллярное давление, осмотическое давление) сил, что является результатом изменения строения (структуры и текстуры) грунта; 3) деформация массива глинистого грунта отличается от деформации образца грунта в силу проявления масштабного эффекта.

Закономерности объемных деформаций глинистых грунтов можно объяснять с позиций механической и физико-химической моделей.

¹ Материалы XXV съезда КПСС. Основные направления развития народного хозяйства СССР на 1976–1980 годы. М., Политиздат, 1976, с. 175.

В механической модели (К. Терцаги, Н.М. Герсегованов) грунт трактуется как система, состоящая из упругих структурных элементов, которые физически взаимодействуют друг с другом. Деформация грунта под давлением происходит в результате сдвига структурных элементов, плотной их упаковки и упругой деформации; остаточные деформации обусловлены заклиниванием частиц, восстанавливающиеся деформации – упругим расширением и распрямлением пластинчатых форм частиц.

Поровая вода в такой системе играет роль смазки, уменьшающей трение при взаимном смещении частиц, а также может воспринимать гидравлически внешнее давление и тем самым разгружать скелет грунта от внешнего давления. Связанная вода по своим свойствам не отличается от свойств минеральной части грунта. Механическая модель удовлетворительно объясняет сжимаемость и разуплотнение крупнообломочных грунтов, а также песчаных, содержащих значительное количество слюды. Но с позиций механической модели невозможно объяснить закономерности объемных деформаций глинистых и некоторых искусственных грунтов, в которых возможны дополнительные деформации (как положительные, так и отрицательные) при изменении физических, химических, физико-химических и биохимических условий при постоянно действующем внешнем давлении.

Дополнительные деформации грунта можно объяснить используя физико-химическую модель, основы которой были заложены в работах П.А. Ребиндера, Б.В. Дерягина и др. Физико-химическая модель глинистого грунта представляет сжимаемость и набухание как результат взаимодействия минеральных частиц с поровой водой, обуславливающего возникновение расклинивающего давления тонких слоев жидкости на контактах частиц, которое уравновешивает внешнее давление.

Уплотнение глинистого грунта происходит вследствие того, что внешнее давление превышает расклинивающее давление тонких слоев воды на контактах частиц до тех пор, пока возросшее расклинивающее давление не уравновесит внешнее давление. Набухание глинистого грунта происходит в результате увеличения толщины слоев воды, разделяющих частицы.

При действии на грунты высококонцентрированных растворов щелочей и кислот возникают существенные изменения объема и прочности глинистого грунта, для объяснения и прогноза которых необходимы представления о химической модели грунта, разработанные Е.А. Сорочаном [1974]. Вследствие воздействия высококонцентрированных растворов электролитов изменяется минеральный состав грунта, возникают новообразования, рост которых обуславливает "химическое набухание" и изменение прочности грунта.

Объемные деформации глинистых грунтов протекают сложно, и это определяет необходимость исследований с целью установления границ применимости физических и химических моделей

грунта и установления новых факторов, определяющих деформации грунтов.

Прогноз изменения инженерно-геологических свойств грунтов должен производиться с учетом ожидаемого воздействия на грунт. Можно выделить три основные группы воздействия на грунты, приводящие к объемным деформациям: физические, химические и физико-химические.

Физические воздействия на грунт объединяют действие давления и температуры. Различают действие статических, динамических и длительных повторных давлений. Статическое давление на грунт может оказывать либо сооружение, либо толща грунта. Последнее становится особенно заметным при снятии взвешивающего действия воды. При создании отрицательного давления в поровой воде грунт уплотняется в результате действия капиллярного давления.

Действие температуры на грунт вызывает изменение объема. Действие положительных температур на грунт зависит от следующих условий: 1) грунт находится ниже уровня грунтовых вод и испарение воды из грунта при повышении температуры отсутствует; 2) грунт находится выше уровня грунтовых вод и при повышении температуры происходит испарение воды и высыхание грунта (термоусадка).

Химические воздействия на грунт — это действие агрессивных концентрированных растворов щелочей и кислот, в процессе которого коренным образом изменяется минеральный состав грунта и появляются новообразования. К химическим воздействиям можно отнести и биохимические, когда в результате жизнедеятельности бактерий в грунте появляются новообразования в виде вторичных минералов, например трансформация пирита в гипс или в ярозит при жизнедеятельности сульфат-редуцирующих бактерий.

Физико-химические воздействия на грунт объединяют влияние на свойства грунта слабых неагрессивных электролитов, аполирных растворов и обменных катионов. Изменение объема глинистого грунта при физико-химических воздействиях обусловлено главным образом изменением толщины пленок связанной воды на контактах частиц с последующей агрегацией или пептизацией частиц.

Глинистые грунты в процессе их историко-геологической жизни претерпевают уплотнение и упрочнение под действием как природных, естественных факторов, так и искусственных, обусловленных деятельностью человека. Уплотнение и упрочнение грунта происходит в результате увеличения давления на скелет грунта, которое может быть вызвано действием различных причин: 1) внешнего давления; 2) гравитационного давления; 3) физико-химических процессов (усадки, осмоса); 4) водопонижения и электроосмоса.

Роль всех этих факторов в формировании плотности и прочности грунтов не всегда правильно разграничивается и оценивается.

Для целей инженерно-геологического прогноза изменения свойств глинистых грунтов необходимо представлять значение и роль каждого природного и искусственного фактора.

В связи с интенсивным освоением новых территорий и широким размахом строительства и добычи полезных ископаемых в последние годы существенное значение приобретает изменение инженерно-геологических свойств глинистых горных пород в результате их уплотнения при водопонижении, электроосмотическом осушении, осмотическом передвижении воды и других видах воздействия на водонасыщенный глинистый грунт.

При достоверном инженерно-геологическом прогнозе уплотнения глинистых грунтов важно знать предельные значения плотности и прочности, достигаемые при максимальном проявлении как природных, так и искусственных процессов, ведущих к уплотнению грунтов.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

Особенности состава глинистых грунтов. Глинистый грунт состоит из твердых частиц, порового водного раствора и газа. Твердая часть грунта складывается первичными и глинистыми минералами, органическим веществом и их соединениями. Глинистые минералы и органические коллоиды представляют высокодисперсную и наиболее активную в физико-химическом отношении часть грунта. Пылеватая и песчаная фракции глинистого грунта состоят из первичных минералов, а также из агрегатов первичных и вторичных минералов. В последнем случае структурные элементы будут обладать повышенной влагоемкостью и определять в значительной степени поведение грунта при изменении инженерно-геологических условий.

Минеральные частицы обладают определенным электрическим зарядом.

Е.М. Сергеев [1949] выдвинул гипотезу электростатической связности дисперсных грунтов, в которой предполагается, что между частицами грунта действуют, кроме межмолекулярных сил взаимодействия, еще и силы непосредственно электростатического притяжения, обусловленные наличием разноименно заряженных частиц в грунте. Исследование заряда поверхности минеральных частиц и его величины представляет определенный интерес и позволяет судить о взаимодействии частиц друг с другом, глубже проникнуть в природу их поведения и упрочнения при деформации под нагрузкой.

Наличие электрического заряда на поверхности минеральных частиц объясняется энергетической ненасыщенностью оборванных связей кристаллической решетки. Но в обычных условиях заряды частиц компенсированы адсорбированными ионами и молекулами воды (частицы грунта электронейтральны), поэтому заряд частиц обнаруживается лишь при определенных воздействиях на частицы: 1) при трении поверхностей минералов друг по другу, 2) при механическом разрушении, 3) при смещении минералов относительно жидкости или воздуха, 4) при сжатии и растяжении под действием приложенного давления или изменения температуры.

Для изучения электризации минеральных частиц в воздухе были выбраны основные породообразующие минералы, наиболее часто встречающиеся в дисперсных грунтах: кварц, микроклин, мусковит, биотит, роговая обманка, кальцит и гипс. Изучение электризации частиц проводилось при скатывании частиц по наклонной трубке и при взаимном трении частиц в струе воздуха.

Результаты опытов показали, что все фракции исследованных минералов приобретают определенный электрический заряд (рис. 1). Знак заряда у исследованных минералов и их фракций различен. По знаку заряда при электризации в результате трения частиц исследованные минералы можно разделить на три группы: 1) минералы, частицы которых при трении в воздухе друг о друга или о минеральные поверхности, приобретают отрицательный заряд – кварц, биотит, мусковит, роговая обманка; 2) минералы, частицы которых приобретают в основном положительный заряд – кальцит, гипс; 3) минералы, частицы которых могут приобретать как положительный, так и отрицательный заряд – микроклин, иногда кальцит и гипс.

Электризация минеральных частиц при движении в воздухе зависит от размера частиц (см. рис. 1). Для частиц размером больше 1 мм и меньше 0,05 мм величина заряда близка к нулю или значительно меньше заряда для частиц некоторого промежуточного размера, а для частиц, имеющих размеры от 1 мм до 0,05 мм поверхностная плотность заряда увеличивается с уменьшением размера частиц до максимального значения, а затем начинает уменьшаться.

Уменьшение величины заряда с уменьшением размера частиц обусловлено тем, что возникающий электрический заряд на поверхности частиц создает вокруг себя электрическое поле, которое взаимодействует с полями других частиц и обуславливает агрегирование с достаточно прочными связями между частицами внутри агрегатов. Поэтому мы измеряем лишь небольшую часть электрического заряда частиц, так как большая часть его оказывается нейтрализованной. Агрегирование частиц начинается с определенного размера, когда электростатический заряд на поверхности (поверхностная энергия) становится равным или превышает действие силы тяжести на частицы. Мозаичное распределение положительных и отрицательных электрических зарядов по поверхности частиц (при общем отрицательном или положительном заряде) благоприятствует агрегированию частиц даже одинакового минерального состава. При этом прочность на разрыв связей между частицами в агрегатах может достигать $10-10^{-2}$ кгс/см² в зависимости от их размера [Румпф, Рааш, 1966]. Наиболее интенсивное электростатическое взаимодействие наблюдалось для пар минералов, имевших при трении заряды противоположного знака: мусковита – биотита (рис. 2, а) и кальцита – роговой обманки (рис. 2, б.)

Во всех случаях величина заряда биминеральных смесей с противоположными по знаку зарядами на поверхности была меньше абсолютной величины заряда отдельного компонента, но величина заряда лишь для пары мусковит-биотит была примерно пропорциональна содержанию каждого компонента в смеси. А для пары кальцит-роговая обманка потребовалось в 3-5 раз больше положительных зарядов на кальците, чтобы нейтрализовать заряд частиц роговой обманки, что обусловлено влиянием формы частиц. Для листочков мусковита и биотита взаимодействие происходит, по-видимому, по базальным плоскостям частиц, заряд одной частицы уравни-

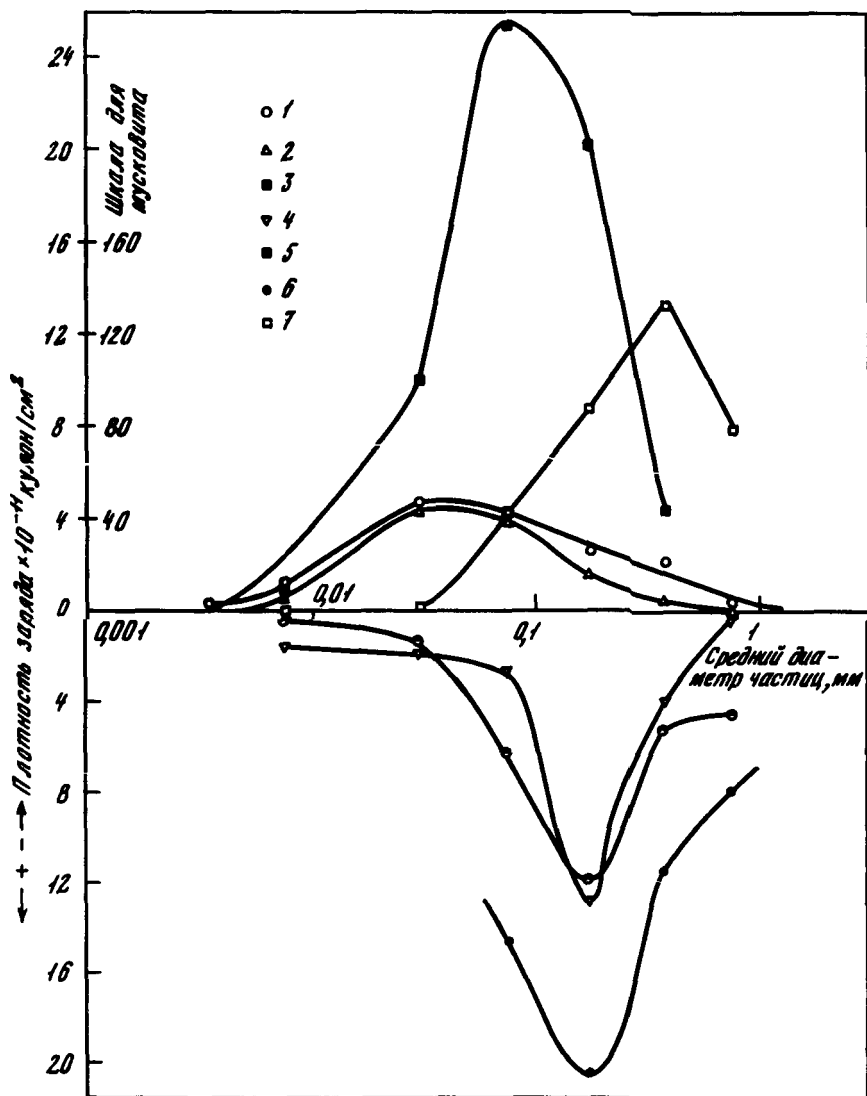


Рис. 1. Величина и знак электрического заряда минеральных частиц разного состава и размера (электризация при движении в струе воздуха)

1 - кварц; 2 - роговая обманка, 3 - биотит, 4 - микроклин, 5 - кальцит, 6 - гипс, 7 - мусковит

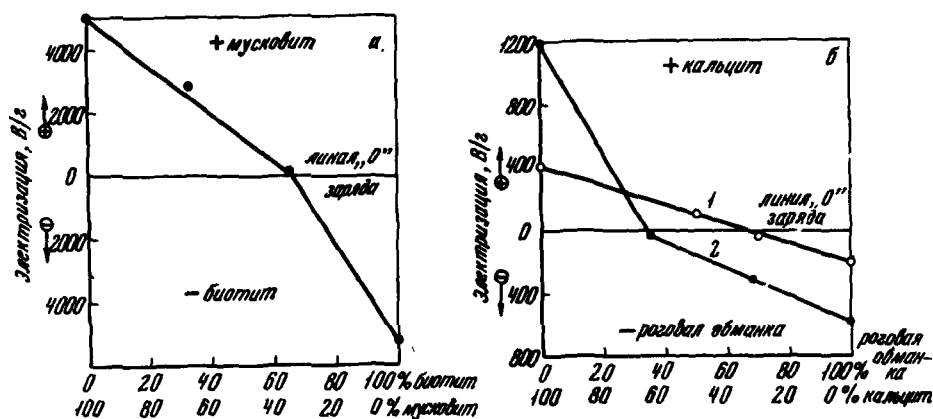


Рис. 2. Электризация частиц в биминеральных смесях в зависимости от соотношения компонент

а – смесь из частиц мусковита и биотита, фракция 0,1–0,05 мм, б – смесь из частиц кальцита и роговой обманки, 1 – фракция 0,25–0,1 мм, 2 – фракция 0,1–0,05 мм

вешивается зарядом другой, а взаимодействие псевдоизодиаметрических частиц кальцита и роговой обманки происходит в отдельных точках. Поэтому для нейтрализации заряда на частице роговой обманки (фракция 0,1–0,05 мм) требуются примерно две частицы кальцита, а для фракции 0,25–0,1 мм – на две частицы роговой обманки одна частица кальцита. Подобное взаимодействие структурных элементов объясняет повышенную прочность полиминеральных грунтов.

Состояние поверхности минеральных частиц оказывает значительное влияние на знак и величину электрического заряда. Различие знака частиц одинакового минерального состава можно объяснить тем, что поверхность частиц была покрыта слоем адсорбированной влаги или другими веществами. Результаты исследования влияния адсорбированной воды и различных веществ на величину и знак заряда минеральных частиц приведены на рис. 3 и в табл. 1, из которых видно, что с ростом влажности частиц их электризация уменьшается в связи с увеличением стекания электричества в окружающую среду и что заряд частиц определяется природой адсорбированного вещества, а не составом частиц. Явлением электризации частиц и образованием новых структурных связей можно, по-видимому, объяснить упрочнение песков после воздействия землетрясения, отмеченное Н.Я. Денисовым и И.В. Дудлером [Денисов, 1972].

В природных условиях при полном водонасыщении грунтов основные породообразующие минералы (кварц, полевой шпат, слюда, роговая обманка), глинистые минералы, органические вещества за-

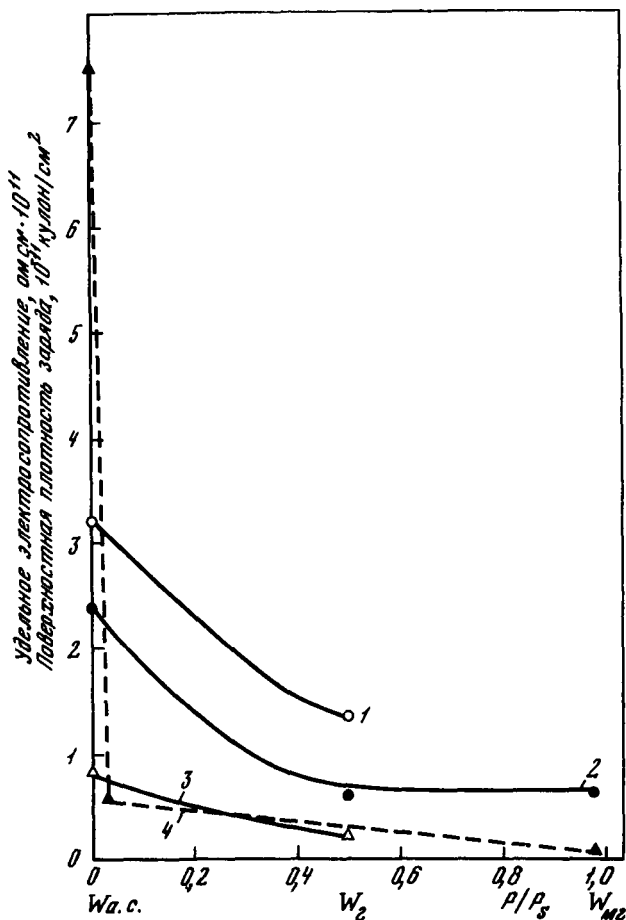


Рис. 3. Зависимость электризации кварцевых частиц при скалывании по наклонной кварцевой трубке от относительной влажности воздуха

1 – фракция 0,25–0,1 мм, 2 – фракция 0,5–0,25 мм, 3 – фракция 1,0–0,5 мм, 4 – удельное электрическое сопротивление фракции 0,1–0,05 мм

ряжены отрицательно. Положительно заряжены водные окислы железа, алюминия и других металлов.

Частицы глинистых минералов несут отрицательный заряд на базальных плоскостях и положительный заряд на ребрах и краях частиц, за счет ненасыщенных зарядов катионов кремния и алюминия. Но в целом в водных растворах электролитов минеральные частицы проявляют отрицательный заряд, о чем можно судить по величине и знаку ζ -потенциала [Злочевская, Зянгигов и др., 1970].

Таблица 1

Влияние на величину и знак электрического заряда минеральных частиц природы покрывающих оболочек

Вещество оболочек частицы	Знак заряда вещества оболочки в воздухе	Поверхностная плотность заряда 10^{-11} кулон/см ² частиц размером 0,1-0,05 мм					
		кварц	микроклин	мусковит	роговая обманка	кальцит	и др.
Исходное вещество		-6,63	+2,71	+28,78	-10,64	+7,77	+14,07
Монтмориллонит	-	-2,24	-2,18	-	-12,49	-18,50	-9,11
Каолинит	-	-2,64	-0,42	-	-2,86	-1,52	-
Гидрат окиси железа	-	-10,86	-10,57	+3,18	-3,98	-0,51	-
Гидрат окиси алюминия	-	-7,92	-7,75	-	-17,58	-0,57	-
Гумат калия	+	+0,75	+0,60	+36,45	+1,82	+0,83	-

Таблица 2

Количество необходимой добавки минерала к тонкоизмельченному мрамору для получения изоточки

Минерал	Дистиллированная вода	Раствор 0,01 N KCl, %	Минерал	Дистиллированная вода	Раствор 0,01 N KCl, %
Кварц	45-50	35-45	Каолинит	20	5
Монтмориллонит	20-12	1	Гидрослюдистая глина	20	5

О характере возможных сил взаимодействия между частицами различного минерального состава дают представления исследования ζ -потенциала биминеральных смесей тонких частиц. Т.С. Берлин и А.В. Хабаков [1962] исследовали электрокинетические свойства смесей из положительно заряженных частиц < 0,1 мм мрамора и отрицательно заряженных частиц < 0,1 мм кварца, а также частиц монтмориллонита, каолинита и гидрослюдистой глины. Было установлено, что добавки различных минералов к тонкоразмолотому мрамору уменьшают первоначальную величину ζ -потенциала, при определенном содержании добавки полностью нейтрализуют его и при значительном содержании вызывают перезарядку системы, т.е. приводят к появлению ζ -потенциала противоположного знака (табл. 2).

Исследования показали, что даже небольшая добавка глины приводит к полной нейтрализации первоначального положительного заряда карбоната кальция, а при содержании в системе больше 5% глины заряд ее определяется зарядом поверхности глинистого минерала.

Вода в глинистых грунтах. Вода является второй главной составной частью грунта и заполняет поры структурного каркаса. Поверхностные силы минеральных частиц обуславливают взаимодействие

Рис 4. Связь влажности свободного набухания глин с величиной влажности на пределе текучести

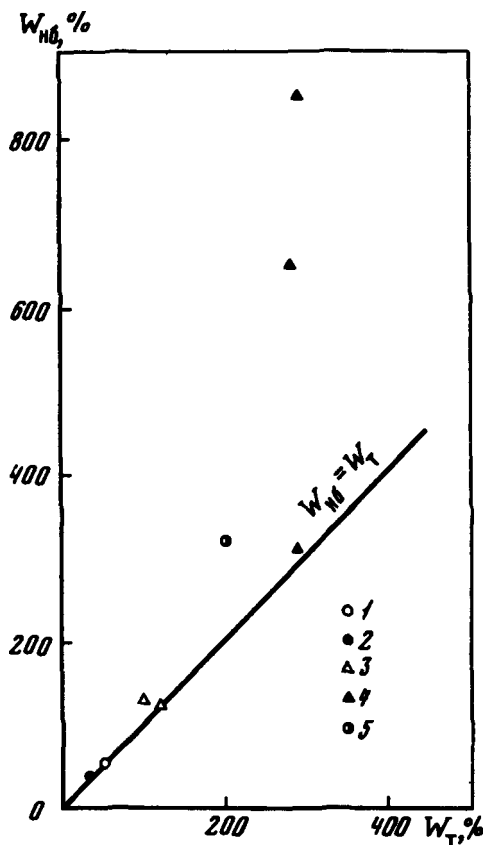
1 - каолинит, 2 - кембрийская глина, 3 - Са-аскангель, 4 - Na-аскангель, 5 - аскангель исходный

их с поровой водой и наличие двух категорий воды: прочносвязанной и слабосвязанной [Сергеев, 1959; Роде, 1952; Овчаренко, 1961; Злочевская, 1969, и др.]. Количество прочносвязанной воды в грунте можно характеризовать величиной максимальной гигроскопической влажности $W_{\text{МГ}}$ (обычно 0,5-1,0 $W_{\text{МГ}}$), а общее содержание связанной воды в грунтах - максимальной влажностью свободного набухания $W_{\text{НБ}}$.

Влажность свободного набухания глин примерно равна влажности на пределе текучести или несколько ее превышает. Исключение составляют Na-монтмориллонитовые глины, для которых влажность свободного набухания может значительно превышать влажность на пределе текучести (рис. 4).

Наличие слоя связанной воды на поверхности частиц существенно изменяет взаимодействие частиц друг с другом и в значительной степени определяет поведение глинистых грунтов под нагрузкой. На рис. 5 показано изменение угла внутреннего трения некоторых глин в зависимости от количества воды на контакте частиц. Образцы глин предварительно адсорбировали влагу при данной относительной влажности воздуха, затем заливались аполиарной жидкостью (CCl_4) и сдвигались в плоскостном приборе по схеме дренажного сдвига по прямой ветви компрессии при нормальных давлениях до 8-12 кгс/см² [Знагиров, Вайтекунене, 1977].

Можно констатировать, что максимальное сопротивление сдвигу наблюдается при отсутствии воды на контактах частиц. Затем, по мере увеличения влажности, значение угла внутреннего трения уменьшается. Причем для монтмориллонитовой глины и тонкораздробленного мусковита экранирующее влияние пленок связанной воды на взаимодействие частиц проявляется в заметной степени уже при



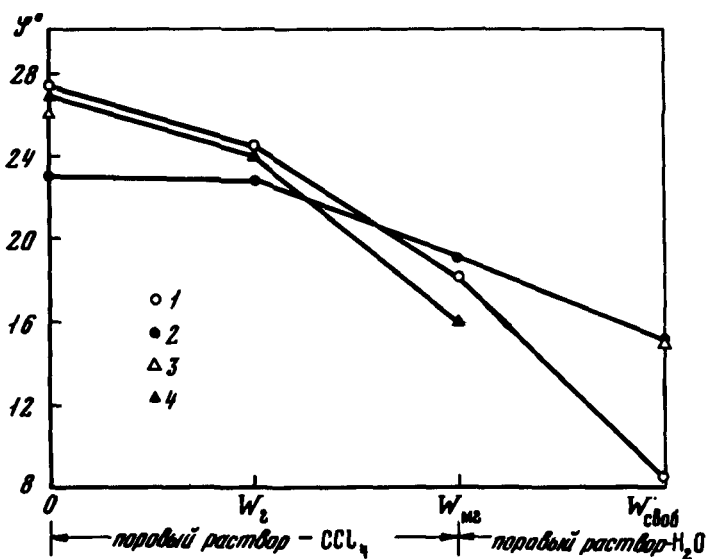


Рис. 5. Изменение угла внутреннего трения глин от количества воды на контакте частиц

1 - монтмориλλονит, 2 - каолинит, 3 - палыгорскит, 4 - мусковит

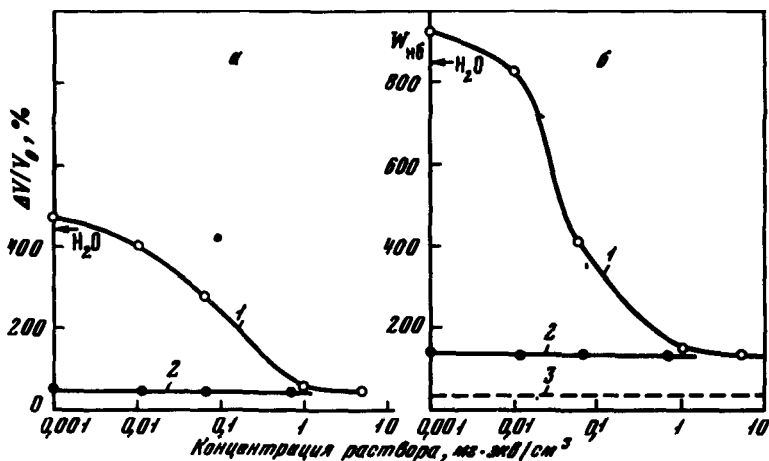


Рис. 6. Зависимость набухания (а) и влажности набухания (б) монтмориλλονита от концентрации взаимодействующего раствора электролита (по данным В.И. Дивисиловой, 1972)

1 - Na-монтмориλλονит + раствор $NaCl$; 2 - Ca-монтмориλλονит + раствор $CaCl_2$, 3 - максимальная гигроскопическая влажность

гигроскопической влажности. Для каолинита влияние присутствия воды на контактах частиц обнаруживается лишь при влажности большей гигроскопической, что связано с влиянием зацепления частиц каолинита, имеющих ступенчатую поверхность, а также с нахождением молекул воды в дефектах кристаллической структуры, а не в точках контакта частиц.

Минеральные частицы грунтов обладают высокой впитывающей способностью по отношению к воде, что позволяет им отбирать воду даже из высококонцентрированных растворов нейтральных электролитов. Из данных рис. 6 видно, что набухание монтмориллонита наблюдается даже в растворе NaCl , имеющем концентрацию 10N [Дивисилова, 1972].

В связи с интенсивным взаимодействием молекул воды с поверхностью частиц наблюдается изменение структурных свойств связанной воды — слой воды $80\text{--}100 \text{ \AA}$ имеет несколько большую вязкость, чем воды в объеме, но плотность ее практически равна плотности воды в объеме [Железный и др., 1972].

Строение глинистых грунтов (структура и текстура). Под структурой понимают размер, форму, характер поверхности, количественное соотношение слагающих грунт элементов (отдельных частиц, агрегатов, цемента) и характер взаимосвязей их друг с другом, а под текстурой — пространственное расположение слагающих элементов грунта независимо от их размера [Сергеев и др., 1971]. Применительно к некоторому объему глинистого грунта для характеристики его строения применяют термины макро-, мезо- и микроструктура и макро-, мезо- и микротекстура.

Основным элементом структуры являются структурные связи, которые определяются характером и типом контактов между элементами грунта. Современная физико-химическая механика различает следующие виды контактов между частицами в пространственных дисперсных структурах [Ребиндер, 1966]: коагуляционные, точечные; фазовые (рис. 7).

Коагуляционные контакты характеризуются тем, что между частицами остаются равновесные прослойки жидкой дисперсной среды, толщина которых зависит от физических и физико-химических условий окружающей среды и кристаллохимических особенностей минеральных частиц. Тонкие прослойки жидкости на контактах частиц способствуют проявлению в дисперсных системах таких механических свойств, как ползучесть, вязкость, пластичность и способность к упругому последействию.

При достаточном сближении минеральных частиц под действием внешних сил между частицами возникают точечные контакты, соответствующие площадям в один или несколько атомов. Точечные контакты при определенном давлении вполне доступны для смачивающей жидкости, в результате адсорбции молекул которой может произойти экранирование силовых полей частиц и формирование пластифицированных контактов с увеличением расстояния между частицами и ослаблением их взаимодействия.

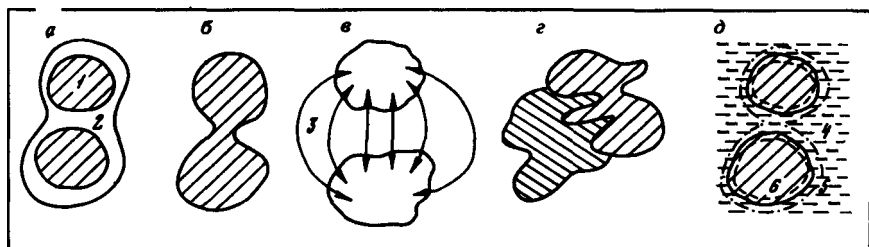


Рис. 7. Механизм структурного связывания частиц и вид контактов между ними в глинистых грунтах

а, б – цементационные связи веществом иного состава чем материал частиц (а) и одинакового состава (б) – фазовый (конденсационный) контакт; в – межмолекулярные, электростатические, магнитные связи – точечный контакт; г – механические структурные связи – зацепление; д – гидратные слои (при наличии газовой компоненты – капиллярные силы связи) – коагуляционный контакт; 1 – частица, 2 – цемент, 3 – связи, 4 – свободная вода, 5 – слой связанной воды, 6 – гидратированно-аморфизованный слой

При увеличении площади непосредственных контактов между частицами образуются фазовые контакты, которые могут реализовываться как при действии высоких давлений на точечные контакты, вызывающих их пластическую деформацию, так и при цементации частиц другим веществом. Фазовый контакт между частицами недоступен для жидкой среды.

В дисперсных грунтах в точках контакта, так же как в любых конденсированных телах, всегда, и при том одновременно, существуют силы взаимодействия двух знаков – силы притяжения и силы отталкивания. Силы притяжения проявляются как сопротивление тела растяжению и разрыву, а силы отталкивания – как сопротивление тела сжатию.

Связи между частицами определяются силами связи между атомами и молекулами, которые электромагнитны по своей природе и обусловлены чередованием в пространстве областей с положительными и отрицательными зарядами.

Наличие сил притяжения и отталкивания между атомами и молекулами приводит к появлению аналогичных сил молекулярного взаимодействия между макроскопическими телами. Взаимодействие коллоидных частиц обуславливается, с одной стороны, силами отталкивания, связанными с наличием двойных электрических слоев, а с другой – молекулярными силами притяжения [Дерягин, 1956; Кройт, 1955]. Полная энергия взаимодействия коллоидных частиц находится посредством сложения кривых отталкивания и притяжения. Потенциальная кривая взаимодействия двух частиц имеет первый минимум, второй минимум и максимум, т.е. силы притяжения между частицами преобладают на очень малых и на очень больших

расстояниях, а силы отталкивания — на промежуточных расстояниях.

Действие сил притяжения на близких расстояниях между частицами обуславливает их слипание и сохранение остаточной деформации, а на больших расстояниях порядка толщины диффузных слоев — наличие равновесных структур дальнего порядка, например ограниченное набухание глин, тиксотропное упрочнение суспензий и т.д. Но ограниченное набухание высокодисперсных глин может быть объяснено также образованием пространственной сотовой структуры, в которой частицы и их агрегаты соединены друг с другом своими гранями и краями, а контакты типа базис-базис существуют только в агрегатах, образующих стенки сотовой структуры. Наличие сил отталкивания между частицами глин доказывается не очень точным совпадением экспериментальной кривой сжимаемости и теоретической кривой, рассчитанной на основе электрокинетической теории Гуи и осмотической зависимости Вант-Гоффа [Болт, 1958]. Расхождение между теоретической и экспериментальной кривой получается достаточно значительным и связано с тем, что силы сопротивления сжатию в таких системах не полностью контролируются ионно-электростатическими силами отталкивания и большее сопротивление сжатию обусловлено наличием не только пластифицированных (коагуляционных), но и непосредственных точечных контактов между частицами.

Наличие сил притяжения в области первого минимума можно подтвердить фактом слипания частиц и наличием петли гистерезиса при сжатии и разгрузке глины. Но этот факт можно объяснить и недостатками эксперимента, когда набухание при разгрузке полностью не завершилось в силу медленного проникновения молекул воды в глину, а также отличием текстур глин по ветви нагрузки и разгрузки: частицы глины на ветви разгрузки располагаются параллельно друг другу с меньшей потенциальной энергией, чем на ветви нагрузки.

ПОГРЕШНОСТИ КОМПРЕССИОННЫХ ИСПЫТАНИЙ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

Компрессионные испытания – один из основных методов определения модуля деформации глинистых грунтов. Однако существует еще мнение, что компрессионные испытания глинистых грунтов дают заниженные значения модуля деформации вследствие несовпадения в ряде случаев расчетных и фактических осадок сооружений, а также расхождения результатов определения сжимаемости в одометрах и методом штамповых испытаний. Но Б.Н. Баршевский [1964] показал, что расхождения между результатами расчета осадок и фактическими осадками обусловлены недостатками не только обычной методики определения деформационных показателей грунта в компрессионном приборе, но и существующих методов расчета осадок, основанных на модели линейно-деформируемой среды. Используя для расчета осадок "метод неоднородной среды" Б.Н. Баршевский получил результаты, совпадающие с натурными данными. Поэтому необходимо совершенствовать методику компрессионных испытаний глинистых грунтов, чтобы правильно оценить погрешности этих испытаний, так как компрессионное сжатие достаточно хорошо моделирует работу грунта в основании крупных сооружений с широким фундаментом.

Испытание глинистого грунта на сжимаемость, выполняемое в компрессионном приборе, имеет ряд погрешностей [Разоренов, 1961], которые можно объединить в две группы.

К первой группе относятся погрешности, свойственные компрессионному испытанию как любому физическому лабораторному опыту: 1) наличие трения между образцом и стенками прибора, 2) наличие рельефа на поверхности образца и зазора между образцом и кольцом, 3) несовпадение скорости нагружения при лабораторном испытании с темпами нагружения при строительстве, 4) отличие температуры массива грунта, 5) различие состава и концентраций поровой воды грунта от применяемой при испытании и т.п.

Ко второй группе можно отнести погрешности, обусловленные отличием свойств образца, извлеченного из массива и доставленного в лабораторию, от свойств грунта *in situ* в результате нарушения структурных связей при разуплотнении, усадке или других воздействиях.

Проанализируем первую группу погрешностей компрессионных испытаний и попытаемся оценить их знак и относительную роль в предположении представительства испытываемых образцов грунта.

Влияние сил трения грунта по стенкам прибора на его деформацию. Трение между грунтом и ободом прибора приводит к отличию фактического напряженного состояния образца в одометре от расчетного и, как следствие этого, уменьшает уплотнение грунта. Чтобы ослабить влияние сил трения, испытывают образцы малой высоты в виде плоских дисков с отношением диаметра к высоте больше трех; применяют антифрикционное покрытие стенок кольца. Влияние сил трения между грунтом и кольцом при компрессионном испытании может быть оценено путем: 1) замера распределения напряжений в образце или распределения напряжений по основанию прибора или замера среднего давления, передаваемого грунтом на основание прибора; 2) сравнение сжимаемости грунта в одометре и приборе трехосного сжатия или в одометрах с разным отношением диаметра к высоте; 3) оценки изменения структуры грунта в разных частях образца — в центре и около стенок.

С.Р. Месчан [1967] показал при испытании на компрессию легкого суглинка и глины, что величина сил трения для первого грунта равна около 13%, а для второго — 8% от приложенной к образцу вертикальной нагрузки, не превышавшей в опытах 2 кгс/см². Автором было установлено, что сила трения грунта о кольцо при испытании образцов высотой 10 и 20 мм и с отношением диаметра к высоте 3,5 и 7 оказывается практически одинаковой.

Сравнение результатов испытаний образцов-близнецов в жестком кольце одометра и без кольца (одноосное раздавливание) показывает, что величина относительной деформации песчаного мела при испытании в кольце была меньше, чем при испытании равного по высоте и площади поперечного сечения образца, но без кольца (рис. 8). Если исключить начальный участок деформации до 2 кгс/см², где различная шероховатость поверхности образцов-близнецов затрудняет сравнение, а также участок зависимости деформация-давления при давлениях больших 10 кгс/см², где начинаются заметные структурные необратимые деформации, то увидим, что приращение деформаций в обоих случаях оказывается практически одинаковым, а величины деформаций отличаются на 20–23%. Таким образом, трение мела по стенкам прибора приводит к занижению деформации. При этом необходимо отметить, что мел по гранулометрическому составу представляет средний суглинок и имеет достаточно высокий коэффициент трения по металлу (порядка 0,4–0,7).

Силы трения между глинистым грунтом и стенками прибора искажают напряженное состояние грунта и определяют неравномерную плотность по высоте грунта. В компрессионных приборах при уплотнении грунт передвигается в направлении действия давления, а сила трения действует в обратном направлении. Вследствие этого, величина давления в нижней части образца меньше, чем в верхней:

$$P_h = P_0 e^{-2f\xi \frac{h}{R}}, \quad (2.1)$$

где P_h — усилие на нижнем торце образца; P_0 — усилие, приложен-

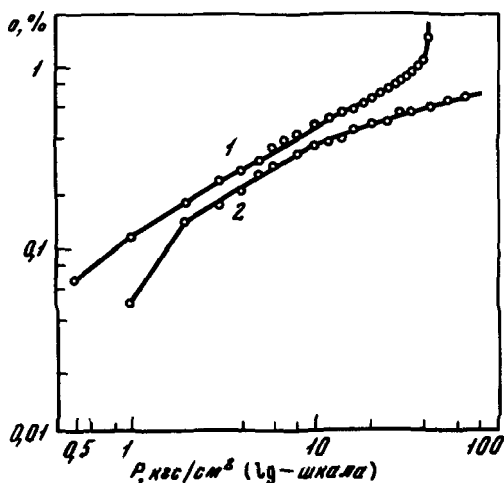


Рис. 8. Зависимость относительной деформации сжатия мела ($h = 2$ см, $s = 40$ см²) от условий испытания

1 – одноосное сжатие диска, 2 – компрессионное сжатие

ное к верхнему торцу образца; f – коэффициент трения; h – высота образца; R – радиус поперечного сечения образца; ξ – коэффициент бокового давления.

Учитывая, что коэффициент бокового давления можно рассчитать по формуле Яки [Брукнер, Иреланд, 1965] получим

$$P_h = P_0 e^{-2 \lg \phi (0,95 - \sin \phi) \frac{h}{R}}, \quad (2.2)$$

где ϕ – угол внутреннего трения.

Таким образом, потеря давления на преодоление трения грунта по стенкам прибора зависит от угла внутреннего трения грунта и отношения высоты образца к радиусу поперечного сечения образца. Если это отношение небольшое и процесс уплотнения двусторонний (прибор типа "плавающее кольцо"), то потерю сил на трение можно значительно уменьшить.

Используя формулу (2.2) можно рассчитать относительный перепад давления между верхним и нижним торцами компрессионного прибора вследствие потери силы трения, приняв коэффициент трения грунта о стенки прибора равным углу внутреннего трения (табл. 3). Из табл. 3 видно, что потери на трение могут составить значительную часть давления, но при параметрах прибора $h/R = 0,5$ максимальные потери на трение составляли не более 11–32%.

Влияние рельефа поверхности грунтового образца на его сжимаемость. В силу дискретной природы глинистого грунта, а также в результате его обработки при вырезании на поверхности образца всегда имеются неровности, которые могут быть двух видов [Черкасов, 1958]: макронеровности (результат небрежной обработки) и микронеровности (обусловленные структурой и текстурой грунта). Поэтому между штампом прибора и грунтом нет сплошного контакта и деформация грунта начинается со смятия неровностей и выпук-

Таблица 3

Относительный перепад давления между верхним и нижним торцами образца при его компрессии

Образец	ϕ , град	$\operatorname{tg} \phi$	ξ	h/R	$\frac{P_h}{P_0}$, доля от	$\frac{P_0 - P_h}{P_h}$, %
Бентонит	8	0,14	0,81	1	0,79	21
				0,5	0,89	11
				0,25	0,95	5
Каолинит	21	0,38	0,59	1	0,64	36
				0,5	0,80	20
				0,25	0,89	11
Палыгор- скит	26	0,49	0,51	1	0,61	39
				0,5	0,78	22
				0,25	0,88	12
Кальцит тонкораз- молотый	35	0,70	0,38	1	0,59	41
				0,5	0,77	32
				0,25	0,88	12

лостей, что приводит к завышению действительной деформации и занижению вычисляемого значения модуля деформации. Неплотное прилегание образца к боковым поверхностям кольца также обуславливает некоторое завышение вертикальной деформации.

Деформация глинистого грунта с природными структурными связями с первых ступеней давления может происходить в результате смыкания микротрещин, вдавливания макро- и микронеровностей, уменьшения размера пор. Причем деформации всех этих элементов могут быть как обратимыми, так и необратимыми. Выделить в чистом виде деформацию неровностей из общей деформации очень трудно, и можно получить лишь приближенные представления путем прямого их измерения либо при помощи микропрофиломера системы И.И. Черкасова, либо при помощи измерительного микроскопа МИС-11 [Ларнонов, 1972].

Макронеровности на поверхности образца – выпуклости, вогнутости, перекосы – недопустимы при обработке образцов и должны быть устранены.

А.К. Ларнонов установил, исследуя поверхности суглинистых грунтов после зарядки их в компрессионный прибор с помощью микроскопа МИС-11, что величина неровностей в суглинках полутвердой консистенции достигает 1,1–1,2 мм. Но после приложения давления величина неровностей уменьшается и приближается к размерам структурных элементов. Так, в легких и тяжелых суглинках

после действия давления $0,5 \text{ кгс/см}^2$ величина выступов уменьшалась до $0,4\text{--}0,8 \text{ мм}$; в грунтах с зернисто-пленчатой структурой выравнивание поверхности было зарегистрировано при давлении 1 кгс/см^2 , а в маловлажных глинистых грунтах с зернисто-агрегативной и агрегативной структурами – при давлениях $1,5\text{--}2 \text{ кгс/см}^2$.

Микронеровности поверхности образца сохраняются при компрессионном испытании, но высота их уменьшается по мере уплотнения грунта. Величина микронеровностей возрастает в грунте с увеличением в нем содержания крупных фракций. Так, для различных грунтов И.И. Черкасов [1958] получил следующие значения микронеровностей ΔS после обжатия образцов давлением 2 кгс/см^2 :

грунт	мм	грунт	мм
Глина пылеватая	0,008	Песок мелкий	0,080
Суглинок легкий	0,042	Песок крупный	0,188

Снятие неровностей торцов образца несколько завышает общую деформацию сжатия. Величину этого завышения можно оценить в результате сравнения деформации сжатия, определенной по изменению высоты образца и по изменению пористости. Из данных, полученных С.С. Савватеевым [1972], хорошо согласующихся с данными И.А. Агишева [1957], видно, что превышение деформаций, определенных высотным методом и по непосредственному изменению пористости, для лёссовых грунтов составляет в среднем $4\text{--}8\%$ и величина этого расхождения может быть отнесена в основном к уплотнению поверхности торцов образца в результате вдавливания микро- и макровыступов. Для полностью водонасыщенных глин сравнение результатов высотного и весового методов определения коэффициента пористости при компрессии дает иной результат, т.е. расчет коэффициента пористости высотным методом дает меньшую величину, чем весовым (рис. 9). Сравнение производилось на образцах глуховецкого каолинита с $W = 129,3\%$. Коэффициент пористости рассчитывался по формуле $e_t = e_0 - \delta(1 + e_0)$ по высотному методу (δ – относительная деформация, e_0 – начальный коэффициент пористости) и по формуле $e = W/\gamma$ для образцов, уплотненных до стабилизации деформации под данной ступенью давления и извлеченных из одометра для определения влажности по весовому методу. Сравнение этих методов определения коэффициента пористости каолинита при компрессии показывает, что расхождение между ними носит систематический характер, который обусловлен, по-видимому, вдавливанием пасты в зазоры между поршнем и стенками прибора и в отверстия фильтров, что особенно заметно при давлениях в 3 кгс/см^2 , когда сохраняется значительная подвижность частиц глины.

С ростом давления на глину относительная разница в значениях коэффициента пористости будет возрастать, так как в глине будет увеличиваться доля связанной воды с удельным весом большим единицы. Из рис. 9 видно, что отношение значений коэффициента по-

пытываемый без подвода воды, но защищенной слоем масла от высыхания, уже при малых давлениях начинает деформироваться в результате смыкания микротрещин, а при давлениях, больших "структурной прочности", — в результате уменьшения объема пор. При разгрузке происходят упругие деформации структурных элементов и замкнутых объемов воды. Но разуплотнению глинистого грунта, испытываемого без воды, во внешней среде препятствует капиллярное давление воды в порах и трещинах. Испытание глинистого грунта под водой резко изменяет характер его деформации. Отчетливо появляется выраженный горизонтальный участок компрессионной кривой, но при давлении, большем структурной прочности, уплотнение происходит примерно так же, как и образца без воды. При разгрузке наблюдается существенное набухание образца, которое по существу и определяет деформации разуплотнения грунта.

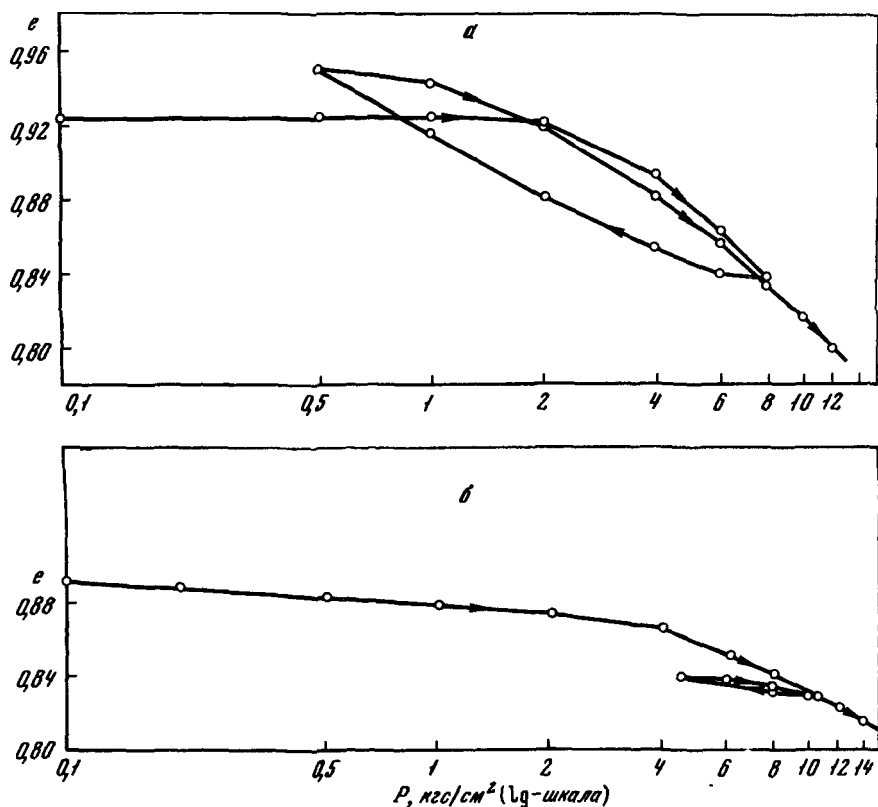


Рис. 10. Влияние условий испытания на деформацию глин при компрессии

a — испытание под водой, b — испытание без подвода воды с сохранением влажности

и разрушение частиц под жестким штампом может исказить сжимаемость в сторону ее завышения. Поэтому при прогнозе деформаций крупнозернистых грунтов в реальных сооружениях необходимо стремиться к совпадению схем работы грунта в лабораторной установке и в натурных условиях.

Влияние подвода воды на сжимаемость глинистых грунтов. На сжимаемость глинистых грунтов существенное влияние оказывает наличие или отсутствие воды во внешней среде при их испытании. На рис. 10 приведены характерные результаты испытания образцов-близнецов естественной структуры кинельской глины на компрессию и декомпрессию с погружением образца в воду (a) и без подвода воды к образцу (b). Сравнение результатов испытания показывает, что подведение воды к образцу существенно изменяет его поведение под нагрузкой, особенно резко проявляющееся при разгрузке. Образец с естественной структурой и влажностью, ис-

пытываемый без подвода воды, но защищенной слоем масла от высыхания, уже при малых давлениях начинает деформироваться в результате смыкания микротрещин, а при давлениях, больших "структурной прочности", — в результате уменьшения объема пор. При разгрузке происходят упругие деформации структурных элементов и замкнутых объемов воды. Но разуплотнению глинистого грунта, испытываемого без воды, во внешней среде препятствует капиллярное давление воды в порах и трещинах. Испытание глинистого грунта под водой резко изменяет характер его деформации. Отчетливо появляется выраженный горизонтальный участок компрессионной кривой, но при давлении, большем структурной прочности, уплотнение происходит примерно так же, как и образца без воды. При разгрузке наблюдается существенное набухание образца, которое по существу и определяет деформации разуплотнения грунта.

ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ НА ОБЪЕМНУЮ ДЕФОРМАЦИЮ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

Влияние статического давления. Целостная картина зависимости сжимаемости от давления для различных дисперсных и конденсированных тел возникает при изображении зависимости $a_0 - P$ на билогарифмической координатной сетке (рис. 11), где $a_0 = \epsilon/P$ — коэффициент относительной сжимаемости при компрессии; ϵ — относительная деформация; P — давление. Коэффициент относительной сжимаемости a_0 связан с коэффициентом объемного сжатия β зависимостью

$$a_0 = \frac{1 + 2\xi}{3} \beta, \quad (3.1)$$

где ξ — коэффициент бокового давления ($0 \leq \xi < 1$).

Зависимость $a_0 - P$ может быть аппроксимирована степенной функцией при $P > P_{\text{стр}}$

$$a_0 = K \left(\frac{1}{P^*} \right)^{1-a} = K \left(\frac{1}{P^*} \right)^b, \quad (3.2)$$

где K — коэффициент пропорциональности, приведенный к единице давления; $P^* = P_a/P$ — относительное давление, ($P_a = 1 \text{ кгс/см}^2$; P — внешнее давление); $P_{\text{стр}}$ — структурная прочность грунта при компрессии; $b = 1 - a$ — показатель степени.

Показатель степени a изменяется в пределах от 0 до 1. Величина $a \approx 0$ характерна для высокодисперсных глин типа Na-монтмориллонита, которые сжимаются почти как газы, $a \approx 1$ — для сплошных упругих тел (кристаллов минералов и воды); для большинства дисперсных грунтов — от песков до глин — $0 < a < 1$.

Изменение величины показателя степени a обнаруживает отчетливую зависимость от структуры грунта — от размера и формы частиц. Так, для дисперсной водонасыщенной системы, состоящей из тонких частиц пластинчатой формы (мусковит, тальк), а также для плоских металлических пластин, разделенных маслом, $a = 0,096 \div 0,175$ ($b = 0,904 - 0,825$), а для дисперсной водонасыщенной системы, состоящей из тонких частиц неправильной формы (кальцит, микроклин), $a = 0,35 \div 0,33$ ($b = 0,65 - 0,67$). С уменьшением размера частиц величина показателя степени a уменьшается независимо от формы частиц; для системы крупных

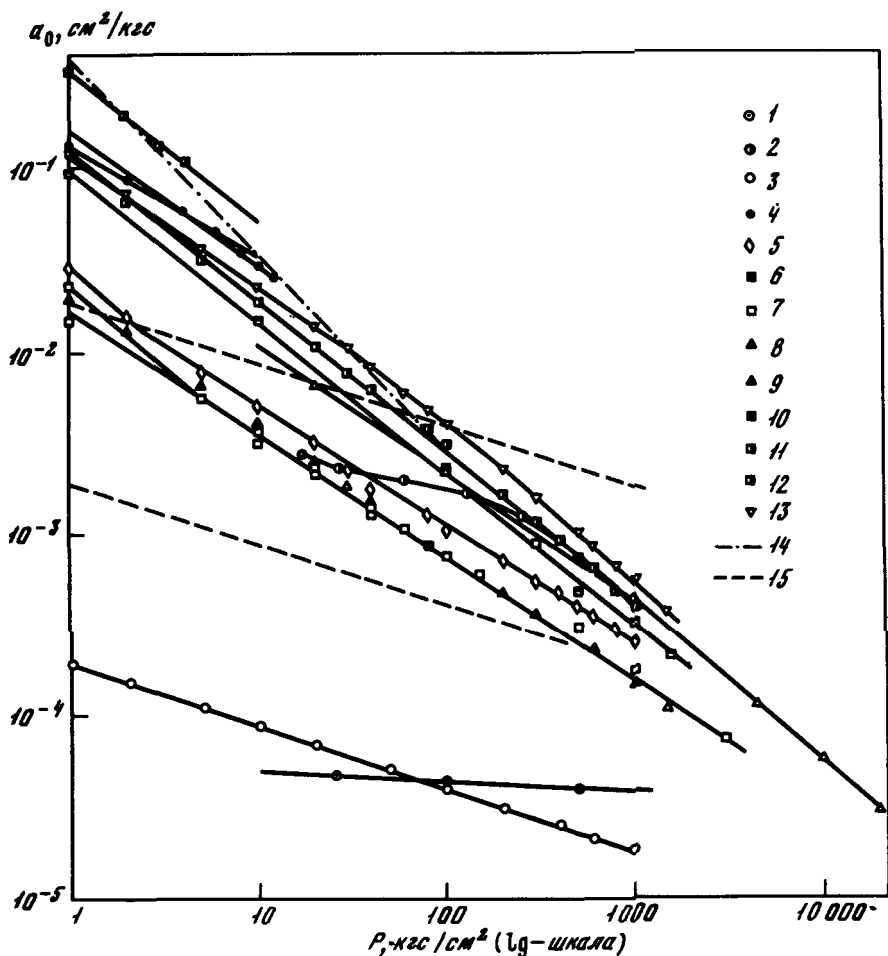


Рис. 11. Зависимость сжимаемости различных дисперсных и конденсированных тел от давления

1 – вода ($b=0,025$), 2 – свинцовая дробь ($b'=0,20$; $b''=0,87$, $P > 300 \text{ кгс/см}^2$); – упругая модель из шаров Шелкачева ($b=0,333$); 4 – каменная соль ($b'=0,585$; $b''=0,727$, $P > 4 \text{ кгс/см}^2$); 5 – кальцит тонкоразмолотый ($b=0,825$); 6 – кварц (песок, фракции 0,25–0,1 мм, $b=0,671$); 7 – кварц тонкоразмолотый ($b=0,672$); 8 – микроклин тонкоразмолотый ($b=0,672$); 9 – гель кремневой кислоты ($b'=0,700$ до 1000 кгс/см^2 ; $b''=0,867 > 1000 \text{ кгс/см}^2$); 10 – кварц тонкоразмолотый ($b=0,823$); 11 – мусковит тонкоразмолотый ($b=0,825$); 12 – металлические диски с прослоем масла ($b=0,893$), 13 – тальк тонкоразмолотый ($b=0,904$); 14 – монтмориллонит ($b=0,92$); 15 – упругая модель Крагельского ($b=0,600\text{--}0,715$)

кварцевых частиц $a = 0,35$, а для системы, состоящей из тонких частиц кварца и мусковита, $a = 0,175 - 0,177$, т.е. влияние формы частиц ослабевает по мере уменьшения размера структурных элементов.

Для глин величина параметра a зависит от состава поровой компоненты. Для водонасыщенного монтмориллонита, иллита, каолинита величина a на 7–14% ниже, чем для насыщенного аполярной жидкостью или воздушно-сухого образца примерно одинаковой начальной пористости. Эта разница обусловлена тем, что сопротивление сжатию воздушно-сухих образцов в связи с имеющимися непосредственными точечными контактами между частицами значительно выше, чем при наличии смазывающей прослойки воды. В то же время если структурные элементы непрочные, как для игольчатых частиц галлуазита и палыгорскита, то может наблюдаться некоторое снижение сопротивления сжатию воздушно-сухих образцов по сравнению с водонасыщенными.

Сжимаемость глинистого грунта в условиях дренажного в общем значительно превосходит сжимаемость слагающих его компонент. Для сравнения сжимаемости глины с сжимаемостью ее компонент необходимо использовать дифференциальную сжимаемость глин как более интенсивно реагирующую на увеличение давления.

Для анализа использованы данные экспериментов, выполненных П.А. Крюковым и Н.А. Комаровой [1954] по отпрессованию воды из глин. В табл. 4 приведены данные по дифференциальной сжимаемости глин, рассчитанные для различных давлений, объем образца при которых принят за начальный. Видно, что сжимаемость глин приближается к сжимаемости компонент начиная с давлений по порядку величины превышающих 10^3 кгс/см². Так, при давлении $> 10^3$ кгс/см² коэффициент сжимаемости монтмориллонита $\beta_{1000-5000} = 30 \cdot 10^6$ см²/кгс (диапазон давлений 1000–5000 кгс/см²) вполне сравним с коэффициентом сжимаемости воды $\beta_{1000-5000} = 26 \cdot 10^6$ см²/кгс. А при давлениях, превышающих примерно $5 \cdot 10^3$ кгс/см², сжимаемость глин уже приближается к сжимаемости минеральных частиц.

Механизм уплотнения высокодисперсных грунтов можно выяснить в результате сопоставления сжимаемости простых модельных систем с сжимаемостью грунтов. На рис. 11 приведены зависимости показателя сжимаемости от давления как для глин, так и для различных физических моделей – системы из плоских металлических дисков, разделенных вязким маслом; тонкой свинцовой дробью; песка каменной соли, насыщенного раствором NaCl, а также для расчетных моделей В.Н. Шелкачева [1959] и И.В. Крагельского [1968]

Сжимаемость системы, состоящей из плоских металлических дисков, разделяемых вязким маслом, обусловлена вязким сопротивлением выдавливанию слоя масла; для тонкой свинцовой дроби характерно упругопластическое смятие контактов и сопротивление сжатию обусловлено увеличением площади единичного контакта без увеличения их числа; для песка каменной соли сжимаемость обусловлена в

Таблица 4

Дифференциальная сжимаемость мономинеральных глин

Образец	Коэффициент сжимаемости (10^6 , см ² /кгс) при давлении, кгс/см ²				
	100	1000	5000	10 000	20 000
Аскангель	0	229	68,8	37,5	19,5
"	-	0	30,0	18,9	13,9
"	-	-	0	4,76	3,57
"	-	-	-	0	1,25
Каолинит	0	212	57,6	37,6	17,8
"	-	0	18,0	13,5	8,9
"	-	-	0	10,0	6,4
"	-	-	-	0	2,4

основном пластической деформацией частиц и затеканием их материала в поры. В моделях В.Н. Шелкачева, состоящих из одинаковых упругих шаров, и в модели И.В. Крагельского, состоящей из контактирующих шероховатых поверхностей, сжимаемость обуславливается упругим контактированием элементов на основе теоретического решения Герца. Сравнение поведения различных моделей и грунтов под нагрузкой показывает, что сжимаемость высокодисперсной глинистой системы при компрессии по своему механизму аналогична поведению под давлением плоских дисков, разделенных вязким маслом, а также близка к поведению систем, состоящих из частиц каменной соли или свинца, когда размер пор уменьшается в результате смещения частиц и их пластического деформирования с затеканием материала частиц в поры. Модель из упруго контактирующих шаров в кубической упаковке совершенно не пригодна для описания поведения под давлением даже скелетных дисперсных систем, так как не учитывает сдвиговых смещений частиц, обуславливающих сжимаемость глин. Значительно ближе к грунтам подходит модель из упруго контактирующих шероховатых поверхностей, которая удовлетворительно отражает деформацию такой дисперсной системы, как тонкий песок. Таким образом, можно говорить в основном о вязкопластичном сопротивлении сближению частиц для глинистых грунтов с нарушенными природными структурными связями.

При наличии жестких структурных связей, обусловленных фазовыми контактами, на первом этапе до $P < P_{стр}$, очевидно, будет справедлив механизм упругого деформирования, а при $P > P_{стр}$ будет преобладать механизм вязкопластичного течения вплоть до давлений порядка 1000–5000 кгс/см². При больших давлениях сжимаемость глин приближается к сжимаемости порообразующих минералов.

Таблица 5

Характеристика исследованных глинистых грунтов

Грунт	Число образцов	Глубина отбора, м	Объемный вес грунта, γ , г/см ³	Коэффициент пористости, e
Глина	12	2,00–12,30	1,86–2,05	0,57–0,98
Суглинок	14	2,00–12,05	1,70–2,11	0,51–0,85
Суглинок макропористый	2	2,80–5,60	1,86–1,92	0,75–0,78
Суглинок макропористый лёссовидный ($\delta_{пр} = 0,004–0,007$)	2	4,00–5,75	1,84–1,90	0,72–0,75

Деформации глинистых грунтов при действии повторных длительных давлений. Грунт испытывает многократные повторные давления от фундаментов емкостных периодически опорожняемых сооружений (бункеры, резервуары, доменные печи, шлюзы и т.п.). Длительность цикла таких воздействий изменяется в широком диапазоне – от нескольких минут до нескольких месяцев. Большое отличие длительности цикла и скорости приложения повторных воздействий от статических и динамических не позволяет использовать результаты последних для прогноза объемных деформаций. В связи с этим была выполнена серия опытов как на глинистых грунтах, так и на моделях грунтов, представленных фракциями кварцевого песка и стальных шариков (табл. 5).

Испытания проводились в компрессионных приборах, нагрузка прикладывалась безударно и изменялась в следующих пределах: постоянная нагрузка $P_{п}$ 0–15 кгс/см²; повторная $P_{повт}$ 1–15 кгс/см², относительная повторная нагрузка $\rho = P_{повт}/P_{п}$ изменялась от 0,1 до 1; длительность циклов изменялась от 5 с до нескольких суток, число циклов было не больше 30.

Результаты некоторых опытов приведены на рис. 12. Проведенные исследования позволили установить, что дополнительное (по отношению к статической нагрузке) уплотнение грунта при длительных повторных давлениях происходит за счет ослабления и усталостного разрушения структурных связей с последующим перемещением частиц и агрегатов и более плотной их упаковки.

Рассмотрим результаты опытов, характеризующих влияние природы грунта и внешних воздействий на деформации при повторных давлениях. Из рис. 12 видно, что способность дополнительно деформироваться при повторных давлениях, прикладываемых после стати-

Влажность, II	Показатели пластичности		Число пластичности
	верхний предел	нижний предел	
0,16-0,34	0,45-0,62	0,22-0,34	0,20-0,28
0,13-0,28	0,28-0,48	0,20-0,32	0,08-0,16
0,25-0,27	0,37-0,38	0,26-0,28	0,09-0,12
0,19-0,21	0,29-0,35	0,20-0,26	0,09

ческих давлений той же величины, уменьшается от песков к плотным глинам. Эта закономерность прослеживается в ряду: песок > супесь > лёссовый суглинок > суглинок > глина. При этом рыхлые грунты оказываются более чувствительными к повторным давлениям, чем плотные (рис. 13).

Влажность глинистого грунта существенно изменяется его отношение к повторным давлениям: с одной стороны, увеличение влажности способствует ослаблению структурных связей, что облегчает перемещение частиц и большее их уплотнение под статической нагрузкой, с другой стороны, способствует развитию давления набухания и препятствует уплотнению (рис. 14).

Влияние величины повторной нагрузки, характеризуемой значением $\rho = R_{\text{повт}}/R_{\text{пост}}$, в зависимости от типа грунта проявляется различно. В несвязанных грунтах, слабо уплотняющихся при статических давлениях, повторные воздействия приводят к росту деформаций. При этом следует подчеркнуть, что дополнительные деформации возникают при $R > R_{\text{стр}}$, но при разгрузках, меньших структурной прочности ($R < R_{\text{стр}}$), остаточные деформации отсутствуют, так как структурные элементы не испытывают необратимых перемещений. В то же время обратимые деформации, так же как и общие, растут по мере увеличения ρ , стремясь к некоторой постоянной величине.

Из рис. 15 видно, что водонасыщение суглинка существенно снижает $R_{\text{стр}}$ и способствует появлению дополнительных деформаций при меньших значениях повторных давлений. Величина дополнительной деформации грунта возрастает с увеличением ρ и зависимость деформаций от ρ носит параболический характер, при этом большая часть дополнительной деформации носит обратимый характер (рис. 15).

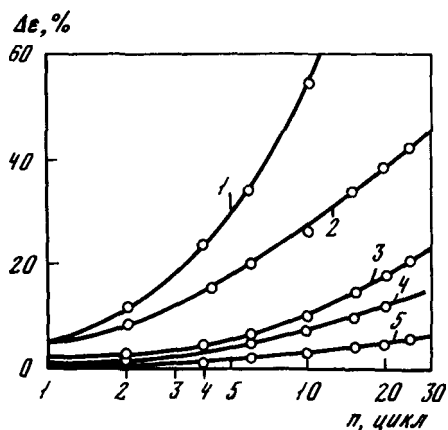


Рис. 12. Дополнительная деформация грунтов при повторных давлениях ($t_{\text{ц}} = 4$ мин, $P_{\text{повт.}} = 3$ кгс/см², $P_{\text{п}} = 0$, $W_{\text{ест.}}$).

1 - песок (фр. 1-0,5 мм), 2 - лессовидный суглинок, 3 - покровный суглинок, 4 - суглинок, 5 - глина юрская

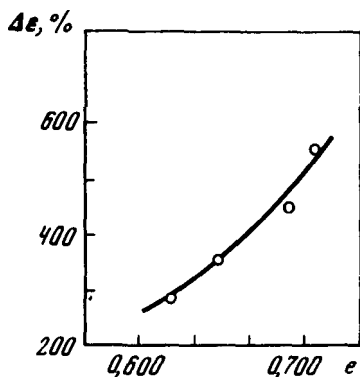


Рис. 13. Влияние начальной плотности песка (фракция 1-0,5 мм) на дополнительную деформацию при повторных давлениях ($n = 500$, $P = 3$ кгс/см², $\rho = 1$)

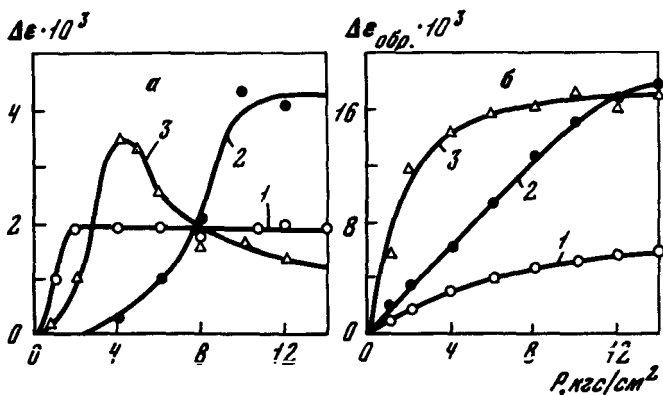


Рис. 14. Изменение деформации грунтов при повторных давлениях за 10 циклов в зависимости от величины давления

а - общая дополнительная деформация ($\rho = 1$, $t_{\text{ц}} = 8$ мин), б - обратимая деформация, 1 - песок, 2 - суглинок с $W_{\text{ест}}$, 3 - то же после предварительного водонасыщения

Влияние длительности действия повторного давления на величину деформации зависит от прочности структурных связей. В песках и глинистых грунтах твердой консистенции это влияние невелико, так как деформация протекает быстро, но в глинистых грунтах пластичной консистенции длительность действия повторного давле-

ния играет важную роль: с увеличением длительности цикла величина деформации возрастает (рис. 16). Результаты проведенных исследований показали, что длительные повторные давления вызывают дополнительные деформации грунтов, уплотненных статическим давлением той же величины. Это делает необходимым учет осадок сооружений, основания которых испытывают многократные повторные давления.

Влияние положительных температур на физико-механические свойства глинистых грунтов. Строительно-хозяйственная деятельность человека часто нарушает сложившееся температурное равновесие в грунтах, в результате чего в многолетнемерзлых грунтах наблюдаются фазовые переходы воды, а в грунтах с положительной температурой изменяется влажность. Это обуславливает необходимость изучения основных закономерностей влияния изменения температуры на свойства водонасыщенных глинистых грунтов как наиболее чувствительных к воздействию температуры.

Свойства глинистых грунтов при воздействии отрицательных температур изучаются в мерзлотоведении и технической мелиорации; влияние высоких положительных температур на свойства пород — в литологии и керамике. Но наиболее часто в промышленно-гражданском строительстве приходится сталкиваться с воздействием на грунты сравнительно невысоких температур (в основном до 100°C), влияние которых на свойства глинистых грунтов изучено слабо. И в силу этого дополнительные температурные деформации, возникающие в грунтах, обычно не учитываются при проектировании сооружений. Основное влияние изменения положительных температур на грунты будет выражаться в дополнительных деформациях как положительных (термоусадка), так и отрицательных (увеличение объема), а также в увеличении растворяющей и корродирующей способности поровой воды.

Водонасыщенные глины представляют собой двухкомпонентные системы, состоящие из минерального скелета и порового водного раствора электролитов. В естественных условиях компоненты грунта находятся в равновесии друг с другом и с окружающей внешней средой. Изменение внешних условий (давления, температуры, гидрохимических условий) приводит к нарушению существующего равновесного состояния глины, что выражается либо в деформациях уплотнения, либо в деформациях набухания с соответствующим изменением прочности.

При увеличении температуры возрастает кинетическая энергия колебаний атомов и молекул кристаллической решетки минералов около положений равновесия, что приводит к расширению минералов. Коэффициент линейного расширения основных породобразующих минералов, слагающих глины, изменяется от $5 \cdot 10^{-6}$ до $9 \cdot 10^{-6}$ 1/град, что позволяет не учитывать объемные деформации при изменении температуры.

Повышение температуры воды увеличивает кинетическую энергию молекул воды и изменяет ее структуру. С одной стороны, уси-

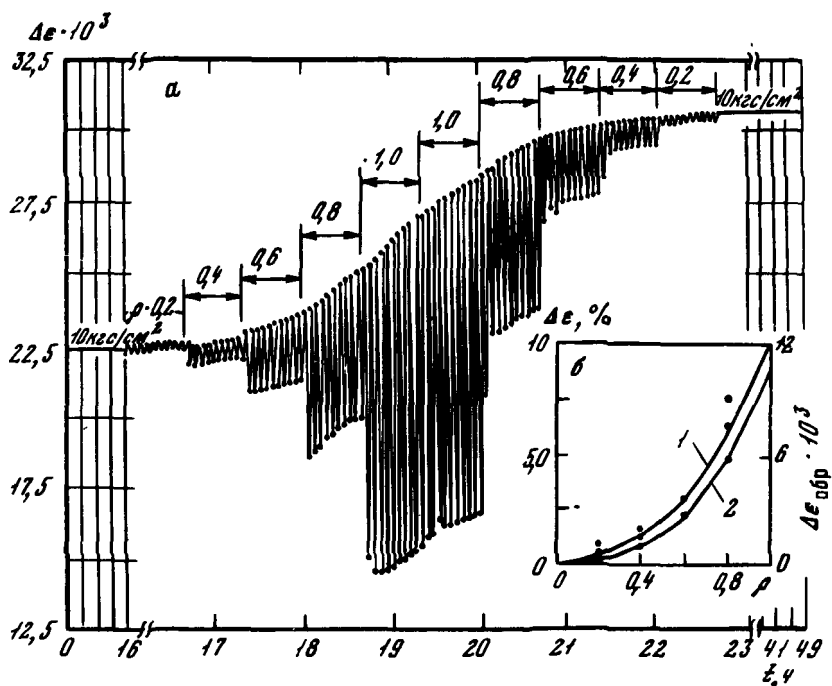


Рис. 15. Дополнительная деформация суглинка ($W_{\text{ест}}$) при повторных давлениях разной величины

а – схема нагружения; б – зависимость дополнительной деформации за 10 циклов ($t_{\text{ц}} = 4$ мин) общей (1) и обратимой (2) от p

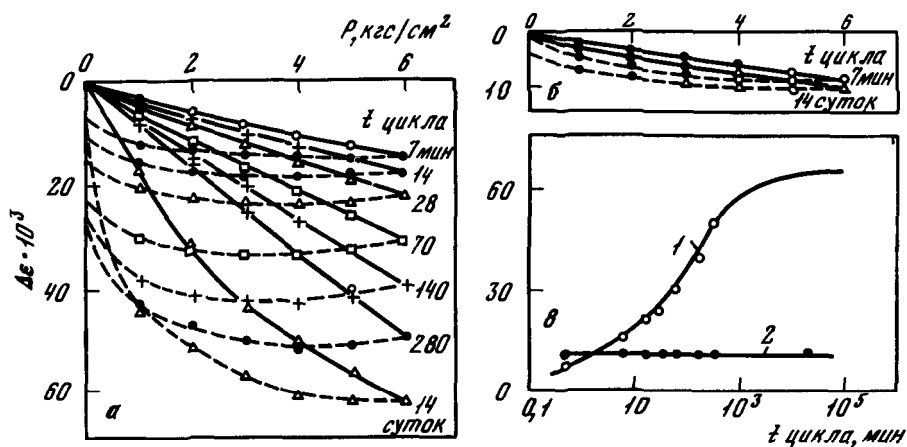


Рис. 16. Деформация суглинка за один цикл при разной длительности повторного воздействия

а – суглинок естественной влажности, б – то же после набухания, в – зависимость деформации за один цикл от времени действия давления, 1 – суглинок после набухания, 2 – суглинок с $W_{\text{ест}}$

ливающееся трансляционное движение молекул воды приводит ко все большему заполнению пустот в структурном каркасе воды и вследствие этого — к росту плотности при увеличении температуры от 0 до 4°C. С другой стороны, с ростом температуры происходит разрушение структурного каркаса и возрастает его хаотичность, что приводит к уменьшению плотности воды. Наличие ионов в воде существенно изменяет ее структуру и влияет на температурные закономерности изменения ее плотности. Однако в диапазоне изменения температур от 0 до 100°C малыми по величине объемными деформациями воды можно пренебречь.

При рассмотрении влияния изменения положительных температур на водонасыщенные глинистые грунты следует различать два положения: грунт находится ниже уровня грунтовых вод и испарение воды из грунта при повышении температуры отсутствует; грунт находится выше уровня грунтовых вод и при повышении температуры происходит испарение воды и высыхание грунта.

Колебания температуры грунта, залегающего ниже уровня грунтовых вод, вызывают: 1) изменение расклинивающего давления пленок связанной воды; 2) изменение объема минеральных частиц и поровой воды; 3) изменение вязкости поровой воды; 4) изменение растворимости минералов.

Исследованиями Д. Митчела [1969], Р. Плюма и М. Есрига [1969], Б. Кауля [1970] было установлено, что увеличение температуры глинистых грунтов в условиях открытой системы, но при отсутствии испарения воды, приводит к дополнительному уплотнению. При увеличении положительных температур в водонасыщенных глинистых грунтах в условиях закрытой системы наблюдается повышение порового давления и увеличение объема грунта.

Н. Симонс [1965] для молодых гидрослюдисто-хлоритовых глин нашел, что понижение температуры с 21 до 6°C ведет к снижению на 11% коэффициента относительной сжимаемости и на 19% коэффициента консолидации.

Е.М. Сергеев и др. [1971], Р.И. Злочевская и др. [1975] показали, что увеличение температуры с 20 до 70°C в условиях компрессии паст мономинеральных монтмориллонитовых и каолиновых глин приводит к дополнительному уплотнению и увеличению относительной сжимаемости на 5–10% при малых значениях давления — до 1–2 кгс/см² (рис. 17). При давлениях на глины порядка 75–125 кгс/см² дополнительных температурных деформаций не наблюдалось. Равновесная влажность глин при этих давлениях составляет (1–3) $W_{\text{мг}}$ (максимальная гигроскопическая влажность). При действии повышающихся температур на плотные водонасыщенные глины в условиях отсутствия испарения поровой воды температурные деформации будут иметь такой же характер, как и в твердых сплошных телах — незначительное увеличение объема при повышении температуры и незначительное сжатие при ее понижении.

К. Хабигаши [1973] установил, что наиболее чувствительны к изменению температуры при компрессии глины со значительным

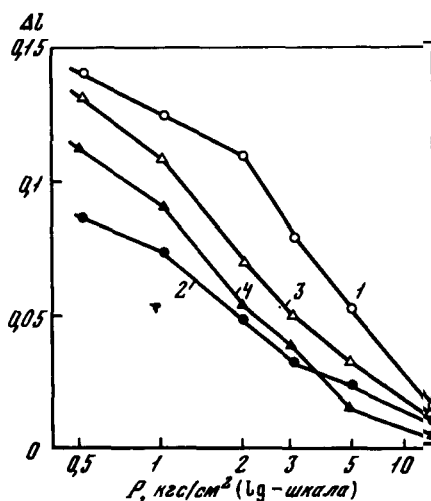


Рис. 17. Зависимость приращения деформации глины при изменении температуры ($\Delta T = 20+70^{\circ}\text{C}$) от давления

1 - Na-монтмориллонит, 2 - Ca-монтмориллонит, 3 - Na-каолинит, 4 - Ca-каолинит

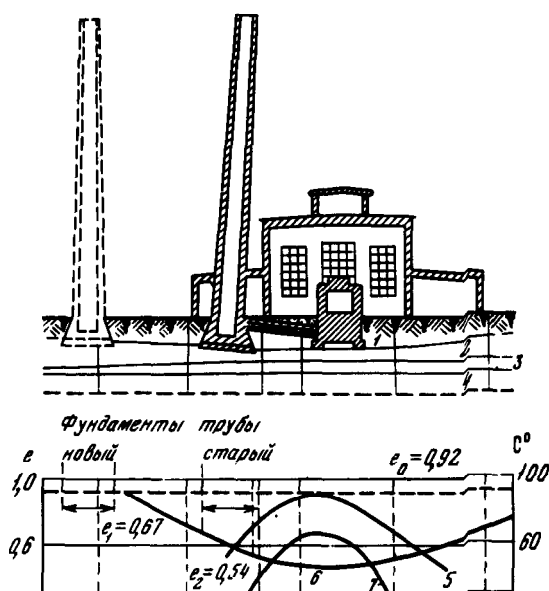


Рис. 18. Наклон дымовой трубы стекольного завода в результате термоусадки грунта (по данным К. Сечи, 1960)

1 - насыпь, 2, 4 - пылеватый песок, 3 - черный ил с органикой, 5 - температура грунта на гл. 3,0 м, 6 - коэффициент пористости на гл. 7,0 м; 7 - температура грунта на гл. 7,0 м

содержанием органических веществ, для которых максимальное структурное давление уменьшилось на 25% при увеличении температуры с 25 до 50°C. Увеличение температуры испытания также увеличивает в органических глинах скорость и величину вторичной консолидации, что выражается в более низких значениях равновесной пористости. В неорганических плотных глинах изменение температуры от 25 до 50°C не вызывало изменения скорости и величины вторичной консолидации. Р.И. Злочевская и В.И. Дивисилова [1977] установили на пастах мономинеральных глин (монтмориллонит и каолинит), что повышение температуры до 70°C вызывает увеличение набухания на 15–20%. Этот факт не находит удовлетворительного объяснения.

М.В. Андреичев и др. [1974] в опытах по термоконсолидации илов установил, что наибольшее дополнительное уплотнение грунта, находящегося под действием собственного веса, наблюдалось в диапазоне температур 50–70°C.

С.Р. Месчан, Р.Р. Галстян [1972] показали, что при повышении температуры образцов водонасыщенных глин с 14 до 40°C произошло снижение модуля мгновенной деформации более чем в два раза в результате дополнительной термической деформации.

Таким образом, повышенная положительная температура служит фактором, влияющим на деформационные свойства водонасыщенных глин. Влияние температуры на физико-механические свойства глин осуществляется через изменение величины расклинивающего давления связанной воды и характера структурных связей между частицами грунта. Наиболее существенные температурные изменения физико-механических свойств наблюдаются в глинах с преобладанием коагуляционного типа контактов. В уплотненных глинах с преобладанием точечных и фазовых контактов между частицами влияние температуры на деформационные и прочностные свойства в условиях отсутствия усадки будет несущественно.

В основании сооружений, являющихся постоянным источником тепла (котлы, домны, печи и т.п.), температура может существенно отличаться от фоновой. Под действием повышенных положительных температур в глинистых грунтах происходит термоусадка с уменьшением влажности и пористости. Неравномерная термоусадка грунтов обуславливает дифференциальную осадку сооружений и их разрушение.

В литературе описаны случаи аварий зданий и сооружений в результате термоусадки глинистых грунтов [Котлов, 1977]. Так, вследствие повышения температуры основания одной из котельных до 80°C произошла неравномерная осадка здания и возникли трещины шириной 10–20 мм. В основании дымовой трубы температура повысилась до 99°, что привело к снижению влажности хвалыньских глин с 21–27 до 1–2% и деформациям сооружения в результате термоусадки. Характерным примером можно считать наклон дымовой трубы стекольного завода [Сечи, 1960]. Основанием сооружения служили аллювиальные пылеватые пески с прослоем ила

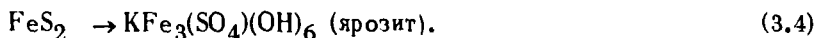
(рис. 18). Под воздействием тепла от печи ил подвергался термоусадке и вызвал наклон трубы. При этом температура грунта на глубине 3 м достигала 90°C. Коэффициент пористости ила снизился с 0,92 до 0,54, что обусловило дифференциальную осадку в 7,8 см на 100 см.

Влияние жизнедеятельности бактерий. Е. Пеннер и др. [1973] описали деформации трехэтажного здания ТЭЦ, построенного в 1929 г. на черных сланцах ордовика. За период наблюдений с 1967 по 1970 г. подъем пола составил 5,6 см, а общая деформация с момента строительства достигла 10,7 см. Сланцы основания содержали повышенное количество пирита (до 1,6%), залегали выше уровня грунтовых вод на 4 м и имели температуру 30°C.

В результате выветривания пирита под действием аутотрофных бактерий, принадлежащих к группе *Thiobacillus* – *Ferrobacillus* протекали реакции с образованием новых минералов – ярозита и гипса, имеющих значительно больший объем (на 115 и 103% соответственно), чем выветриваемый минерал пирит, что и послужило основной причиной деформаций сооружения



и



Реакция среды выветриваемых сланцев кислая ($\text{pH} = 2,8-4,4$), что указывает на биохимическое выветривание.

Дальнейшее набухание сланцев и деформации сооружения были предотвращены путем создания условий, неблагоприятных для роста бактерий, в результате залива сланцев основным раствором 0,1 N KOH и поддержания уровня воды над грунтом для уменьшения поступления воздуха и создания кислоты.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ВНУТРЕННИХ ФАКТОРОВ НА ОБЪЕМНУЮ ДЕФОРМАЦИЮ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

Минеральный состав, структура и текстура представляют в глинистых грунтах определенный комплекс, единство которого определяется генезисом [Сергеев, 1970]. В связи с этим трудно выделить влияние на деформацию глинистых грунтов отдельных факторов и можно лишь говорить о преобладании того или иного фактора.

Влияние минерального состава глин на сжимаемость отмечено многими исследователями. Установлено, что при одинаковых значениях давления более гидрофильные глины сжимаются меньше, чем малогидрофильные [Поляков, Сергеев, 1951; Крюков, Комарова, 1954; Крюков, 1971; Куколёв, Сыркин, 1955; Ломтадзе, 1951, 1955; Хименес-Салас, Сарратоса, 1958; Чилингар, Найт, 1960; Болт, 1958; Энгельгардт, Гайда, 1963; Рике, Чилингар, Робертсон, 1964; Чилингар, Рике, 1968]. Особенно велико влияние на сжимаемость органических коллоидов, которые начиная с некоторой пористости-влажности сравнительно слабо сжимаются даже при высоких давлениях — $(100-1000) \text{ кгс/см}^2$.

Увеличение гидрофильности глин, например монтмориллонитового состава, увеличивает их сопротивление сжатию. Так Li- и Na-глины при прочих равных условиях сжимаются в меньшей степени, чем Ca-глины, и т.д. Увеличение концентрации электролитов порового раствора приводит к уменьшению пористости глин, их гидрофильности и увеличивает их сопротивление сжатию. Влияние физико-химических факторов на сжимаемость грубодисперсных глин незначительно.

Увеличение дисперсности глин обуславливает большее сопротивление сжатию, при этом увеличивается число контактов между частицами в единице объема. Влияние размера частиц глин на их сжимаемость можно установить, исследуя глины одинакового минерального состава, но разной дисперсности. Так В. Энгельгардт, К. Гайда [1963] пришли к выводу, что при сжатии двух каолинистых глин различной дисперсности значение коэффициента пористости при одинаковом давлении для более грубодисперсной глины оказывается меньшим, чем для тонкодисперсной. К аналогичному выводу можно прийти анализируя данные по сжимаемости монтмориллонитовых глин, насыщенных различными катионами, определяющими степень агрегированности частиц, а следовательно, и дисперсность. Однако некоторые исследователи [Мид, 1964] первостепенным фактором, определяющим сжимаемость, считают размер частиц, а не химико-минеральный состав глин, что нам представляется методически не-

Таблица 6

Характеристика состава и свойства исследованных образцов

Образец	Плотность твердых частиц, г/см ³	Содержание глинистых частиц, %		Емкость поглощения (мг/экв) на 100 г	Гигроскопическая влажность, %
		<0,002 мм	<0,001 мм		
Каолинит	2,64	92,52	78,92	6,90	1,16
Бентонит	2,50	86,90	77,40	52,6	11,0
Аскангель	2,36	90,46	83,35	90,3	12,9
Глина палыгорскитовая	2,56	29,34	71,23	29,6	11,35
Глина гидрослюдистая неокомская	2,71	66,36	49,40	11,9	5,17
Глина гидрослюдистая неогеновая	2,76	41,10	34,50	14,9	2,04
Глина гидрослюдистая четвертичная	2,80	70,48	52,22	35,20	4,06
Глина гидрослюдистая мезотическая	2,85	73,86	73,17	39,11	2,30
Хлорит	2,93	10,47	5,67	—	0,09
Аллофановая глина	2,20	32,67	30,81	4,13	—
Торф	1,60	—	—	—	50,61
Кварц т.р.	2,65	67,30	61,02	16,3	1,84
Тальк т.р.	2,76	53,12	44,21	3,70	0,91
Кальцит т.р.	2,58	35,21	21,74	1,61	0,45
Мусковит т.р.	2,96	30,16	16,73	4,79	1,44
Микроклин т.р.	2,57	39,50	22,46	0,77	0,39
Роговая обманка т.р.	3,35	29,63	22,56	2,30	0,51

верным, так как вещественный состав глины определяет ее дисперсность [Сергеев, 1959].

Большинство рассмотренных выше исследований проводились не специально для изучения сжимаемости глин, а с целью установления возможности отжатия связанной воды из пор грунта. В этих работах обычно отсутствуют данные о параметрах, характеризующих сжимаемость глин, и сделанные выводы о влиянии на сжимаемость химико-минерального состава носят общий характер, что заставило нас специально рассмотреть сжимаемость глин с целью получения достоверной количественной характеристики сжимаемости глин. Это расширит наши представления о природе сжимаемости глинистых грунтов и позволит правильно прогнозировать изменение их свойств под нагрузкой и при изменении физико-химических условий окружающей среды.

Характеристика образцов и методика исследования сжимаемости. Для исследования сжимаемости были отобраны образцы глин, наиболее распространенных в природе и в то же время относительно резко отличающихся друг от друга по составу и строению. Исследования проводились как на природных глинистых грунтах, так

Максимальная гигроскопическая влажность, %	Влажность набухания по Васильеву, %	Показатели пластичности		Число пластичности	Коллоидная активность
		предел текучести	предел раскатывания		
9,27	62,0	62,4	38,4	24,0	0,26
48,0	124,9	119,6	67,5	52,1	0,60
48,8	170,8	150,5	77,9	72,6	0,77
49,9	103,1	95,7	77,3	18,4	0,20
16,6	67,1	66,6	37,6	29,0	0,44
11,80	33,37	35,10	21,8	13,30	0,32
15,97	50,72	66,13	36,59	29,54	0,42
15,63	65,16	71,64	36,85	34,70	0,47
0,64	34,05	-	-	-	-
-	-	73,73	64,98	8,75	0,27
78,64	-	-	-	-	-
7,62	-	39,3	30,3	9,3	0,14
5,38	64,82	66,8	50,6	16,2	0,30
3,03	31,51	19,9	22,0	7,90	0,22
7,41	34,87	38,10	28,8	9,30	0,31
1,69	31,44	-	-	-	-
2,67	20,31	22,8	18,30	4,50	0,15

и на пастах. Характеристика состава и свойств образцов приводится в табл. 6.

Сжатие образцов, имевших начальную плотность, соответствующую влажности на пределе текучести, производилось в толстостенных обоймах из нержавеющей стали, способных выдерживать давление до 3000 кгс/см². Внутренний диаметр обоймы 41 мм (площадь поперечного сечения 13,2 см²), начальная высота образцов 18-22 мм. Давление до 100 кгс/см² создавалось на рычажной установке с отношением плеч рычага 1:40, а до 1500 кгс/см² - при помощи гидравлического пресса мощностью 50 т: замер давления производился в этом случае при помощи кольцевого динамометра с ценой деления 1,3 кгс/см². За критерий стабилизации деформации под данной ступенью нагрузки принималась величина 0,005 мм/сут при давлениях до 100 кгс/см² и 0,001 мм за 4 ч при давлениях до 1500 кгс/см². При расчетах деформаций грунта вводилась поправка на собственную деформацию прибора и предварительно обжатых фильтров, которая была пропорциональна давлению и составляла для давления 1500 кгс/см² около 0,16 мм.

Выбранный диапазон (0,1–1500 кгс/см²) позволил исследовать сжимаемость глин, содержащих различные категории воды от свободной до прочносвязанной. Кроме того, были исследованы имеющиеся в литературе данные по сжатию глин большими давлениями.

Изучение влияния химико-минерального состава, структуры, текстуры и условий испытания производилось на специально отобранных образцах, которые состояли из 1) глинистых минералов двух- и трехслойного типа – каолинита, монтмориллонита, гидрослюда; минералов смешанно-слоистого типа – хлорита; минералов с цепочечной структурой – палыгорскита, рентгеноаморфного минерала – аллофана; 2) монтмориллонита и каолинита, искусственно размолотых в агатовой шаровой мельнице в воздушно-сухом состоянии (размол производился в течение 0,5; 15; 30; 45 и 75 ч); 3) первичных минералов фракций различного размера – мусковита; кальцита, талька, микроклина, роговой обманки, кварца; 4) смесей – бентонита + каолинита (в отношении 1:3, 1:1 и 3:1), глинистой фракции кварца с бентонитом, каолинитом, палыгорскитом и тонкораздробленным кальцитом (в отношении 1:1); 5) торфа; 6) полидисперсных и полиминеральных глинистых грунтов.

Образцы из глинистых минералов и их смесей исследовались в виде паст с начальной влажностью, равной пределу текучести. Песчаные и пылеватые фракции первичных минералов имели начальную плотность, равную минимальному коэффициенту пористости при уплотнении постукиванием о стенки прибора, после чего насыщались водой. Торф и полидисперсные глинистые грунты испытывались при естественной плотности-влажностности; начальная плотность-влажностность глинистых образцов после нарушения структурных связей также соответствовала естественной плотности.

Влияние химико-минерального состава на сжимаемость глинистых грунтов. Влияние минерального состава на сжимаемость глинистых грунтов нарушенной структуры было изучено на образцах, отличающихся кристаллохимической активностью поверхности частиц, их размером и формой, но имевших одинаковое начальное состояние (пористость, отвечающая влажности предела текучести). Из данных, приведенных на графиках $e-P$ (рис. 19), видно, что с ростом давления коэффициент пористости уменьшается по логарифмическому закону; наиболее интенсивное уплотнение происходит до давления 100 кгс/см² (при больших давлениях кривые для различных по составу глин сближаются); более гидрофильные и тонкодисперсные глины сжимаются в большей степени, чем менее гидрофильные и грубодисперсные [Зиангиров, 1968; Зиангиров, Рабаев, 1970].

Все изученные образцы грунтов в порядке уменьшения коэффициента пористости при данном равновесном давлении можно расположить в такой последовательности: торф > монтмориллонитовые глины > каолинитовые, гидрослюдистые, палыгорскитовые глины, тонкораздробленные тальк, мусковит и хлорит > аллофан и тонкораздробленные первичные минералы (кварц, кальцит, микроклин).

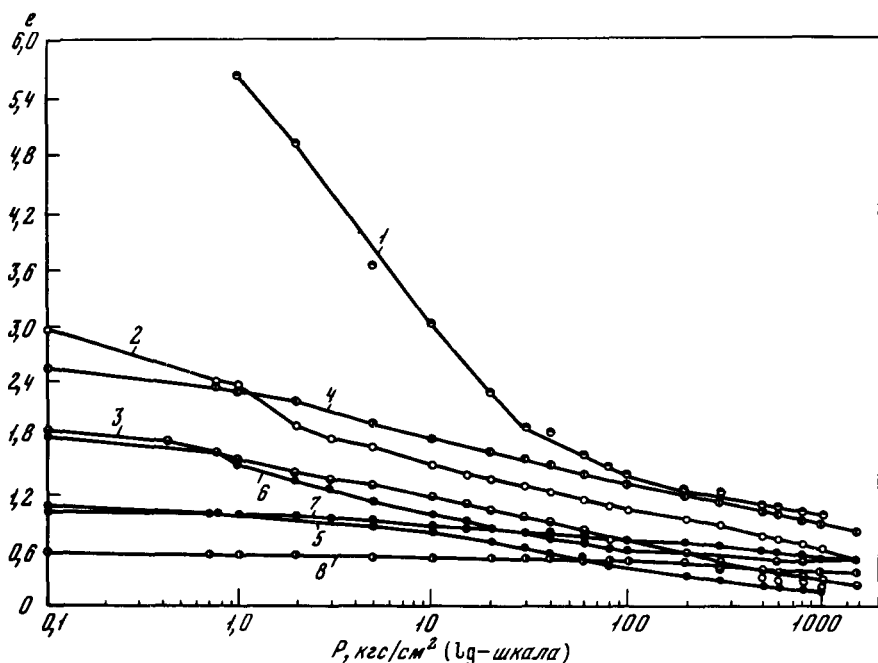


Рис. 19. Компрессионные кривые глин разного минерального состава

1 – торф, 2 – бентонит, 3 – каолинит, 4 – пальгорскит, 6 – хлопчатник тонкоразмолотый, 6 – глина гидрослюдистая (неокомская), 7 – кварц тонкоразмолотый (фракция < 2 мкм-67,3%), 8 – микроклин тонкоразмолотый, фракция < 2 мкм-39,5%

Большая сжимаемость гидрофильных грунтов объясняется рыхлостью их структуры и наличием между частицами слоев слабосвязанной воды, оказывающих меньшее сопротивление сжатию, чем твердые, непосредственные контакты между частицами в менее гидрофильных грунтах. По мере уплотнения происходит сближение минеральных частиц, увеличивается число контактов между частицами в единице объема и возрастает сопротивление сжатию. При значительных давлениях сжимаемость различных по составу глин сближается.

Уплотнение глинистого грунта под давлением может быть выражено для водонасыщенного грунта через его влажность. Исследованию зависимости равновесной, так называемой "остаточной влажности" от давления глин различного минерального состава посвящено значительное число работ [Маттсон, 1938; Поляков, Сергеев, 1951; Сергеев, 1956; Куколев, Сыркин, 1955; Крюков, Комарова, 1956; Ломтадзе, 1953; Чилингар, Найт, 1960; Энгельгардт, Гайда, 1963; Чилингар, Рике, 1968].

Результаты экспериментальных данных по изменению влажности мономинеральных глин приведены на рис. 20–22 (см. вкл.). Повышение давления на глины приводит к непрерывному уменьшению влажности, особенно интенсивному до 100–200 кгс/см² у монтмориллонитовых глин, до 500 кгс/см² у каолинистых и гидрослюдистых глин и органических коллоидов. Имеющиеся данные по отжатию воды из глин показывают, что таким образом можно удалять воду до влажности, меньшей гигроскопической. По данным П.А. Крюкова [1971] остаточная влажность монтмориллонитовых глин при 20000 кгс/см² была равна 9,67% (бентонит), 5,12% (аскангель), а каолинистой – 2,4%, что меньше $W_{\text{МГ}}$ примерно вдвое.

Для высокодисперсных глин (монтмориллонита) заметное изменение их сжимаемости с увеличением давления наблюдается при пористости, соответствующей содержанию прочносвязанной воды ($W_{\text{МГ}}$). Для более грубодисперсных глин (каолинита, гидрослюдистых глин) это изменение сжимаемости наблюдается при плотности, близкой к влажности на пределе раскатывания или равной 2–3 $W_{\text{МГ}}$. Подобное изменение сжимаемости объясняется тем, что образовавшиеся в результате уплотнения твердые контакты между частицами оказывают значительно большее сопротивление сжатию, чем контакты частиц при наличии между ними прослоев воды.

При больших давлениях зависимость остаточная влажность – давление удовлетворительно аппроксимируется логарифмической зависимостью вида $W = a - b \lg P$, в которой a отражает влияние начальной влажности на положение кривой в координатах $W - \lg P$, а b – интенсивность уплотнения с давлением. Для высокодисперсных монтмориллонитов зависимость становится прямой при $p > 70$ кгс/см², для менее дисперсных глин эта зависимость спрямляется при $p > 2$ –4 кгс/см². Результаты некоторых исследований приведены в табл. 7.

Из табл. 7 видно, что наибольшая интенсивность уплотнения характерна для монтмориллонита, а для гидрослюдистых, каолинистых и полиминеральных глин она резко уменьшается. На величину показателя b заметное влияние оказывают форма частиц и размер агрегатов при одинаковом минеральном составе, что особенно заметно при сравнении каолинита, диоксидита, галлуазита. У галлуазита, состоящего из игольчатых частиц, величина b больше, чем у каолинита и диоксидита, так как спутанно-волоконистая “войлочная” текстура галлуазита способствует удержанию воды. Но для диоксидита, состоящего из гексагональных пластинок, собранных в толстые пачки, удаление воды с давлением идет более медленно, поскольку механическое сопротивление минеральной системы сжатию оказывается значительным.

Неотжимаемая вода глин. Из данных исследования зависимости $W - P$ следует, что действием внешнего давления в изотермических условиях можно удалить из глины значительную часть прочносвязанной воды, за верхний предел которой принимается $W_{\text{МГ}}$. Однако данные Е.М. Сергеева [1956] и В.С. Шибковой [1967] го-

Таблица 7

Значения коэффициента b для глин (по данным Рике, Чилингара, Робертсона, 1964).

Глина	Коэффициент b	Глина	Коэффициент b
Монтмориллонит	18,06	Гекторит	4,55
Иллит	8,71	Глина озерная	4,41
Каолинит	5,96	Глина коры вывет-	2,98
Галлуазит	6,66	ривания	
Диккит	5,04		

ворят о том, что начиная с определенных давлений вода из глин практически не отжимается. Этот факт можно объяснить лишь особенностями методики влагоемких сред, применявшейся Е.М. Сергеевым, а также другими исследователями. Он обусловлен тем, что прочность связи молекул воды с частицами глин превышает прочность их связи с влагоемкой средой (фильтровальная бумага). Поэтому при снятии давления с образца, представляющего диск толщиной в несколько миллиметров, происходит обратное впитывание воды в образец и фиксируется кажущаяся независимость остаточной влажности от давления.

Отпрессовывание воды из торфов, органических коллоидов и глин, обогащенных органическим веществом, происходит иначе, чем из минеральных, даже высокодисперсных глин. П.А. Крюков, Н.А. Комарова [1954], а затем Г.Чилингар, Н.Рике [1968], З.З. Лопатко и др. [1968], Р.С. Зиянгиров, Г.С. Рабаев [1970] обнаружили, что для крахмала, агар-агара, торфа, органического коллоида (гуммит-рагаканта), сапропелей влажность достаточно быстро падает с давлением, а затем при достижении $(1-2) \cdot 10^3$ кгс/см² медленно уменьшается или практически остается постоянной вплоть до давлений, равных $(14-20) \cdot 10^3$ кгс/см². Остаточная влажность для крахмала и агар-агара при давлении 10^4 кгс/см² составляет примерно 20%, тогда как количество связанной воды, вычисленной по данным определения теплоты набухания, составляет 31%. Для торфа остаточная влажность при давлении больше 2000 кгс/см² составляет 54%, а гигроскопическая влажность 50%. Сравнивая эти данные, приходим к выводу, что величина неотжимаемой влаги связана с величиной прочносвязанной воды.

В связи с существованием неотпрессовываемой части воды в органических веществах была изучена структура высокодисперсной неокосмской глины, содержащей 3,5% гумуса. Под сканирующим микроскопом в срезах глины, сжатой давлением 500-1500 кгс/см², было обнаружено наличие замкнутых пор, вода в которых испытывает в основном всестороннее сжатие и могла удаляться только в

результате гидравлического разрыва стенок пор, что и наблюдалось при высоких давлениях. Из этого следует, что наличие неотпрессовываемой воды в системах, обогащенных органическим веществом, обусловлено структурой порового пространства.

Наличие в глинах, обогащенных органическим веществом, системы замкнутых пор, заполненных водой, обуславливает их пластичность и способность к деформированию в основном под действием касательных напряжений, тогда как под действием нормальных сжимающих давлений деформация уплотнения их будет малой, обусловленной в основном упругой сжимаемостью слагающих их компонент-минералов и порового раствора.

П.А.Крюков, Н.А.Комарова [1954] полагают, что основное значение в удерживании воды в глине имеют физические свойства самой воды, взаимодействующей с твердой фазой. Нам представляется, что такое утверждение не отвечает полностью природе явления, так как факты говорят, что структура порового пространства, наличие замкнутых пор, а также внутричастичных трубчатых каналов, характерных для галлуазита и палыгорскита, существенным образом определяют удаление воды из глины под давлением. С увеличением давления, а следовательно с ростом плотности системы, влияние структуры грунта на отжатие воды резко возрастает.

Рассмотрим величины давлений, при которых остаточная влажность глин становится равной характерным влажностям: влажности на пределе текучести W_T , влажности на границе раскатывания W_p , максимальной гигроскопической влажности W_{MG} , влажность грунта при относительной влажности воздуха 0,9 и 0,1 W_{MG} (рис. 23).

Из приведенных данных видно, что влажность на пределе текучести достигается при давлениях на глину, не превышающих 0,1 кгс/см², а влажность на границе раскатывания при давлениях 6–9 кгс/см². Но для дисперсной системы, состоящей на 70% из кварцевых частиц менее 1 мкм, эта влажность была достигнута лишь при давлении 50 кгс/см². Высокое значение давления отпрессовывания для получения влажности на границе раскатывания у тонкоразмолотого кварца объясняется наличием значительного количества непосредственных контактов между частицами. Максимальная гигроскопическая влажность для монтмориллонитовых глин достигается при равновесных давлениях 16–40 кгс/см², а для остальных глин при давлениях 180–1500 кгс/см². Гигроскопическая влажность для монтмориллонитовых глин была достигнута при давлениях около 10⁴ кгс/см². Для аскангеля при 2·10⁴ кгс/см² $W_{ост} = 5,1\%$ [Крюков, 1971], т.е. была примерно в 2 раза ниже гигроскопической влажности.

Таким образом, необходимость воздействия большими давлениями для отжатия поровой воды из глин не является доказательством наличия столь же значительных сил связи между молекулами воды и поверхностью минеральных частиц, так как внешнее давление тратится не на удаление воды, а в основном на преодоление сопротивления структуры дисперсной системы.

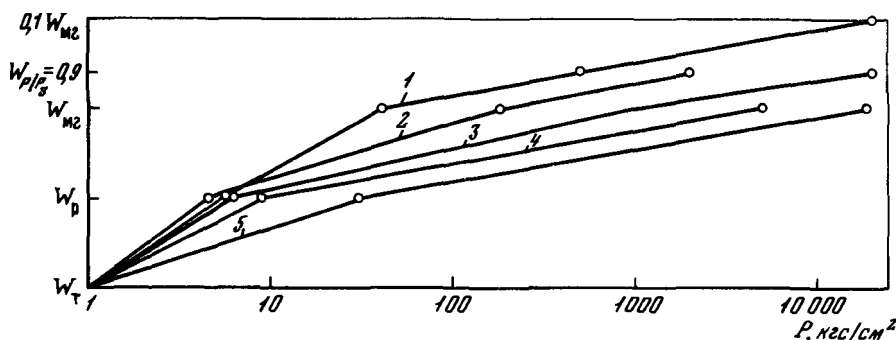


Рис. 23. Связь между характерными влажностями и равновесными давлениями для высокодисперсных глин и кварца

1 – бентонит, 2 – палыгорскитовая глина, 3 – каолинит, 4 – гидрослюдистая (неокомская) глина, 5 – кварц тонкоразмолотый

П. Бриджен [1955] отмечает высокое сопротивление, которое оказывает любой порошкообразный материал попытке полностью спрессовать его под давлением. Так, сжимаемость тонкоизмельченного свинца превышает его нормальную сжимаемость примерно на 50% до давлений заметно выше 28000 кгс/см² и приобретает нормальное значение только вблизи давления 10⁵ кгс/см².

В связи с изложенным практически невозможно оценить силу связи молекул воды с поверхностью глинистых частиц по величине давления отпрессовывания воды из глины, так как значительная часть приложенной работы расходуется на деформацию кристаллической решетки частиц и сжатие воды в замкнутых полостях.

Влияние состава обменных катионов и химического состава порового раствора на сжимаемость глин заключается в изменении расстояния между структурными элементами глинистого грунта. Увеличение концентрации электролитов порового раствора до 1N, замена воды аполярной жидкостью, замена обменного Na или Li на Ca или K приводит к уменьшению толщины равновесного слоя связанной воды вокруг частиц, их сближению и более плотной упаковке, вследствие чего увеличивается сопротивление сжимаемости.

Исследование влияния физико-химических факторов на сжимаемость глин производится на мономинеральных глинах и высокодисперсных порошках первичных пороодообразующих минералов, имевших различную толщину оболочек связанной воды вокруг частиц [Зиангиров, Рабаев, 1968, 1970]. Различная толщина оболочек связанной воды вокруг частиц создавалась следующим образом: 1) максимальная толщина оболочек связанной воды вокруг частиц получалась при замешивании глины на дистиллированной воде, а также при насыщении глины натрием; 2) минимальная толщина оболочек связанной воды получалась при насыщении глин 1N растворами эле-

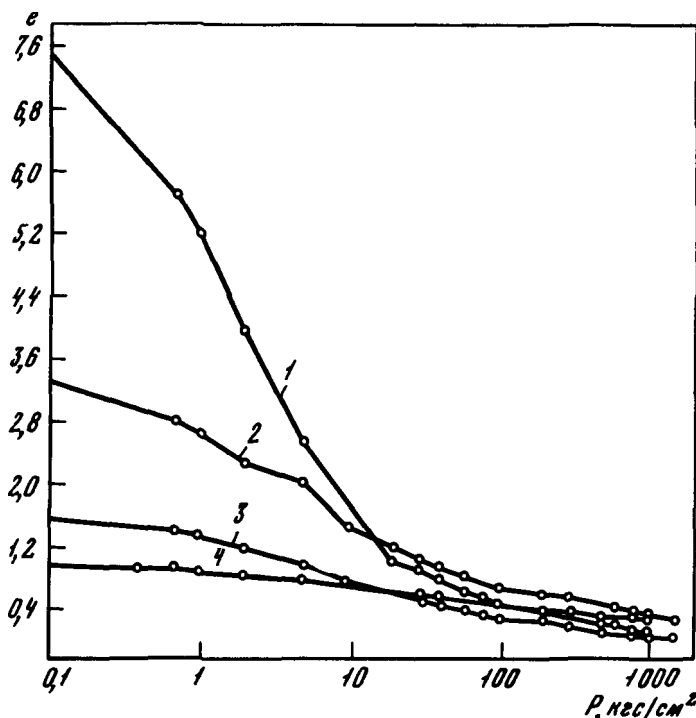


Рис. 24. Влияние состава обменных катионов на компрессионную сжимаемость аскангеля

1 - Na-аскангель + вода, 2 - аскангель исходный + вода, 3 - Ca-аскангель + вода, 4 - аскангель + керосин

ктролитов (NaCl и CaCl_2), аполлярной жидкостью (керосин, октан, четыреххлористый углерод), и катионом кальция, а также у воздушно-сухих, абсолютно сухих и водонасыщенных образцов, имевших температуру выше 55°C . Сравнение сжимаемости глинистых образцов с различным содержанием связанной воды позволило установить степень влияния различных категорий связанной воды на сжимаемость глин и пределы влияния физико-химических и физических факторов на сжимаемость.

Компрессионные испытания проводились на грунтовых пастах, которые готовились перемешиванием воздушно-сухого и абсолютно сухого порошка грунта с водой и различными жидкостями. Во всех случаях начальная влажность пасты соответствовала влажности на пределе текучести, контролируемой при помощи конуса Васильева. Испытание абсолютно сухого грунта производилось следующим образом: образец высушивался в термостате до постоянного веса при температуре 105°C и засыпался в пресс-форму тут же в термостате. Затем прибор герметизировался обезвоженным вазелином. Контрольные определения влажности монтмориillonитовой глины, испытан-

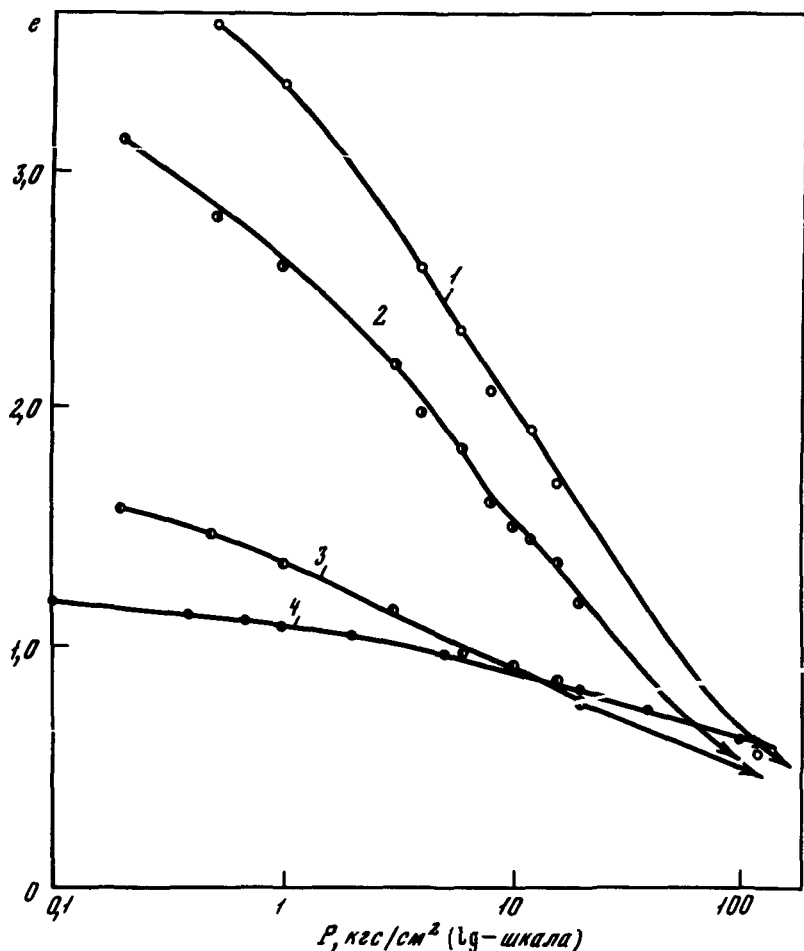


Рис. 25. Влияние концентрации раствора электролита на компрессионную сжимаемость аскангеля

1 — с водой, 2 — с раствором 0,001N NaCl, 3 — с раствором 1N NaCl, 4 — с керосином

ной в абсолютно сухом состоянии по такой методике, показали, что влажность в конце испытания не превышала 2%, т.е. была значительно ниже гигроскопической влажности. Результаты исследований приведены на рис. 24–26 и в табл. 8.

Анализ этих данных показывает, что физико-химические факторы влияют на начальную плотность и сжимаемость грунта. С увеличением давления компрессионные кривые глин с различной поровой компонентой сближаются. Для исследованных глин сближение компрессионных кривых с различной поровой компонентой наблюдалось при плотности-влажности, соответствующей содержанию (1–3) $w_{\text{мг}}$.

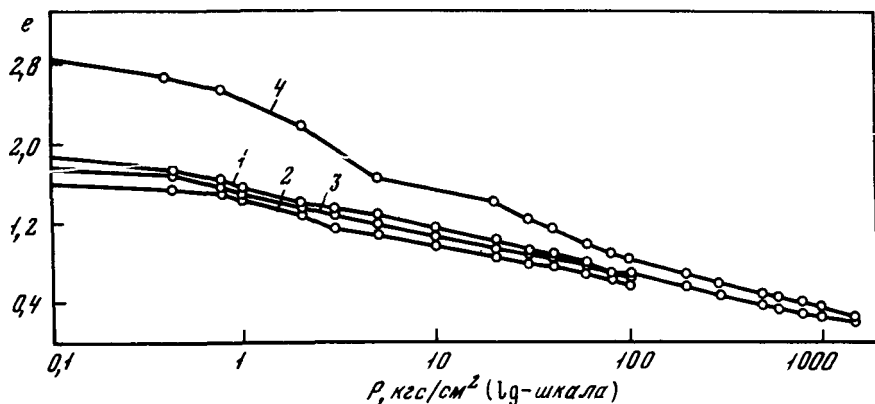


Рис. 26. Влияние физико-химических факторов на компрессионную сжимаемость каолинита

1 — каолинит исходный с водой, 2 — каолинит воздушно-сухой, 3 — каолинит с раствором 1N NaCl, 4 — каолинит с раствором 1N CaCl

причем наименьшее значение характерно для монтмориилонитовых высокодисперсных глин, а наибольшее — для каолинитовых, гидрослюдистых и других более грубодисперсных глин. Величины плотности и давления, при которых происходит существенное сближение компрессионных кривых с различным поровым раствором, можно приближенно считать за нижнюю границу влияния физико-химических факторов на сжимаемость глин.

Наиболее отчетливо влияние физико-химических факторов на деформацию глинистых грунтов проявляется при разгрузке (см. табл. 8).

Разуплотнение глинистого грунта при наличии в порах водных растворов электролитов оказывается максимальным, так как происходит набухание и расстояние между структурными элементами увеличивается в результате проникновения в зазоры между ними молекул воды и электролитов. Но при наличии в порах глинистого грунта аполярной жидкости или воздуха разуплотнение оказывается минимальным и определяется в основном упругим расширением частиц и замкнутых объемов жидкости или воздуха. Из данных, приведенных в табл. 8, видно, что в наибольшей степени влияние физико-химического взаимодействия минеральных частиц с поровой компонентой наблюдается в высокодисперсных монтмориилонитовых, гидрослюдисто-монтмориилонитовых, палыгорскитовых глинах, в которых набухание от плотности при давлении 100 кгс/см² составляет не более 30% в результате впитывания воды, тогда как набухание при наличии аполярной жидкости не превышает 2-4% и оказывается примерно равным разуплотнению при наличии в порах воздуха.

Разуплотнение глинистого грунта, в порах которого находится аполярная жидкость или воздух, обуславливается упругим расширением частиц и замкнутых объемов жидкости или газа и определя-

Таблица 8. Коэффициент компрессии, декомпрессии и величина набухания глинистых грунтов в зависимости от вида поровой компоненты

Образец	Поровая компонента	$e_{0,1}$	C_c и $C_{нб}$	$C_c/C_{нб}$ в диапазоне давлений, кгс/см ²			Процент набухания к уплотненному состоянию при $P=100$ кгс/см ²
				1-10	10-100	$e_{100}/e_{0,1}$	
1	2	3	4	5	6	7	8
Аскангель	H ₂ O	3,533	C_c	1,18	0,83	0,835	3,10
			$C_{нб}$	0,20	0,14	1,403	
	Керосин	1,185	C_c	0,18	0,26	0,637	2,2
			$C_{нб}$	0,01	0,01	0,671	
	H ₂ O	2,960	C_c	0,85	0,48	1,030	26,1
			$C_{нб}$	0,18	0,18	1,560	
Беитонит а.с. Бентонит в.с. Беитонит а.с.	Керосин	1,735	C_c	0,307	0,479	0,886	3,5
			$C_{нб}$	0,022	0,022	0,953	
	Керосин	2,696	C_c	0,671	0,671	1,094	4,1
			$C_{нб}$	0,029	0,029	1,180	
	CCl ₄	-	C_c	0,28	0,43	0,491	3,5
			$C_{нб}$	0,05	0,025	1,094	
	NaCl (IV)	-	C_c	0,74	0,45	0,913	24,6
			$C_{нб}$	0,14	0,14	1,964	
	CaCl ₂ (IV)	-	C_c	0,65	0,37	1,026	19,5
			$C_{нб}$	0,13	0,13	1,421	
	Воздух	2,142	C_c	0,413	0,571	1,024	3,5
			$C_{нб}$	0,022	0,048	1,094	
Палыгорскит	H ₂ O	2,536	C_c	0,518	0,497	1,286	12,1
			$C_{нб}$	0,112	0,124	1,633	
	Керосин	2,348	C_c	0,264	0,437	1,545	1,6
			$C_{нб}$	0,014	0,014	1,585	
Гидрослюдистая глина (неоком)	H ₂ O	1,839	C_c	0,613	0,363	0,609	15,7
			$C_{нб}$	0,084	0,084	0,861	
	Керосин	1,359	C_c	0,231	0,361	0,678	2,9
			$C_{нб}$	0,016	0,016	0,729	
	NaCl	1,616	C_c	0,435	0,348	0,603	12,3
			$C_{нб}$	0,066	0,066	0,800	
	CaCl ₂ (IV)	1,575	C_c	0,437	0,329	0,559	12,2
			$C_{нб}$	0,064	0,064	0,750	
Гидрослюдистая глина (неоген)	H ₂ O	1,065	C_c	0,260	0,220	0,366	9,2
			$C_{нб}$	0,014	0,014	0,505	
	Керосин	1,193	C_c	0,190	0,291	0,522	2,8
			$C_{нб}$	0,014	0,014	0,564	
Каолинит	H ₂ O	1,870	C_c	0,440	0,440	0,696	7,8
			$C_{нб}$	0,041	0,041	0,818	
	Керосин	2,854	C_c	0,831	0,743	0,862	8,8
			$C_{нб}$	0,070	0,080	1,026	
	NaCl (IV)	1,620	C_c	0,450	0,450	0,578	12,8
			$C_{нб}$	0,067	0,039	0,779	

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Каолинит	Воздух	1,970	C_c	0,355	0,129	0,738	7,1
			$C_{нб}$	0,052	0,064	0,801	
	CCl_4	1,602	C_c	-	0,450	0,235	3,3
			$C_{нб}$	-	0,019	0,276	
Бентонит + каолинит (3:1)	H_2O	2,670	C_c	0,678	0,450	0,865	22,6
			$C_{нб}$	0,140	0,140	1,291	
	Керосин	1,800	C_c	0,315	0,421	0,921	4,6
			$C_{нб}$	0,030	0,042	1,014	
Бентонит + каолинит (1:3)	H_2O	1,900	C_c	0,450	0,410	0,645	17,3
			$C_{нб}$	0,09	0,09	0,980	
	Керосин	1,910	C_c	0,442	0,464	0,821	6,4
			$C_{нб}$	0,052	0,056	0,937	
Бентонит + каолинит (1:1)	H_2O	2,27	C_c	0,55	0,44	0,839	21,8
			$C_{нб}$	0,13	0,13	1,240	
	Керосин	2,02	C_c	0,454	0,498	0,865	4,4
			$C_{нб}$	0,038	0,042	0,947	
Тальк т.р.	H_2O	1,47	C_c	0,273	0,496	0,594	15,9
			$C_{нб}$	0,092	0,084	0,848	
	Керосин	1,97	C_c	0,393	0,714	0,634	9,8
			$C_{нб}$	0,054	0,054	0,795	
Мусковит т.р.	H_2O	1,186	C_c	0,152	0,280	0,640	4,9
			$C_{нб}$	0,027	0,027	0,720	
	Керосин	1,593	C_c	0,247	0,294	0,922	2,3
			$C_{нб}$	0,015	0,015	0,967	
Кварц т.р.	H_2O	1,075	C_c	0,126	0,171	0,699	3,6
			$C_{нб}$	0,02	0,760	0,760	
	Керосин	1,945	C_c	0,240	0,122	-	-
			$C_{нб}$	0,027	0,027	-	
Роговая обманка т.р.	H_2O	0,742	C_c	0,06	0,115	0,515	1,2
			$C_{нб}$	0,007	0,007	0,533	
	Керосин	0,940	C_c	0,144	0,134	0,608	0,2
			$C_{нб}$	0,001	0,001	0,611	
Микро- лин т.р.	H_2O	0,600	C_c	0,034	0,034	0,506	5,2
			$C_{нб}$	0,018	0,018	0,584	
	Керосин	0,972	C_c	0,164	0,194	0,572	1,2
			$C_{нб}$	0,006	0,006	0,591	
Кальцит т.р.	H_2O	0,666	C_c	0,04	0,095	0,525	0,07
			$C_{нб}$	0,0003	0,0003	0,526	
	Керосин	0,979	C_c	0,161	0,171	0,575	0,95
			$C_{нб}$	0,005	0,005	0,590	

Примечания. в.с., в.с. — абсолютно сухой и воздушно-сухой; т.р. — тонко-размолотый; $\epsilon_{0,1}$, ϵ_{100} — коэффициент пористости при давлении 0,1 и 100 кгс/см² соответственно; C_c , $C_{нб}$ — коэффициент компрессии по ветвя уплотнения и набухания соответственно.

ется упругими свойствами и формой структурных элементов. Так, в случае пластинчатых, чешуйчатых и игольчатых частиц (глинистые минералы, тальк, мусковит, роговая обманка) упругое расширение оказывается наибольшим, а для псевдоизодиаметричных частиц (кальцит, микроклин, кварц) — наименьшим. Упругие свойства различных минералов изменяются в узких пределах, и наблюдающаяся разница в разуплотнении глинистых грунтов с аполярной жидкостью или воздухом обуславливается в основном расширением замкнутых объемов жидкости (газа), образованию которых способствует пластинчатая форма частиц.

Разуплотнение глинистого грунта в случае полярного порового раствора обуславливается набуханием, и пористость набухшего грунта приближается к пористости, отвечающей влажности свободного набухания.

При уплотнении глины от состояния свободного набухания и последующей разгрузке получается петля гистерезиса, но при последующем нагружении ветви нагрузки и разгрузки совпадают. Это вызвано тем, что при уплотнении по первичной ветви происходит изменение текстуры грунта и структурных связей между частицами.

Для характеристики способности глин сжиматься под давлением при изменении физико-химических условий можно использовать показатель резерв физико-химического изменения:

$$P_{\text{ф.х.и.}} = \frac{\epsilon_T^{\text{H}_2\text{O}} - \epsilon_T^{\text{ап}}}{\epsilon_T^{\text{ап}}}, \quad (4.1)$$

где $\epsilon_T^{\text{H}_2\text{O}}$ — коэффициент пористости образца, имеющего влажность на пределе текучести при замешивании его на воде; $\epsilon_T^{\text{ап}}$ — то же, в случае аполярной жидкости.

По величине $P_{\text{ф.х.и.}}$ все глины делятся на две группы (табл. 9): монтмориилонитово-гидрослюдистые глины ($P_{\text{ф.х.и.}} = 0,18-4,7$); каолинистые, гидрослюдистые глины и первичные тонкораздробленные минералы $P_{\text{ф.х.и.}} = -(0,14-0,40)$. Отрицательное значение говорит о том, что коэффициент пористости глины с аполярной жидкостью превышает таковой с водой при одинаковом состоянии (на пределе текучести). Это обусловлено электростатическим взаимодействием частиц, которое активизируется при отсутствии экрана из молекул адсорбированной воды и в результате которого образуются прочные соединения частиц друг с другом. Для гидрофильных минеральных частиц устранение оболочки связанной воды приводит к сближению частиц, а для менее гидрофильных — к увеличению межчастичного взаимодействия, образованию точечных контактов и увеличению сопротивления сжатию. Величина дополнительного уплотнения глины будет тем большей при неизменной нагрузке, чем выше значение резерва физико-химического изменения и больше начальный коэффициент пористости.

Таблица 9

Резерв физико-химического изменения глин

Образец	Коэффициент пористости на пределе текучести		Резерв физико- химического изменения, $P_{ф.х.и.}$
	$e_{T_{H_2O}}$	$e_{T_{aП}}$	
На-аскангель	7,87	1,38	4,7
Аскангель исх.	3,66	1,38	1,65
Бентонит	3,39	1,79 а.с.	0,89
"	3,39	2,79 в.с.	0,18
Каолинит	1,97	3,02 а.с.	-0,35
"	1,97	2,83 в.с.	-0,30
Глина гидрослюдистая	1,96	1,43 а.с.	0,37
неокомская	1,96	1,56 в.с.	0,25
Глина гидрослюдистая	1,14	1,32 а.с.	-0,14
неогеновая	1,14	1,44 в.с.	-0,21
Кварц	1,21	2,00 а.с.	-0,39
Мусковит	1,37	1,66	-0,18
Микроклин	0,60	1,01	-0,40
Кальцит	0,71	1,01	-0,30
Роговая обманка	0,84	0,98	-0,14
Тальк	1,69	2,10	-0,20

Для природных переуплотненных глин изменение физико-химических условий при наличии природного давления может не оказывать практически заметного влияния на их плотность, а следовательно, и уплотнение при неизменной природной нагрузке. Но в молодых высокопористых и высоковлажных глинах монтмориллонитового состава изменение физико-химических условий может сопровождаться заметным изменением плотности.

Влияние структуры и текстуры глинистого грунта на сжимаемость. Из основных структурных факторов, влияющих на сжимаемость глинистых грунтов, были рассмотрены дисперсность на примере биминеральных смесей и структурные связи. Остальные структурные факторы были рассмотрены при анализе влияния состава глинистых грунтов на их сжимаемость.

Сжимаемость и набухание биминеральных глинистых смесей. С целью установления влияния взаимодействия между частицами различного минерального состава в процессе их сжатия исследовались следующие смеси минералов: бентонит + каолинит в весовом отношении 1:3, 1:1, 3:1; тонкодисперсный кварц с бентонитом и каолинитом в весовом отношении 1:1.

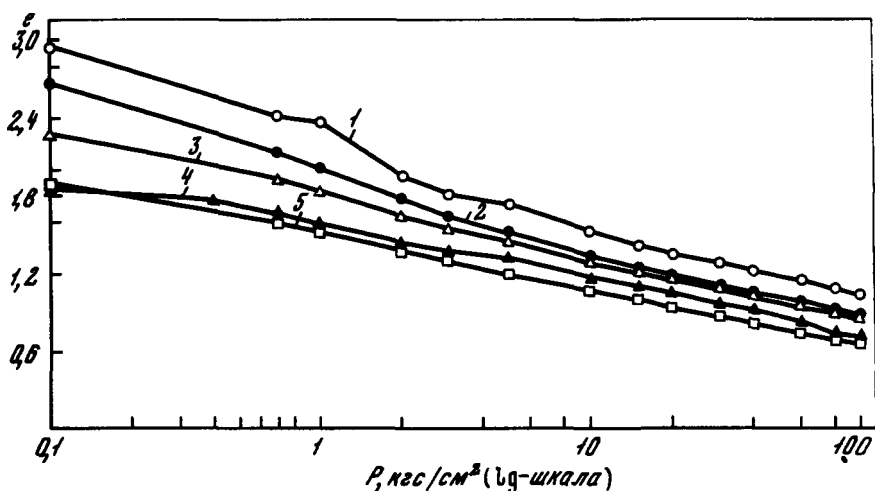


Рис. 27. Зависимость коэффициента пористости смеси бентонита и каолинита от давления

1 - бентонит, 2 - бентонит + каолинит (3:1), 3 - бентонит + каолинит (1:1), 4 - каолинит, 5 - бентонит + каолинит (1:3)

Результаты исследований приведены на графике $e-P$ и C_c от процентного содержания компонентов смеси (рис. 27-29). Во всех случаях прослеживается, что добавление более гидрофильной компоненты увеличивает начальную пористость и сжимаемость дисперсной системы. Но сжимаемость смеси не является суммой сжимаемости составляющих ее компонент, а зависит от их соотношения. Так, сжимаемость смеси бентонита и каолинита линейно уменьшалась с увеличением содержания каолинита примерно до 75%, а при содержании в смеси больше 75% каолинита практически не изменялась, оставаясь равной сжимаемости каолинита. В то же время набухание биминеральных систем связано линейной зависимостью с содержанием более тонкодисперсных и гидрофильных глинистых частиц.

С увеличением давления происходит уплотнение системы и сжимаемость смесей приближается к сжимаемости преобладающей компоненты. Выполненные исследования показали, что сжимаемость биминеральных смесей определяется их начальной пористостью, которая зависит от соотношения размеров структурных элементов глины и их способности образовывать плотную упаковку.

Сжимаемость глинистых грунтов с природными и нарушенными структурными связями. Наличие структурных связей между частицами грунта увеличивает его сопротивление действию сжимающих давлений. Изучение влияния структурных связей на сжимаемость глинистых грунтов производилось в результате сравнения сжимаемости образцов, имеющих естественную структуру и влажность, и образцов, перемятых, но средняя плотность и влаж-

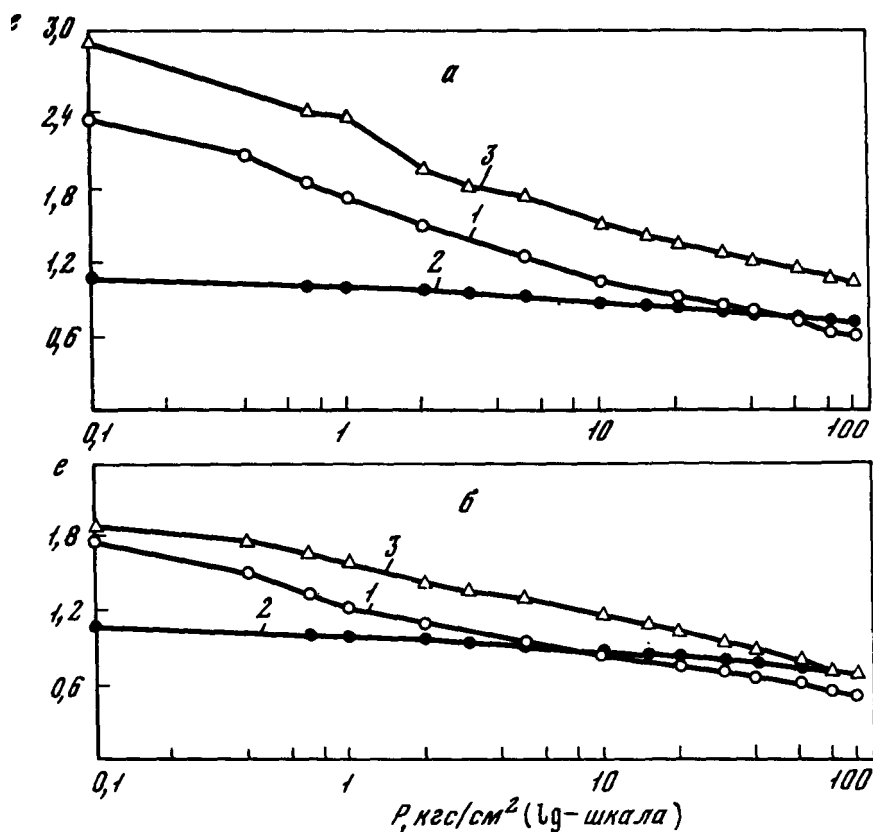


Рис. 28. Зависимость коэффициента пористости смеси бентонита (а) и каолинита (б) с тонкоразмолотым кварцем

1 – глинистый минерал + кварц (1:1), 2 – кварц тонкоразмолотый, 3 – глинистый минерал

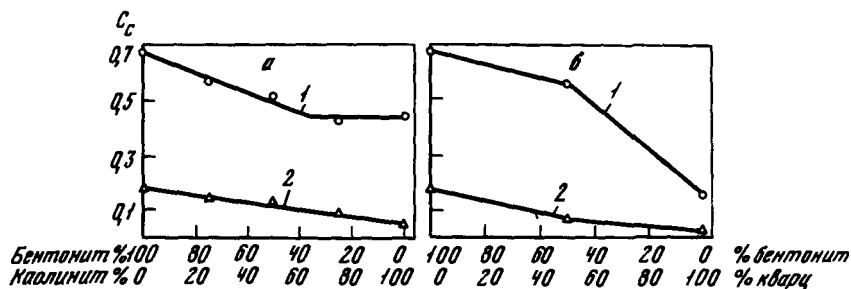


Рис. 29. Зависимость коэффициента компрессии биминеральных смесей от соотношения компонент в диапазоне давлений от 1 до 100 kg/cm^2

а – каолинит + бентонит, б – кварц + бентонит, 1 – для прямой ветви компрессии, 2 – для обратной ветви компрессии

ность которых была близкой к естественной. Результаты опытов показывают, что кривая сжатия грунта с ненарушенными природными структурными связями имеет более сложную форму, чем с нарушенными. Для этой кривой характерны горизонтальный или слабо наклонный участок, отчетливо видный при изображении кривой в координатах $e - \lg P$, наблюдающийся до давления, равного структурной прочности $P_{стр}$, и наклонный участок, характеризующий основное уплотнение грунта при $P > P_{стр}$ (рис. 30):

Кривая	$P_{стр}$, кгс/см ²	C_c , 5-10 кгс/см ²	$C_{нб}$, 1-5 кгс/см ²
1	2,0	0,20	-
2	3,2	0,18	0,11
3	4,5	0,18	0,11

Относительно природы структурной прочности $P_{стр}$ существуют три точки зрения. Н.А.Цытович [1968], И.И.Черкасов, В.В.Шварев [1971] и другие авторы исходят из того, что $P_{стр}$ обусловлено в основном сопротивлением структурных цементационных связей, что справедливо для молодых структурированных глин и рыхлопористых хрупких материалов. А.А.Ничипорович и Т.И.Цыбульник [1961] утверждают, что горизонтальный участок компрессионной кривой определяется исключительно способностью грунта к набуханию и величина, аналогичная по значению $P_{стр}$, называется давлением набухания. Это положение справедливо для переуплотненных глин. В.А.Приклонский и В.Ф.Чепик [1959] считают, что горизонтальный участок компрессионной кривой обуславливается не только сопротивлением внутренних структурных связей, но и силами набухания. Последняя точка зрения как наиболее общая применима к большинству глинистых грунтов. Известно, что предельное давление набухания может быть получено при впитывании воды грунтом неизменного объема. При этом давление набухания в высокодисперсных глинах может достигать больших величин, измеряемых десятками килограмм на 1 см². Однако при несоблюдении условия постоянства объема грунта при его взаимодействии с водой получают значительно меньшие значения, поскольку даже небольшое набухание приводит к резкому падению величины давления набухания. Наибольшее давление набухания в глинах развивается при поглощении глиной первых порций воды [Грим, 1967; Чепик и др., 1967]. В связи с невозможностью строгого соблюдения условия постоянства объема при впитывании глиной воды получаемая величина давления набухания при обычных испытаниях в компрессионных приборах является некоторым промежуточным значением, характерным только для грунта данной плотности и условия испытания. К этому следует добавить, что поглощение воды, особенно плотной глиной, — чрезвычайно медленный процесс, определяемый в основном скоростью диффузии молекул воды, и достигнутое равновесие зависит от принятого критерия стабилизации.

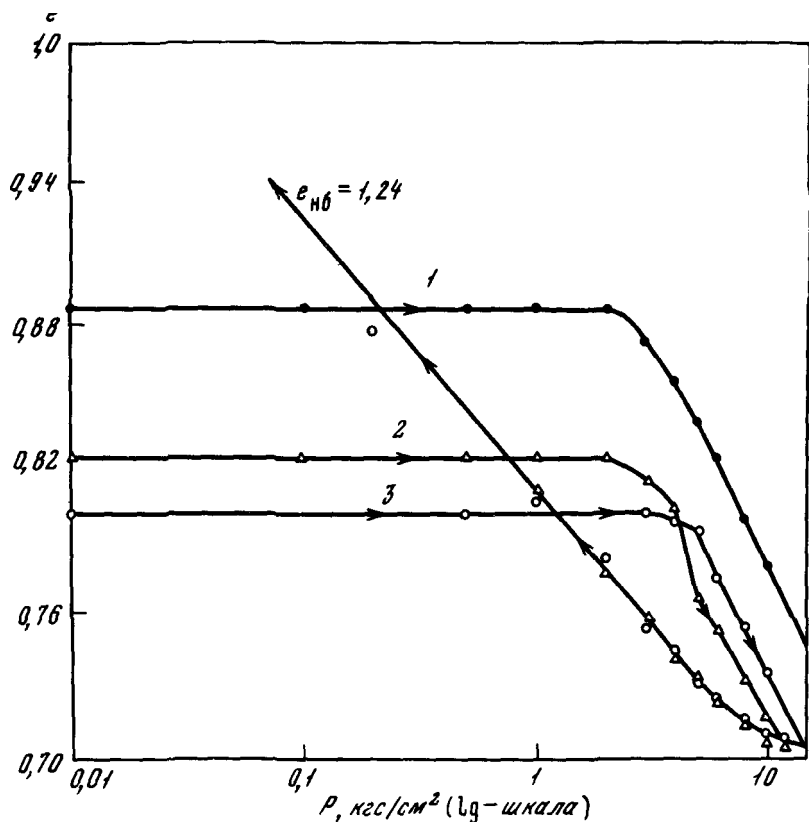


Рис. 30. Компрессия и декомпрессия бентонитовой глины с различной прочностью структурных связей

1 — паста, 2 — естественная структура, 3 — перемятая при естественной влажности

Из данных по компрессии и декомпрессии бентонитовой глины с различной прочностью структурных связей (см. рис. 30) видно, что $P_{стр}$ представляет собой давление набухания, так как проявляется как в глине с естественными структурными связями, так и в перемятой, причем определяющее значение имеет начальная плотность образца. Помимо этого исследовались компрессия и декомпрессия для образцов-близнецов глинистых грунтов нарушенной структуры, которые предварительно впитывали воду при неизменном объеме (контроль по индикатору с ценой деления 0,001 мм) и развивали предельное давление набухания (рис. 31–33). Продолжительность выдерживания под каждой ступенью нагрузки достигала 3–4 недель. В этих условиях параметры кривых компрессии после развития предельного давления набухания и последующей декомпрессии (1-й образец), а также декомпрессии после развития пре-

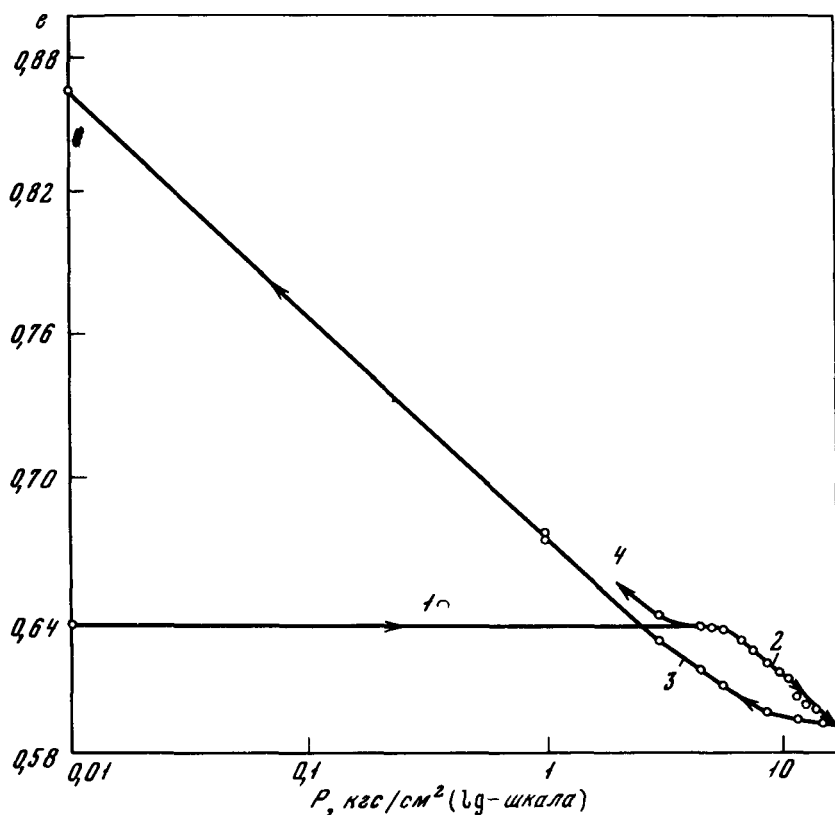


Рис. 31. Компрессия и декомпрессия майкопской глины ($W_r = 62\%$, $W_{нб} = 39\%$)

1 — впитывание воды при постоянном объеме, 1-ый и 2-ой образцы; 2, 3 — компрессия и декомпрессия после развития максимального давления набухания, 1-й и 2-й образец соответственно, 1 — набухание

дельного давления набухания (2-й образец) были достаточно близки, что возможно только при действии сил одной природы, а именно набухания.

Наблюдающаяся некоторая разница между ветвями уплотнения и разуплотнения для исследованных глинистых грунтов обусловлена изменением ориентации частиц в процессе их уплотнения, а также нарушением структурных связей, механическим заклиниванием, зацеплением частиц и трением грунта о стенки прибора, что отчетливо проявляется при набухании, особенно при высоких давлениях. Разница между кривыми компрессии и декомпрессии, или площадь петли гистерезиса, тем больше, чем грубодисперснее глинистый грунт. Для монтмориллонитовых глин при повторном нагружении

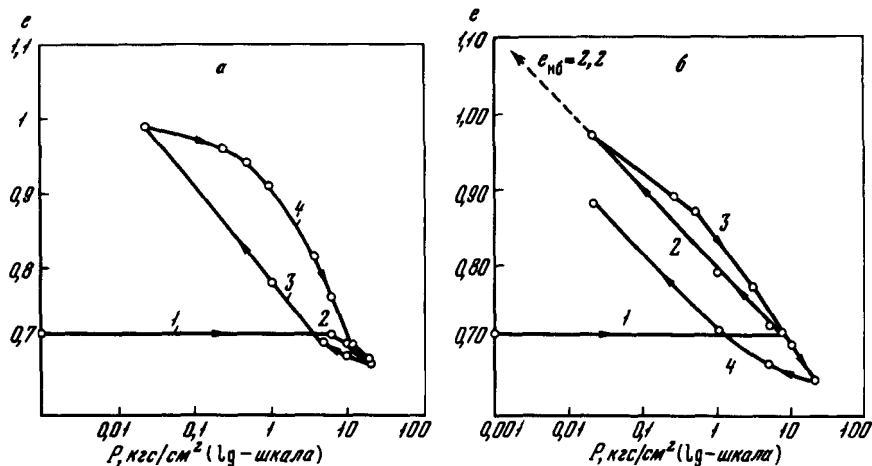


Рис. 32. Компрессия и декомпрессия каолинита

1 – набухание при постоянном объеме, 1-й (а) и 2-й (б) образец; 2, 3 – компрессия и декомпрессия после развития максимального давления набухания, 1-й образец; 4 – декомпрессия после развития максимального давления набухания и последующая рекомпрессия набухшего образца

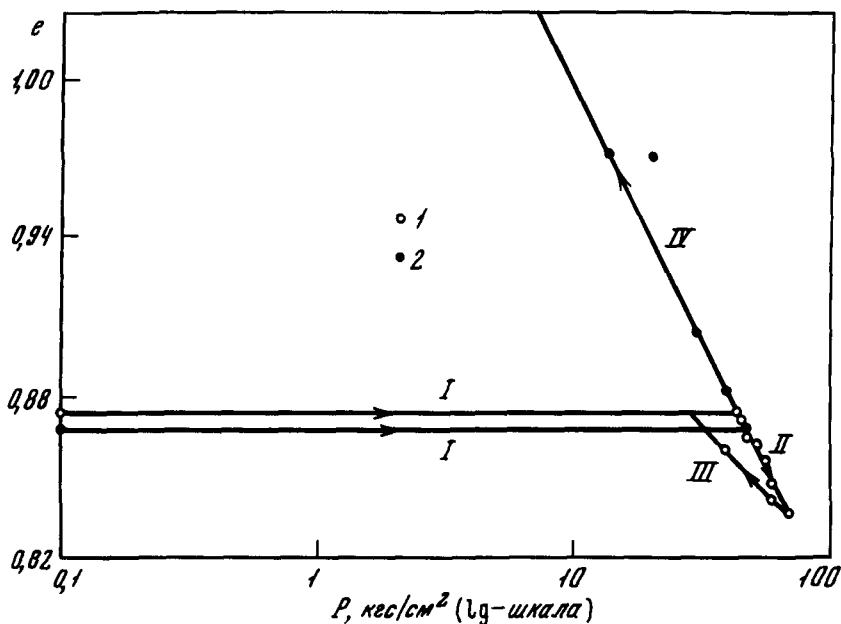


Рис. 33. Компрессия и декомпрессия бентонита

1 – набухание при постоянном объеме 1-й и 2-й образец; II, III – компрессия и декомпрессия после развития максимального давления набухания; IV – набухание; 1, 2 – номера образцов

кривые компрессии и декомпрессии практически совпадают, что свидетельствует об отсутствии у монтмориллонита "памяти" на действовавшее давление после завершения переориентации частиц (см. рис. 33). Грунт с нарушенными природными связями уплотняется в большей степени и более равномерно, чем с ненарушенными. Но начиная с определенной величины давления разница в сжимаемости грунтов с различной степенью нарушения связей между частицами становится незначительной.

В табл. 10 и на рис. 34 приведены данные, показывающие, при каких давлениях и значениях плотности сжимаемость грунтов с нарушенными и ненарушенными природными структурными связями становится примерно одинаковой.

Из табл. 10 следует, что влияние природных структурных связей может сказываться вплоть до значительных давлений, достигающих в приведенных примерах 40–200 кгс/см², а для базальта пористого даже 300 кгс/см². В то же время отношение параметров, характеризующих сжимаемость, может быть и невысоким, о чем говорит величина коэффициента структурной прочности при компрессии, изменяющаяся для глин от 1,05 до 1,13.

Таблица 10

Значения плотности и давления для глинистых грунтов

Образец	Влажность W , %	Коэффициенты пористости		Давление P , кгс/см ²	Коэффициент структурной прочности $K_{ск}$
		начальный e_n	при давлении P , e_p		
Ил (море Лаптевых)	–	2,93	1,4	1	–
То же	–	1,58	0,9	2	–
Глина четвертичная	39,7	1,15	0,72	40	1,05
Глина мезокайнозойская	32,5	0,89	0,59	80	1,06
Лёсс	7,8	0,83	0,50	100	1,14
Глина плейстоценовая	5,6	1,10	0,58	200	1,13
Базальт пористый	1,8	2,17	0,77	300	2,14

Примечание. $K_{ск}$ – коэффициент структурной прочности при компрессии по В.А. Приклонскому [1956].

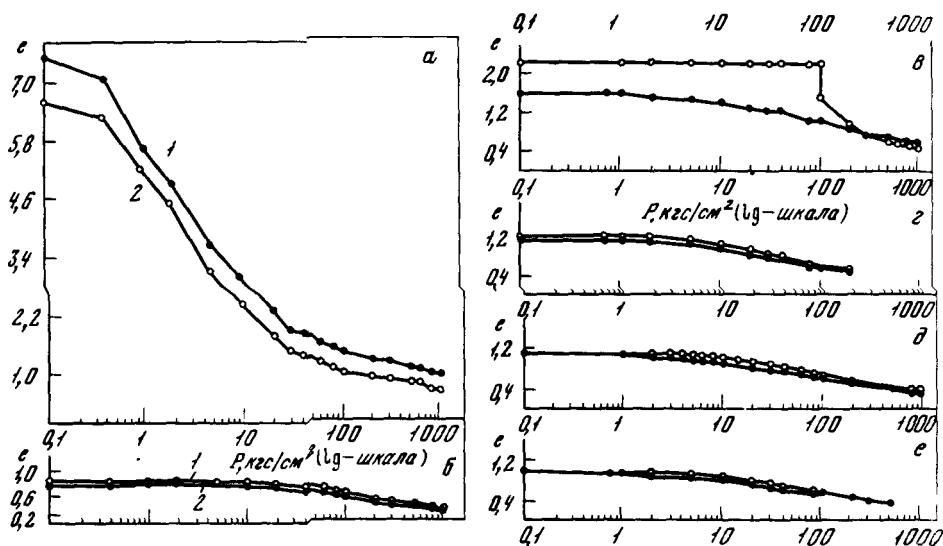


Рис. 34. Сравнение компрессионной сжимаемости глинистых грунтов с ненарушенными (1) и нарушенными (2) структурными связями

а — торф, б — лесс, в — пористый базальт, г — глина четвертичная, д — глина плейстоценовая, е — глина миоценовая

На рис. 34, в для сравнения приведены кривые сжимаемости пористого базальта нарушенной и ненарушенной структуры. Образец с ненарушенной структурой до давления 100 кгс/см² слабо сжимается, при больших давлениях происходит хрупкое разрушение (возникают большие деформации) и уже при давлении 300 кгс/см² компрессионные кривые образцов с нарушенными и ненарушенными природными связями значительно сближаются.

Однако для торфа со спутанно-волокнистой текстурой, даже имеющего высокую начальную влажность ($W = 300\%$), нарушение природных структурных связей перематого грунта сравнительно слабо влияет на параметры сжимаемости, которые оказываются практически одинаковыми (рис. 34, а). Это обусловлено тем, что в торфе, состоящем из органических длинных волокнистых частиц, отсутствуют прочные необратимые связи и вследствие высокой деформируемости самих частиц роль природных структурных связей незначительна.

Для оценки влияния структурных связей на уплотнение молодых осадков были проведены компрессионные испытания образцов арктических и черноморских илов с нарушенной и восстановленной структурой [Ерофеев, Зиягиров, 1969]. Нарушенная структура создавалась перемешиванием образцов при их естественной влажности, а восстановленная структура — путем выдерживания первоначально

нарушенных образцов во влажной атмосфере в течение 6–8 суток. Испытаниям подвергались осадки, отобранные с глубины 30–40 см.

Характер компрессионного уплотнения осадков с восстановленными и нарушенными структурными связями различен. Это ясно видно при сравнении компрессионных кривых на рис. 35, построенных в полулогарифмическом масштабе. Компрессионные кривые для образцов с нарушенной структурой всегда располагаются ниже соответствующих кривых для образцов с восстановленной структурой и имеют примерно одинаковый наклон в диапазоне применявшихся давлений ($0,05\text{--}2$ кгс/см²). Компрессионные кривые осадков с восстановленными структурными связями имеют два характерных участка. Первый – до давлений $P_{\text{стр}}$, равных $0,1\text{--}0,25$ кгс/см², до которых компрессионная кривая идет почти параллельно оси давлений, что говорит об отсутствии структурных деформаций. При больших давлениях компрессионная кривая приобретает значительный наклон к оси давления (второй участок), так как в образце развиваются структурные деформации, выражающиеся в смещении частиц друг относительно друга, их переориентации и сближении. Это – этап основного уплотнения грунта.

При давлениях, незначительно превышающих структурную прочность грунта при компрессионном сжатии $P_{\text{стр}}$, происходит довольно резкое изменение плотности, которое можно характеризовать как провальную деформацию уплотнения. Затем, с увеличением давления, темп сжимаемости стабилизируется и коэффициент пористости изменяется линейно логарифму давления. Величина провальной деформации для высокопористых и высокодисперсных илов в интервале давлений $0,25\text{--}0,5$ кгс/см² составляет примерно 30% от начального значения коэффициента пористости, тогда как для более плотных и менее дисперсных отложений в этом же диапазоне давлений величина провальной деформации значительно меньше и не превышает 10–15% от начального значения коэффициента пористости.

При определенной величине давления компрессионные кривые илов с нарушенной и восстановленной структурой совмещаются. Точка совмещения кривых для высокопористых илов имеет координаты: давление $0,7 - 1$ кгс/см², коэффициент пористости ($0,48\text{--}0,55$)_e. Для более плотных илов эта точка смещается в сторону больших давлений (> 2 кгс/см²) и меньших значений коэффициента пористости ($0,57\div 0,66$)_e. Интересно отметить, что по И. Шмертману [1955], компрессионные кривые рыхлых аллювиальных глин ненарушенной и нарушенной структуры совмещались при значении коэффициента пористости $0,42$ _e.

Структурные кристаллизационные связи могут быть изменены и ослаблены в результате не только пережатия образцов, но и их увлажнения и диффузионного выщелачивания. Плотные глинистые грунты всегда разбиты сетью тонких трещин, возникших как при эпидиagenетических и диagenетических изменениях, а также в результате отбора, транспортировки и некоторого высыхания образцов. При последующем увлажнении вода проникает в систему микротре-

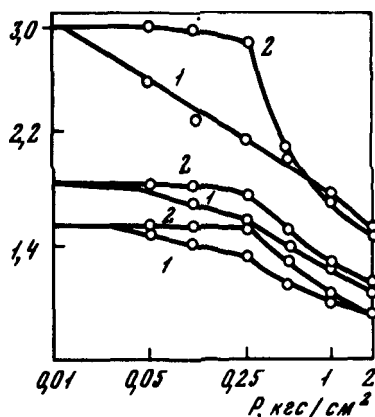


Рис. 35. Компрессионная сжимаемость илов с нарушенными и восстановленными структурными связями
1 — нарушенная, 2 — восстановленная.

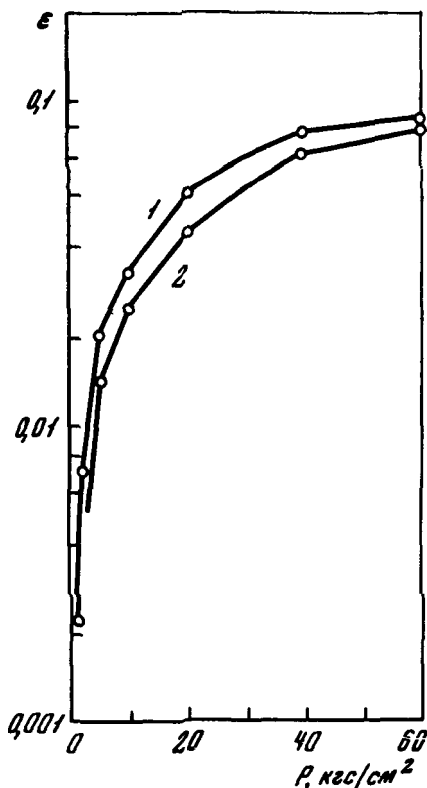


Рис. 36. Компрессионная сжимаемость загипсованных красно-бурых суглинков с естественной влажностью с притоком воды (1) и без притока (2)

щин и ослабляет связи между частицами грунта, что обуславливает большую сжимаемость таких образцов по сравнению с образцами-близнецами, но испытывавшимися с сохранением естественной влажности (рис. 36). При значительных давлениях, равных для исследованных загипсованных красно-бурых суглинков 40–60 кгс/см^2 , происходит сближение компрессионных кривых, вследствие уплотнения грунта влияние природных структурных связей на сжимаемость ослабевает и сжимаемость определяется составом и плотностью образца. Но при испытании на сжимаемость набухающих глин с сохранением естественной влажности и под водой результат оказывается противоположным: сопротивление сжатию под водой оказывается выше, чем без воды. Это можно объяснить проявлением давления набухания, которое увеличивает сопротивление глины сжатию.

Таким образом, наличие природных структурных связей в глинистых грунтах определяет их сжимаемость до определенных значений плотности и давления, начиная с которых разница в сжимаемости грунтов с нарушенными и ненарушенными структурными связями существенно уменьшается или полностью исчезает. При этом наличие воды в заметной степени изменяет сопротивление глинистых грунтов сжатию.

Влияние начальной текстуры глин на сжимаемость было изучено на каолининовой глине, высокая и совершенная ориентация частиц которой легко создается при сжатии в условиях свободного бокового расширения. Изучалась сжимаемость каолининовой глины с начальной плотностью и влажностью примерно равной влажности на пределе текучести. В одной серии опытов каолинит был агрегирован (растерт в воздушно-сухом состоянии и просеян через сито 1 мм), а в другой диспергирован (растерт с добавкой пиррофосфата натрия). Исследовалась сжимаемость в условиях компрессии образцов с начальной хаотической текстурой, создаваемой путем перемешивания пасты шпателем в чашке, и ориентированной, создаваемой путем расплющивания комка глины между двумя стеклянными пластинками. Результаты опытов приведены в табл. 11 и показаны на рис. 37 (см. вкл.), откуда видно, что для пасты из агрегированных частиц каолинита влияние текстуры на сжимаемость выражено очень слабо.

Более заметно влияние начальной ориентации частиц на сжимаемость проявляется в случае диспергированного каолинита. При давлениях до 10 кгс/см^2 наибольшей сжимаемостью обладал каолинит с текстурой, ориентированной нормально направлению действия давления, а наименьшей — с текстурой, ориентированной параллельно направлению действия давления. Образец с хаотической ориентацией частиц занимал промежуточное положение. Но при давлениях превышающих 10 кгс/см^2 , влияние начальной текстуры становится незначительным. Последнее обусловлено тем, что степень ориентации частиц каолинита становится примерно одинаковой, не зависящей в общем от начальной. Этот вывод основан на данных определения коэффициента ориентированности глин оптическим методом.

Высокое сопротивление сжатию каолинита, имевшего текстуру, ориентированную параллельно направлению действия давления, объясняется тем, что для сжатия такой системы требуется дополнительное усилие, так как частицы должны при деформации повернуться на больший угол, чем в случае текстур хаотической и ориентированной нормально направлению давления.

Изменение коэффициента относительной сжимаемости для каолинита с различной начальной ориентацией частиц приведено в табл. 11, из которой видно, что наибольшее изменение этого параметра при давлении 10 кгс/см^2 , составляющее 13%, наблюдается для образцов с ориентировкой частиц нормально и параллельно направлению действия снижающего давления. При давлении 40 кгс/см^2 эта разница не превышает 3%.

Одновременно с изменением и выравниванием параметра сжимаемости происходит изменение текстуры и после действия давления 40 кгс/см^2 во всех образцах, независимо от их исходной текстуры, возникает близкая ориентация частиц. Но, как видно из табл. 11, даже после действия давления 40 кгс/см^2 степень ориентировки частиц для текстуры, частицы которой были ориентированы параллельно направлению давления, не стала равной исходной, что гово-

Таблица 11

Изменение сжимаемости и текстуры каолинита при действии давления в условиях компрессии

Исходная текстура каолинита	Коэффициент относительной сжимаемости ($\text{см}^2/\text{кгс}$) при давлениях, $\text{кгс}/\text{см}^2$		Коэффициент ориентированности, %		
			начальный	после действия давления, $\text{кгс}/\text{см}^2$	
	10	40		30	40
Хаотическая	0,0232	0,00755	60	72	82,2
Ориентированная параллельно направлению давления	0,0216	0,00765	85	79	90,6
нормально направлению давления	0,0244	0,00745	85	-	75,3

рит о незавершенности процесса переориентировки частиц, которая затрудняется при увеличивающейся плотности глины.

Сближение компрессионных кривых каолинита с различной начальной текстурой говорит о том, что начальная текстура высокопористых и высокодисперсных глин сравнительно слабо влияет на параметры их сжимаемости. Но текстура каолинированных глин оказывает заметное влияние на величину структурного давления, при превышении которого начинаются существенные структурно-текстурные деформации. Из данных Н.Н.Моргенштерна и Д.Чаленко [1967] для компрессии каолинита с различной исходной текстурой видно, что $P_{\text{стр}}$ равно $2 \text{ кгс}/\text{см}^2$ при сжатии образца с текстурой, ориентированной нормально направлению действия давления и снижается до $1 \text{ кгс}/\text{см}^2$ при сжатии образца с текстурой, ориентированной параллельно направлению действия давления.

Таким образом, приведенные данные говорят о незначительном влиянии начальной текстуры каолинитовой глины на уровне ориентации частиц и микроагрегатов на их сжимаемость.

Связь параметров сжимаемости и прочности глинистых грунтов. Процесс уплотнения глинистых грунтов представляет смещение частиц относительно друг друга в условиях сложного напряженного состояния. Поэтому, естественно, между параметрами сжимаемости и прочности должна существовать вполне определенная связь [Гольдштейн, 1973]. Для уплотняемой пасты глинистого грунта угол внутреннего трения представляет достаточно объективную характеристи-

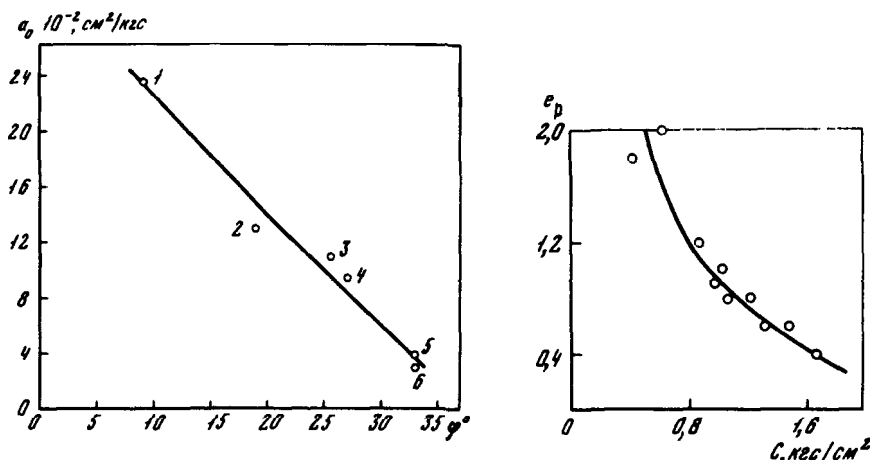


Рис. 38. Зависимость коэффициента относительной сжимаемости глин в диапазоне давлений до $1 \text{ kgc}/\text{cm}^2$ от угла внутреннего трения

1 - бентонит, 2 - каолинит, 3 - пальгорскит, 4 - кварц (фракция $< 1 \text{ мкм}$), 5 - диатомит, 6 - мел

Рис. 39. Зависимость модуля осадки кинельской глины при давлении $6 \text{ kgc}/\text{cm}^2$ от сцепления

ку прочности. Можно утверждать, что, чем меньше коэффициент трения между частицами грунта, тем выше его параметры сжимаемости, и наоборот. На рис. 38 показана связь коэффициента относительной сжимаемости некоторых высокодисперсных глин с углом внутреннего трения, откуда видно, что величина коэффициента относительной сжимаемости примерно обратно пропорциональна углу внутреннего трения.

По мере увеличения плотности глинистого грунта, когда между частицами возникнут достаточно прочные контакты, деформирование будет определяться в основном сжимаемостью минеральных частиц и в этих условиях влияние угла внутреннего трения на уплотнение будет уменьшаться. Но сжимаемость глинистых грунтов с природными структурными связями, особенно при малых давлениях, будет зависеть от сцепления. Например, величина относительного сжатия кинельской глины оказалась обратно пропорциональной величине сцепления (рис. 39).

ОБЪЕМНАЯ ДЕФОРМАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ВО ВРЕМЕНИ

Скорость протекания осадки водонасыщенных глинистых грунтов определяет устойчивость сооружений. Осадка сооружения на водонасыщенном глинистом основании является результатом приспособления структуры грунта к новому напряженному состоянию и складывается из перемещения частиц и более плотной их упаковки, а также из деформации самих частиц и поровой компоненты (вода, газ). Деформация минеральных частиц и поровой компоненты носит упругий характер (происходит практически мгновенно) и поэтому не учитывается при расчетах скорости осадки. Но приспособление структуры глинистого водонасыщенного грунта к новому напряженному состоянию протекает во времени, так как определяется сопротивлением вязкого смещения частиц относительно друг друга (фактор ползучести скелета грунта) и сопротивлением поровой воды при ее отжатии (фильтрационный фактор). Соотношение между величинами этих деформаций зависит при прочих равных условиях от структуры, текстуры и состава грунта. Однако влияние природы глинистых грунтов (структуры, текстуры, химико-минерального состава) на деформацию во времени при постоянной внешней нагрузке в условиях компрессии, т.е. в условиях затухающей объемной деформации, изучено слабо.

Показатели одномерной консолидации глинистых грунтов. Для расчета скорости деформации глинистого грунта при постоянной внешней нагрузке необходимо знать: для этапа фильтрационной консолидации – коэффициент консолидации C_v , а для вторичной консолидации – параметры ползучести (коэффициент ядра ползучести δ и коэффициент затухания ползучести δ_1 [Цытович, 1968]), либо коэффициент вторичной консолидации α [Леонардс, 1968]. Для характеристики консолидации грунтов на обоих этапах может быть использован также показатель консолидации η , предложенный Н.Н. Масловым [1949].

Чтобы получить сравнимые характеристики деформирования грунтов под нагрузкой во времени для различных стадий консолидации, может быть применена обработка опытов в координатах $\lg \delta - \lg t$. В этом случае для спрямленных участков кривой можно подсчитать параметры степенной зависимости, которая при единичном напряжении имеет вид:

$$\delta(t) = At^m, \quad (5.1)$$

где δ – относительная деформация на время t ; A, m – параметры зависимости.

Таблица 12. Показатели одномерной консолидации глинистых грунтов

Показатель	Обозначение	Формула	Размерность	Этап консолидации	Метод расчета	Автор
Коэффициент консолидации	C_v	$C_v = \frac{K}{a_0 \gamma_w}$	L^2, T^{-1}	Фильтрационный	Спрямление в координатах $h_t - \lg t$, $h_t = \sqrt{t}$	А. Казагранде Д. Тейлор [Леонардс, 1968]
Коэффициент вторичной консолидации	C_a	$C_a = \frac{\Delta e}{\Delta \lg t}$	—	Этап ползучести	Спрямление в координатах $e_t - \lg t$	Д. Леонардс [1968]
Коэффициент затухания ползучести	δ_1	—	T^{-1}	То же	Спрямление в координатах $\ln \frac{h_t}{thP_t} - t$,	Н.А. Цытович [1968]
Коэффициент ядра ползучести	δ_n	—	T^{-1}	"	$\ln \delta_n = \ln v + \delta_1 \Delta t$	
Показатель консолидации	n	$t_2 = \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^n$	—	Фильтрационный и ползучести	$h = \frac{\ln(t_2/t_1)}{\ln(h_2/h_1)}$	Н.Н. Маслов [1949]
Показатели степенной зависимости	m, A	$\delta(t) = A \cdot t^m$	—	Фильтрационный и ползучести	$m = \frac{\lg(\delta_2/\delta_1)}{\lg(t_2/t_1)}$ $A = \delta_1$	С.Р. Месчан [1967]

Примечание. K — коэффициент фильтрации; a_0 — коэффициент относительной сжимаемости; γ_w — объемный вес воды; h_t — абсолютная деформация; h — высота слоя грунта; t — время; e — коэффициент пористости; δ — относительная деформация; δ_1 и δ_n — параметры экспоненциальной функции; v — скорость деформации.

Перечень показателей, применяемых для характеристики процесса консолидации глинистых грунтов, приведен в табл. 12.

Характеристика образцов и методика исследований. Природа деформирования глин под постоянным давлением вскрыта слабо и влияние на объемную ползучесть глин таких факторов, как связанная вода, химико-минеральный состав, структура и текстура, по существу не изучено. Исследования объемной одномерной сжимаемости во времени проводились на мономинеральных глинах, тонкораздробленных первичных минералах и некоторых полиминеральных глинах (в основном гидрослюдистых), характеристика состава и свойств которых была приведена в табл. 6.

Исследования выполнялись в компрессионных приборах, изготовленных из нержавеющей стали и позволяющих передавать на образец большие давления (до 100 кгс/см^2). Образцы глин при влажности, равной влажности на пределе текучести, закладывались в обойму. Начальная высота образца 2 см, диаметр 4 см. Наблюдения за изменением деформации во времени под постоянными нагрузками до 100 кгс/см^2 велись до наступления стабилизации деформаций в течение 3–5 суток. За критерий стабилизации деформации под данной ступеню нагрузки принималась величина 5 мкм за 24 ч.

Для установления влияния на скорость уплотнения глин связанной воды изучалась сжимаемость глин с максимально развитой оболочкой связанной воды (Na-глина) и с наименее развитой оболочкой (Са-глина), а также глин, замещенных на аполярной жидкости (керосин), воздушно-сухих и высушенных порошков глин, водонасыщенных глин при температуре 55°C . Для установления влияния твердых контактов между частицами на скорость деформации исследовались песчаные и пылеватые фракции некоторых породообразующих минералов.

Типы кривых консолидации и соотношение между этапами консолидации. На рис. 40 показаны характерные кривые $\Delta l - \lg t$, наблюдавшиеся в наших опытах. Первый тип кривых деформации во времени свойствен большинству высокопористых и высокодисперсных глинистых грунтов при небольших нагрузках консолидации. На кривых этого типа отчетливо виден участок первичной консолидации (выпуклая часть) и участок вторичной консолидации, на котором деформация изменяется по логарифмическому закону.

По мере уплотнения грунта и увеличения действующего давления наблюдается кривая второго типа, состоящая из двух участков — вогнутого и пологого, подчиняющегося логарифмическому закону. И, наконец, для плотного глинистого грунта при значительных давлениях (в наших опытах при 80 кгс/см^2) наблюдается третий тип кривых консолидации, когда после мгновенной деформации увеличение деформации на всем участке происходит по логарифмическому закону. Обычно по кривым $\Delta l - \lg t$ производят выделение этапов консолидации. При этом принимается, что этап первичной консолидации характеризуется выпуклой частью кривой. Однако, как показали исследования, аналогичные по форме выпукло-вогнутые кривые

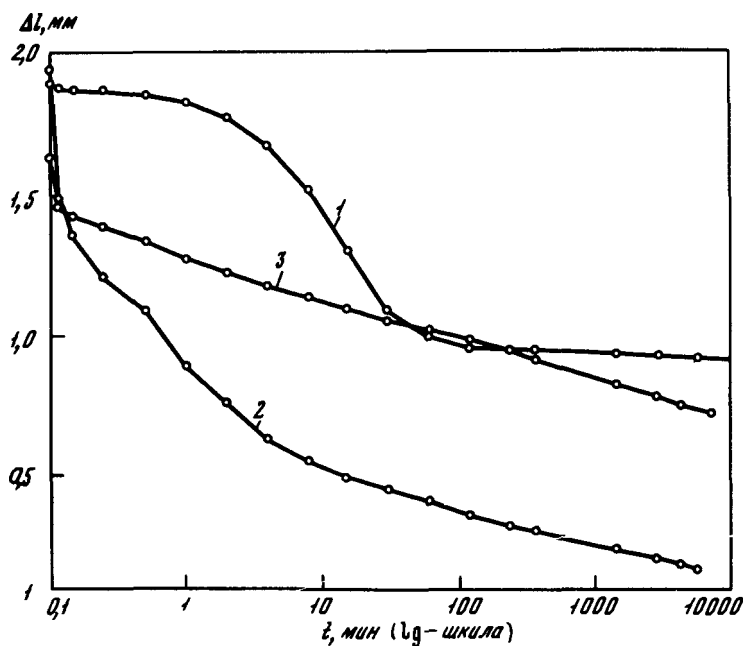


Рис. 40. Кривые $\Delta l - \lg t$ для каолинита при различных величинах давления

1 — для давления 0,1 · 0,4 кгс/см², 2 — для давления 5 · 10 кгс/см², 3 — для давления 60 · 80 кгс/см²

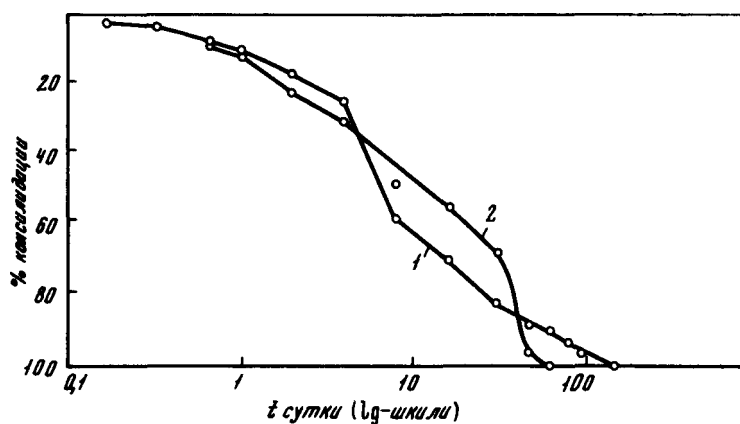


Рис. 41. Кривые консолидации песка каменной соли при различных давлениях (поровая жидкость — насыщенный раствор NaCl)

1 — при давлении 2 · 4 кгс/см²; 2 — при давлении 6 · 8 кгс/см²

вые консолидации наблюдаются и для дисперсных систем, в которых продолжительность уплотнения заведомо не определяется фильтрационным сопротивлением отжимаемой поровой воды, таких как песок каменной соли (рис. 41). Поэтому второй этап консолидации обусловлен главным образом сопротивлением взаимному смещению и внедрению структурных элементов и связан с ликвидацией крупных пор. Третий этап консолидации — ползучесть — обусловлен сопротивлением взаимному внедрению структурных элементов и ликвидацией более мелких пор.

Определение доли первичной и вторичной консолидации может быть произведено по кривой деформация—время.

Участок первичной (фильтрационной) консолидации наблюдается иногда даже в тех случаях, когда сопротивление сжатию поровой компоненты минимально, например в случае отжатия воздуха или аполярной жидкости, или наоборот, когда сопротивление сжатию максимально, например, в случае системы, состоящей из частиц с заведомо твердыми контактами и уплотненной значительными давлениями. Поэтому выделить в чистом виде стадию деформации, определяемую исключительно фильтрацией поровой воды практически невозможно. Только для Li - и Na -монтмориллонитовых глин, имеющих высокую начальную влажность, можно говорить о стадии фильтрационной консолидации. Для остальных же глин стадия первичной консолидации даже по принятому критерию не превышает 70% общей деформации (табл. 13). Для скелетных систем (глина—аполярная жидкость) наблюдается увеличение начальной, условно-мгновенной деформации и вторичной деформации. Величина же первичной деформации может снизиться до нуля.

Начальная деформация грунта складывается из двух частей — обратимой и необратимой. Соотношение между обратимой и необратимой частями начальной деформации меняется по мере уплотнения грунта; при высоких значениях влажности преобладает необратимая часть, при низких значениях влажности обратимая. С ростом плотности грунта доля начальной деформации в общей деформации увеличивается.

Особенно возрастает величина начальной деформации в глинах с аполярной жидкостью. Здесь она может составлять от 28% (каолинит) до 47–64% (монтмориллонит, палыгорскит) при малых давлениях, т.е. деформирование носит до известной степени провалыный характер вследствие высокой пористости дисперсной системы и хрупкости структурного каркаса.

Влияние на величину коэффициента консолидации химико-минерального состава, структуры и текстуры глин. Сопоставление значений C_v , рассчитанных по методам Тейлора (\sqrt{t}) и Казагранде ($\lg t$), показывает, что результаты по обоим методам в основном совпадают (рис. 42), хотя в отдельных случаях и наблюдаются расхождения. Так, для каолинита значения C_v , рассчитанные по методу \sqrt{t} , оказались на 30–70% выше, чем по методу $\lg t$.

Таблица 13

Соотношение между деформациями на различных стадиях консолидации

Образец	Давление $P_{ср}$, кгс/см ²	Коэффици- ент порис- тости e_p	Деформация, %		
			началь- ная	пер- вичная	вторич- ная
Na-монтмориillonит	0,85	5,91	0	93	71
	25	1,22	3	72	25
	90	0,73	0	67	33
Ca-монтмориillonит	0,85	1,59	0	0	0
	25	0,78	3	75	22
	90	0,51	6	47	47
Монтмориillonит после 15 ч помола	0,85	4,71	4	96	0
	25	2,10	2	94	4
	90	1,34	4	90	6
Монтмориillonит + ке- росин	0,85	1,11	47	35	18
	25	0,84	39	35	26
	90	0,67	15	31	54
Палыгорскит + вода	0,85	2,34	4	46	50
	25	1,64	2	55	43
	90	1,41	2	45	53
Палыгорскит + ке- росин	0,85	2,29	64	4	32
	25	1,79	17	0	83
	90	1,59	25	6	69
Глина гидросплодная, ненарушенная струк- тура	0,85	1,36	2	80	18
	25	0,67	2	87	11
	90	0,46	2	84	14
Na-каолинит	0,85	1,28	4	17	79
	25	0,77	2	70	28
	90	0,58	6	74	20
Ca-каолинит	0,85	1,18	8	67	25
	25	0,69	2	82	16
	90	0,52	6	78	16
Каолинит после 30 мин помола	0,85	1,43	10	71	18
	25	0,83	11	57	32
	90	0,59	7	64	29
Каолинит абсолютно сухой + керосин	0,85	2,55	28	52	20
	25	1,43	4	76	20
	90	0,93	27	33	40
Каолинит воздушно- сухой	0,85	1,96	0	0	100
	25	1,29	0	74	26
	90	0,80	0	56	44

Примечание. Расчет величины деформации на различных стадиях консолидации произведен по методу lgt .

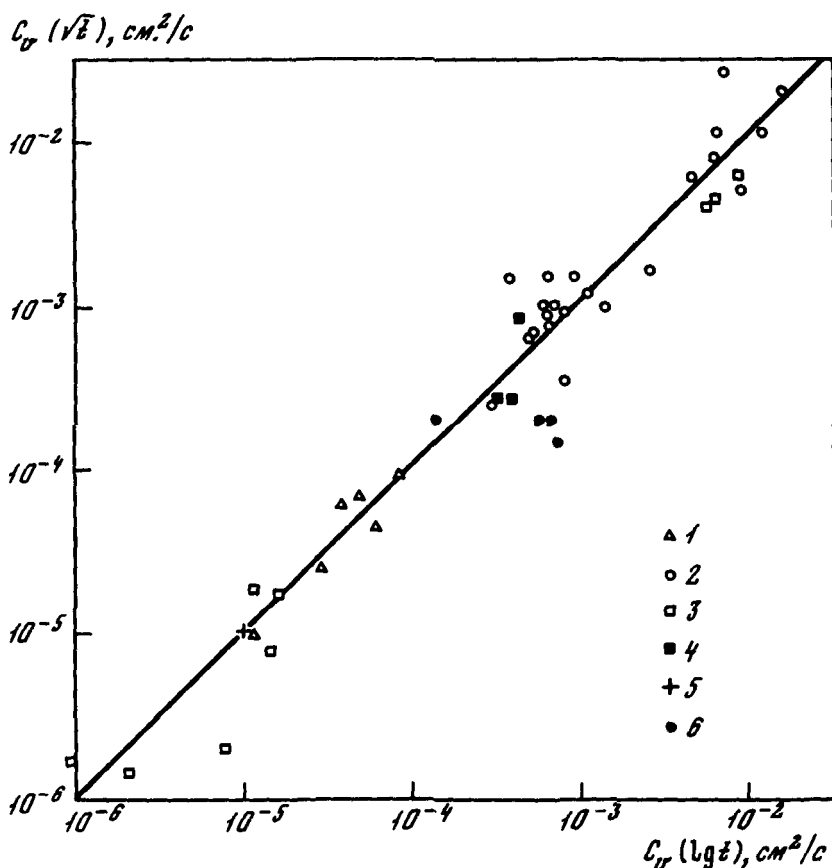


Рис. 42. Сопоставление значений коэффициентов консолидации глин, рассчитанных по методам Казагранде ($\lg t$) и Тейлора (\sqrt{t})

1 - глина полиминеральная, 2 - каолинит, 3 - аскангель, 4 - палыгорскит, 5 - торф, 6 - бентонит

Для монтмориллонитовых глин значения C_v , рассчитанные по методу \sqrt{t} , оказались несколько ниже, чем по методу $\lg t$. Подобное расхождение обусловлено тем, что по методу $\lg t$ труднее определить точку, соответствующую 100% первичной консолидации в случае значительной вторичной деформации.

На рис. 43 приведена зависимость коэффициента консолидации C_v от коэффициента пористости, отвечающего данному давлению e_p . Из рисунка видно, что величина C_v при одинаковой плотности зависит от минерального состава глин, состава поровой компоненты (вода, керосин, воздух) и состава обменных катионов. Наиболее низкие значения C_v характерны для высокодисперсных монтмориллонитовой глины и торфа - от $1 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-5}$ см²/с. Далее

в порядке возрастания C_v идут полиминеральные, в основном гидрослюдистые, глины — от $5 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-4}$ см²/с. Для палыгорскита, тонкораздробленных первичных минералов (кварца, мусковита, микроклина, кальцита, роговой обманки) и каолинита C_v изменяется от $3 \cdot 10^{-4}$ до $1,5 \cdot 10^{-3}$ см²/с.

Наиболее высокие значения C_v наблюдаются у глин, в порах которых находилась аполярная жидкость (керосин) или воздух, — от $5 \cdot 10^{-3}$ до $2,5 \cdot 10^{-2}$ см²/с.

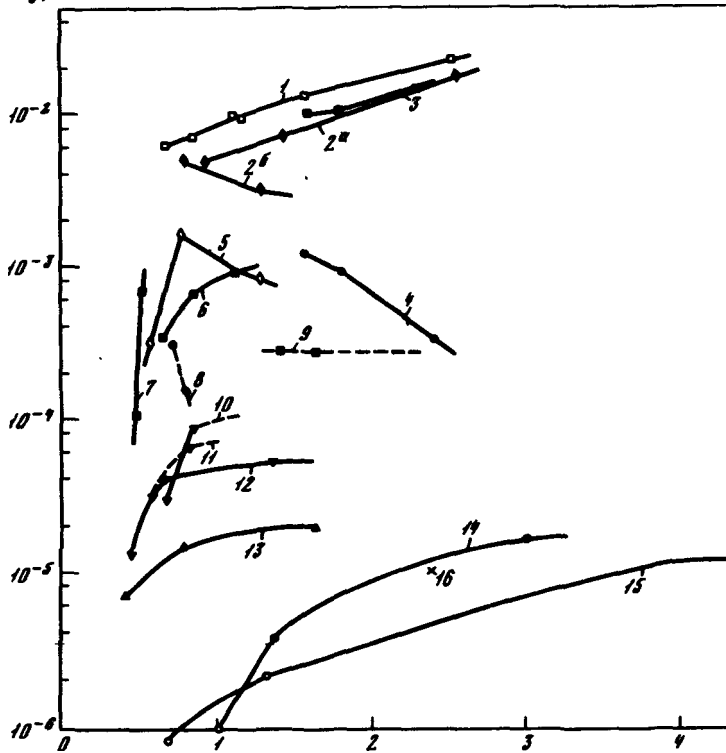
Для зависимости $C_v - e_p$ характерны два участка: 1) при больших значениях e_p величина C_v оказывается примерно постоянной, не зависящей от плотности грунта и действующего давления; 2) при малых значениях e_p , близких к некоторой критической величине, C_v резко уменьшается. Постоянство значения коэффициента консолидации обусловлено тем, что факторы, контролирующие его (водопроницаемость и сжимаемость), как это видно из формулы для C_v (см. табл. 12), изменяются с ростом плотности в одинаковой степени, поэтому их отношение остается практически постоянным. Но при больших плотностях грунта сжимаемость уменьшается медленнее, чем водопроницаемость, что и обуславливает уменьшение коэффициента консолидации. Эти критическое значение e_p является нижней границей применимости теории фильтрационной консолидации.

Для систем из водонасыщенных тонкораздробленных первичных минералов, характеризующихся наличием непосредственных твердых контактов между частицами, величина C_v с уменьшением пористости резко уменьшается. Из этого следует, что при малых значениях e_p , величина C_v не отражает в полной степени процесс уплотнения глинистого грунта во времени, вследствие отсутствия первичной стадии консолидации.

Влияние аполярной жидкости. Для монтмориллонитовой, каолинитовой и палыгорскитовой глин, поры которых были заполнены аполярной жидкостью, коэффициент консолидации оказался примерно одинаковым. К этой же группе примыкает и каолинит в воздушно-сухом состоянии. Высокие значения C_v для глин с аполярной поровой жидкостью говорят о существенном влиянии гидрофильности глин на процесс деформирования под нагрузкой. Первичная консолидация для глин с аполярной поровой жидкостью заканчивается в течение нескольких десятков секунд, тогда как для глин с полярной жидкостью (вода) продолжается в течение 100 мин и более (рис. 44).

Влияние текстуры на процесс деформирования под постоянной нагрузкой было изучено на каолинитовой глине, частицы которой, как известно, легко ориентируются под действием небольшого давления. Изучалось влияние начальной хаотической и ориентированной текстур на консолидацию. Так, значения коэффициента консолидации C_v для каолинита при $e = 0,85$ с хаотически ориентированными частицами составляют $2,7 \cdot 10^{-3}$ см²/с, с вертикально ориентированными частицами $1,2 \cdot 10^{-3}$ см²/с, с горизонтально ориентированными частицами $0,7 \cdot 10^{-3}$ см²/с.

$C_{gr}; \text{cm}^2/\text{c}$



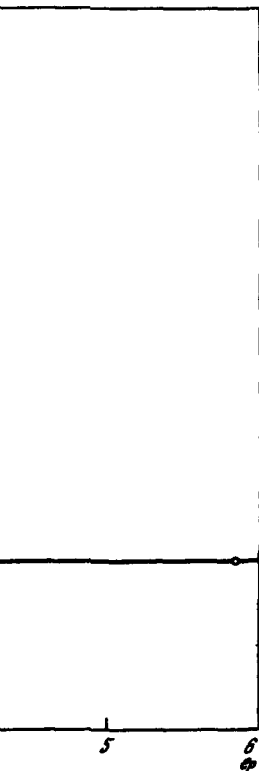


Рис. 43. Зависимость коэффициента консолидации (метод $\lg i$) от коэффициента пористости, отвечающего данному давлению

1 - монтмориллонит + керосин, 2а - каолинит а.с. + керосин, 2б - каолинит в.с., 3 - палыгорскит + керосин, 4 - Na-каолинит + вода, 5 - Na-каолинит + вода, 6 - мусковит тонкоразмолотый + вода, 7 - микролин тонкоразмолотый + вода, 8 - кварц тонкоразмолотый + вода, 9 - палыгорскит + вода, 10 - глина гидрослюдистая (монолит), 11 - глина гидрослюдистая (перемятая), 12 - глина неогеновая, 13 - Са-монтмориллонит + вода, 14 - монтмориллонит + вода, 15 - Na-монтмориллонит + вода, 16 - торф

Влияние ориентации частиц на величину коэффициента консолидации обусловлено тем, что образцы каолинита с хаотически и вертикально ориентированными частицами уплотняются при данной нагрузке в большей степени и этот процесс происходит быстрее, чем у образца с горизонтальной ориентацией частиц, так как облегчен отток воды в процессе уплотнения.

Влияние обменных катионов на консолидацию глин отчетливо проявляется лишь для высокодисперсных монтмориллонитовых глин. Обменный натрий значительно увеличивает гидрофильность глин и уменьшает коэффициент консолидации. Обменный кальций утоньшает оболочку связанной воды вокруг частиц монтмориллонита и облегчает процесс сближения частиц, величина коэффициента консолидации оказывается почти на порядок выше, чем у Na-монтмориллонита (см. рис. 43). По влиянию на величину C_v монтмориллонитовой глины обменные катионы по данным Х. Хименес-Салас и Х. Сарратоса [1958] располагаются в следующий ряд в направлении увеличения коэффициента консолидации при данном одинаковом давлении: $Li < Na < K < Ca < Ba$, при этом коэффициент консолидации C_v равен $(1,15 < 1,88 < 9,16 < 16,95 < 75,6) \cdot 10^{-6}$ см²/с.

Влияние дисперсности на коэффициент консолидации отчетливо выявляется при рассмотрении данных для ряда мономинеральных глин. При одинаковой пористости-влажности глины располагаются в следующий ряд в порядке возрастания величины коэффициента консолидации: монтмориллонит, торф, гидрослюдистые глины, палыгорскит, каолинит. Необходимо отметить, что в этом же направлении происходит изменение дисперсности и снижение коллоидно-химической активности глинистых минералов. На рис. 45 приведена зависимость коэффициента консолидации от предела текучести W_T . Приведенная зависимость $C_v - W_T$ может быть использована для приближенных расчетов значения C_v .

Для высокодисперсных глин (монтмориллонит) C_v очень мал (10^{-6} см²/с) и по порядку величины близок к коэффициенту диффузии. Это говорит о необычайно медленном процессе удаления воды из глины, соизмеримом со скоростью диффузии ионов и молекул воды в конденсированных телах. Из этого следует, что удаление воды из монтмориллонита происходит под действием не только напора, но и пленочного перемещения из центра образца, где пленки связанной воды толще, к краям образца, где пленки связанной воды в результате действия внешнего давления тоньше. В зависимости от плотности глины в ней может преобладать либо пленочный (диффузионный) механизм перемещения воды, либо фильтрационный.

Для высокодисперсных глин на первом этапе консолидации сначала действует фильтрационный, а затем в основном пленочный механизм перемещения влаги в грунте.

Достоверность определения значений коэффициента консолидации глинистых грунтов в лабораторных условиях может быть оценена лишь в результате сравнения натуральных и ла-

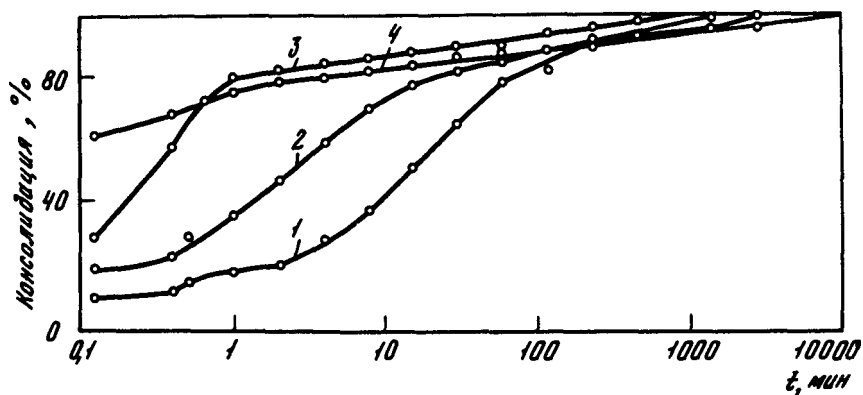


Рис. 44. Влияние состава поровой жидкости на консолидацию каолинита при различном давлении

1 - каолинит + вода (давление 1 кгс/см²), 2 - то же (давление 30 кгс/см²), 3 - каолинит + керосин, (давление 1 кгс/см²), 4 - то же (давление 30 кгс/см²)

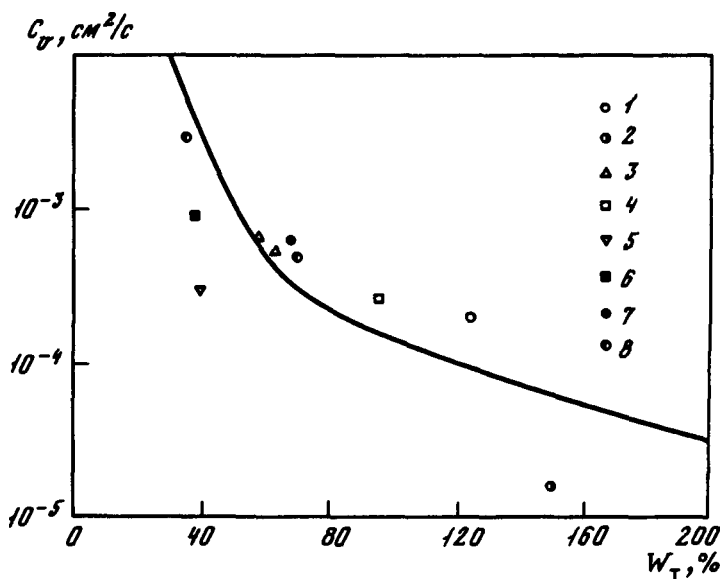


Рис. 45. Связь коэффициента консолидации глинистых грунтов с влажностью на пределе текучести (обобщенная кривая по Б.К. Хоу, 1966)

1 - Са-монтмориллонит, 2 - монтмориллонит, 3 - каолинит, 4 - палыгорскит, 5 - кварц тонкоразмолотый, 6 - мусковит тонкоразмолотый, 7 - тальк тонкоразмолотый, 8 - по данным обратных расчетов осадок сооружений

бораторных данных. В этой связи представляет интерес сопоставление коэффициентов консолидации глинистых грунтов, полученных в результате лабораторных экспериментов и методом обратных расчетов, по данным натурных наблюдений за скоростью осадок построенных гидротехнических сооружений.

А.А. Ничипорович и Т.И. Цыбульник [1961] установили, что изменение осадок во времени для гидротехнических сооружений, построенных на глинистых водонасыщенных грунтах, хорошо аппроксимируется экспоненциальной зависимостью вида

$$S_t = S_{\infty} (1 - e^{-dt}), \quad (5.2)$$

где S_t и S_{∞} — осадка за время t и конечная соответственно; d — эмпирический параметр.

Приближенная зависимость изменения осадки во времени по фильтрационной теории консолидации [Цытович, 1968] имеет вид

$$S_t = S_{\infty} \left(1 - \frac{8}{\pi^2} e^{-\frac{\pi^2 C_v}{h^2} t} \right), \quad (5.3)$$

где h — мощность сжимаемого слоя.

Сравнение формул (5.2) и (5.3) позволяет вывести приближенную формулу для расчета коэффициента консолидации глинистого грунта по данным натурных наблюдений за скоростью осадки гидротехнических сооружений

$$C_v \approx 0,1 h^2 d \quad (5.4)$$

Приведенные данные наблюдений [Ничипорович, Цыбульник, 1961] за скоростью осадки сооружений позволили рассчитать величину коэффициента консолидации для двух грунтовых оснований: для глинистого грунта, характеризуемого пределом текучести $W_T = 35$, $C_v = (2,5-2,9) \cdot 10^{-3}$ см²/с; для глинистого грунта, характеризуемого пределом текучести $W_T = 70$, $C_v = (4,9-7,1) \cdot 10^{-4}$ см²/с. Величины коэффициентов консолидации, полученные методом обратных расчетов, были сопоставлены с экспериментально определенными значениями для грунтов с одинаковыми значениями предела текучести (см. рис. 45). Как видно, полученные различными способами значения C_v удовлетворительно совпадают, что может служить доказательством достоверности полученных в лаборатории значений C_v и их практической пригодности для приближенных расчетов деформации во времени глинистых оснований сооружений.

Использование параметров степенной и экспоненциальной зависимостей для анализа процесса консолидации глинистых грунтов. Анализ изменения параметра m степенной зависимости деформации во времени позволяет проникнуть в природу первичной и вторичной

стадий деформации и сравнить процесс деформирования различных глин. В табл. 14 приводятся значения параметра m , характеризующего скорость деформации, для различных мономинеральных глин и тонкораздробленных первичных минералов. Первичная стадия деформирования характеризуется высокими значениями m , достигающими 0,98, для вторичной стадии деформирования обычно менее 0,25.

Обработка результатов опытов одномерной консолидации грунтов в виде графиков $\lg \delta - \lg t$ позволяет выделить на кривой деформирования несколько участков (обычно два, реже три), но иногда всего лишь один, характеризующихся примерно одинаковыми значениями m . Величина m для первичной стадии зависит от химико-минерального состава глин и от их структуры и текстуры.

Из табл. 14 также видно, что наибольшие значения $m_{\text{перв}}$ характерны для высокодисперсных глин, торфа и тонкораздробленного талька, а наименьшие — для тонкораздробленных микроклина, хлорита, высокодисперсных глин, поры которых заполнены аполярной жидкостью, и др. Для каолинита и палыгорскита с керосином, тонкораздробленных кальцита, роговой обманки, мусковита, аллофана $m_{\text{перв}}$ изменяется в пределах от 0,12 до 0,32.

Уменьшение гидрофильности дисперсной системы приводит к заметному падению величины $m_{\text{перв}}$, поскольку между частицами устанавливаются твердые контакты, что обуславливает увеличение сопротивления сжатию. Гидрофильность системы уменьшалась аполярными жидкостями, повышением температуры. Но для непрочных минеральных дисперсных систем (кальцит) сжимаемость оказывается заметной и характеризуется значением $m_{\text{перв}}$, равным 0,32, главным образом благодаря разрушению частиц. Для более прочных минералов (кварц, микроклины, мусковит, роговая обманка, хлорит) значения $m_{\text{перв}}$ более низкие и не превышают 0,12–0,17.

Таким образом, стадия первичного уплотнения обусловлена уменьшением объема пор: при сравнительно свободном перемещении частиц высокодисперсных глин друг относительно друга; при ограниченном перемещении частиц, в результате раздробления и обламывания углов частиц.

Влияние аполярной жидкости (керосин) на интенсивность деформации на первой стадии уплотнения в максимальной степени проявляется для высокодисперсного монтмориллонита. В других глинах (каолинит, палыгорскит) влияние аполярной жидкости также сказывается на интенсивности уплотнения, однако не в столь сильной степени как на монтмориллоните в силу наличия твердых контактов между частицами.

Для скелетных систем (порошков минералов) влияние аполярной жидкости на m практически отсутствовало, так как сжимаемость определяется твердыми контактами, сопротивление которых не зависит от вида поровой жидкости.

На второй стадии уплотнения интенсивность деформации резко уменьшается, величины m снижаются до 0,03–0,12 для различных мономинеральных глин, тонкоразмолотых первичных минералов и

Таблица 14

Значения параметра m для различных этапов одномерной консолидации

Образец	Этапы консолидации	
	первичный	вторичный
Na-монтмориллонит + вода	0,52	0,07
Ca-монтмориллонит + вода	0,22	0,12
Монтмориллонит + вода	0,48	0,24
Монтмориллонит + керосин	0	0,06
Монтмориллонит воздушно-сухой	0	0,06
Каолинит + вода	0,37	0,06
Каолинит воздушно-сухой	0	0,05
Каолинит + керосин	0,15	0,04
Кварц т.р. + вода	0,12	0,06
Хлорит т.р. + вода	0	0,07
Аллофан	0,31	0
Палыгорскит + вода	0,39	0,12
Палыгорскит + керосин	0,20	0,09
Кальцит т.р. + вода	0,32	0
Мусковит т.р. + вода	0,17	0,03
Роговая обманка т.р. + вода	0,15	0,06
Микроклин т.р. + вода	0	0,08
Тальк т.р. + вода	0,36	0,11
Торф	0,40	0,11
Глина гидрослюдистая ненарушенной структуры	0,42	0,11
Глина четвертичная нарушенной структуры	0,50	0,17
Глина четвертичная ненарушенной структуры	0,98	0,13

Примечание. т.р. — тонкоразмолотый.

торфа, независимо от величины действующего давления или начальной пористости. Из этого факта можно сделать вывод о характере структурных связей между частицами и их изменении по мере развития деформации уплотнения. За исключением высокодисперсного Na-монтмориллонита в глинах, даже имеющих высокую пористость и влажность, частицы опираются непосредственно друг на друга, через точечные контакты, суммарная площадь которых мала по сравнению с площадью поперечного сечения объема грунта. Каждому значению давления соответствует определенное, равновесное, значение сопротивления контактов, пропорциональное их числу и

площади. На первой стадии уплотнения сопротивление контактов меньше, чем на второй, когда их число в результате сближения частиц возрастает и обуславливает затухание деформации в условиях одномерного уплотнения.

Зависимость процесса первичной консолидации от взаимодействия между частицами грунта подтверждается наличием отчетливой связи между показателем m , характеризующим скорость деформации на первичной стадии консолидации, и углом внутреннего трения (рис. 46). В то же время на стадии объемной затухающей ползучести параметр m практически не зависит от угла внутреннего трения, что обусловлено, по-видимому, незначительным относительным смещением частиц, недостаточным для мобилизации трения между ними.

Интенсивность вторичной консолидации, как это видно из табл. 14, слабо зависит от химико-минерального состава и плотности глинистого грунта. Вязкость и характер поровой компоненты (вода, воздух, керосин) практически также не влияют на интенсивность вторичной консолидации, что подтверждает вывод, сделанный Г. Леонардсом и Г. Гиральтом [1961].

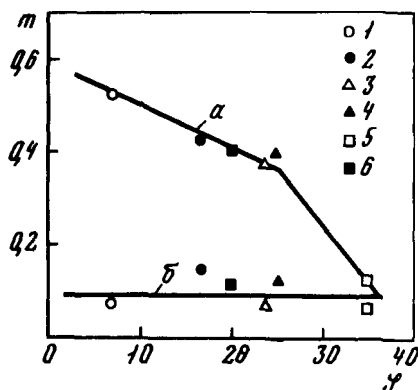


Рис. 46. Связь параметра m первичной (a) и вторичной (б) консолидации глин с углом внутреннего трения

1 — монтмориллонит, 2 — гидрослюдистая глина, 3 — каолинит, 4 — палыгорскит, 5 — кварц тонкоразмолотый, 6 — торф

Для полиминеральных, в основном гидрослюдистых глин, величина $m_{\text{перв}} = 0,4 \div 0,5$, а вторичная ветвь характеризуется значением $m_{\text{втор}} = 0,13 \div 0,17$, т.е. имеет примерно такой же порядок, как для высокодисперсных мономинеральных глин, в которых часть контактов между частицами непосредственная, а часть реализуется через прослой воды.

В целом можно сказать, что минеральный состав и дисперсность глин, так же как и их начальная плотность, сравнительно слабо влияют на интенсивность (величину) деформации на стадии вторичной консолидации.

Скорость и характер протекания деформации вторичной консолидации зависит от температуры и вибрации [Ло, 1963]: увеличение температуры даже на 3°C заметно ускоряет процесс консолидации, а вибрация вызывает провальные деформации. Однако после прекращения вибрации интенсивность деформации остается прежней.

Для некоторых образцов глин и тонкодисперсных порошков первичных минералов, замешанных как с водой, так и с аполярной жидкостью, были рассчитаны параметры ползучести: δ_1 и δ .

Как видно из табл. 15, величина коэффициента затухания ползучести δ_1 для глин различного минерального состава, плотности, содержащих различные обменные катионы и поровый раствор изменяется в общем в нешироких пределах: примерно от $2 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-4}$ мин $^{-1}$. Для отдельных минеральных типов глин диапазон изменения δ_1 может быть еще уже. Так, для каолинистых и гидрослюдистых глин, а также тонкодисперсных порошков кварца и мусковита δ_1 изменяется примерно в $2 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-4}$ мин $^{-1}$. Наиболее высокие значения коэффициента затухания ползучести наблюдаются у монтмориллонита и талька (до $6,6 \cdot 10^{-4}$ - $7,2 \cdot 10^{-4}$ мин $^{-1}$), что, по-видимому, объясняется малым трением между чешуйками этих минералов.

Из табл. 15 также видно, что физико-химические факторы (состав обменных катионов, состав порового раствора) не оказывают заметного влияния на величину коэффициента затухания ползучести. Этот факт можно объяснить тем, что на стадии ползучести скорость деформации зависит в основном от непосредственного взаимодействия частиц друг с другом.

Значения коэффициента ядра ползучести δ изменяются в узких пределах: для монтмориллонита 0,5 - 0,6, а для каолинистой и гидрослюдистой глин - 0,6 - 0,7.

Таким образом установлено.

1. Коэффициент консолидации C_u глинистых грунтов зависит от химико-минерального состава, структуры и текстуры. Плотность глинистых грунтов в определенном диапазоне значений несущественно влияет на величину коэффициента консолидации.

2. Величины коэффициентов консолидации, рассчитанные по методам \sqrt{t} и $\lg t$ практически совпадают.

3. Замена воды аполярной жидкостью в высокодисперсных глинах существенно увеличивает коэффициент консолидации на первом этапе консолидации и обуславливает протекание большей части деформации благодаря ползучести скелета грунта.

4. Величина показателя интенсивности консолидации m перв будет наибольшей для высокодисперсных и высокопористых глин, а для глин с твердыми контактами между частицами характеризуется наименьшими значениями. Величина показателя m на вторичном этапе консолидации оказывается примерно одинаковой для различных глин и дисперсных систем.

5. Величины параметров ползучести δ_1 и δ для глин различного состава изменяются в нешироких пределах и мало зависят от физико-химических факторов.

Сравнение процессов консолидации и набухания глин в условиях равновесия. Деформации глин при изменении внешнего давления характеризуются длительностью процесса и, в силу этого, часто не завершаются полностью в условиях кратковременного лабораторно-

Таблица 15

Значения коэффициента затухания ползучести δ_1 для различных глин и тонкоразмолотых минералов

Образец	Давление, кгс/см ²	$\delta_1 \cdot 10^4$ мин ⁻¹
Na-монтмориллонит + вода	1	4,7
	30	7,2
	100	2,0
Ca-монтмориллонит + вода	1	4,3
	30	4,5
	100	4,5
Монтмориллонит + керосин	30	6,2
	100	4,6
Na-каолинит + вода	1	2,0
	30	2,9
	100	2,9
Ca-каолинит + вода	30	2,0
	100	2,8
Каолинит + воздух	30	2,8
	100	4,5
Каолинит + керосин	1	3,0
Кварц т.р. + вода	1	2,1
	30	2,2
	100	2,2
Микроклин т.р. + вода	1	4,5
	30	4,5
	100	2,8
Тальк т.р. + вода	1	2,8
	30	4,5
	100	6,6
Мусковит т.р. + вода	1	2,6
Глина гидрослюдистая	30	2,1
	100	2,1

Примечание. т.р. - тонкоразмолотый

го эксперимента. Между тем знание равновесных характеристик сжимаемости и набухания глин необходимо для обоснованных прогнозов деформаций оснований сооружений в условиях длительной их эксплуатации.

Оценка наступления равновесного состояния глины под данной степенью нагрузки может быть произведена лишь с определенной точностью, зависящей от принятого критерия стабилизации деформаций. В лабораторной практике исследования деформационных

свойств глинистых грунтов обычно приняты следующие критерии завершения деформаций: от 0,01 мм за 12–24 ч [Ломтадзе, 1972; Месчан, 1974; Троицкая, 1961] до 0,002 мм за 24 ч [Акройд, 1959]. Эти критерии оценивают в основном завершение "первичной" стадии консолидации и не учитывают ее второй стадии. Но для глин и некоторых органо-минеральных грунтов величина деформации на вторичной стадии консолидации может быть соизмерима с ее величиной на первичной стадии и, следовательно, требует своего учета. Так, в случае принятого критерия стабилизации деформаций 0,01 мм за 24 ч величина деформации в год составит 4,4 мм, что значительно превосходит точность измерения осадок сооружений геодезическими методами. Поэтому критерий стабилизации деформации глин под нагрузкой в условиях лабораторного опыта должен быть соизмерим с точностью измерения осадок сооружений и принят в связи с этим равным не менее 0,002 мм за 24 ч. Поскольку процессы деформирования глинистых грунтов при компрессионном сжатии и набухании весьма сложны, но взаимосвязаны, необходимо более подробное изучение механизма набухания и сжатия глинистого грунта.

Исследования выполнялись в стандартных компрессионных приборах конструкции Гидропроекта с площадью сечения кольца 40 см² и высотой 2 см. Свободное набухание $\delta_{нб}$ определялось в приборе А.М. Васильева. При определении давления набухания $P_{нб}$ для создания противодействия (внешней нагрузки) использовались динамометры ДС-1 и ДС-3 различной степени жесткости в зависимости от возможной величины $P_{нб}$, которая предварительно оценивалась в контрольных опытах. Постоянство объема испытуемого образца поддерживалось при помощи винтовой системы с редуктором и фиксацией деформаций грунта мессурой с ценой деления 0,001 мм.

Методика испытания заключалась в следующем. Приготавливались два грунтовых образца-близнеца, которые имели практически одинаковую плотность и влажность ($W = \pm 0,5\%$; $\gamma = \pm 0,01 \text{ г/см}^3$). Затем определялось давление набухания. После получения величины $P_{нб}$ один образец подвергался компрессии, другой - декомпрессии до $P = 0,025 \text{ кгс/см}^2$ (давление штампа и пружины мессуры) после чего этот образец вновь нагружали ступенями (рекомпрессия). Первый образец после компрессии подвергался декомпрессии и рекомпрессии. Результаты опытов позволили выявить влияние микростроения на характер кривых компрессии и декомпрессии. За критерий стабилизации деформации под каждой ступенью нагрузки при компрессии и декомпрессии (набухании) принималась скорость деформации не более 0,001 мм за сутки, что отвечает выходу кривой набухания или консолидации на горизонтальный участок. Общая продолжительность таких испытаний для образцов высотой 2 см достигала 10–20 месяцев.

Результаты опытов представлены в виде графиков зависимости консолидации и набухания каолинита под разными ступенями нагрузки во времени (рис. 47). Из рисунка видно, что развитие процес-

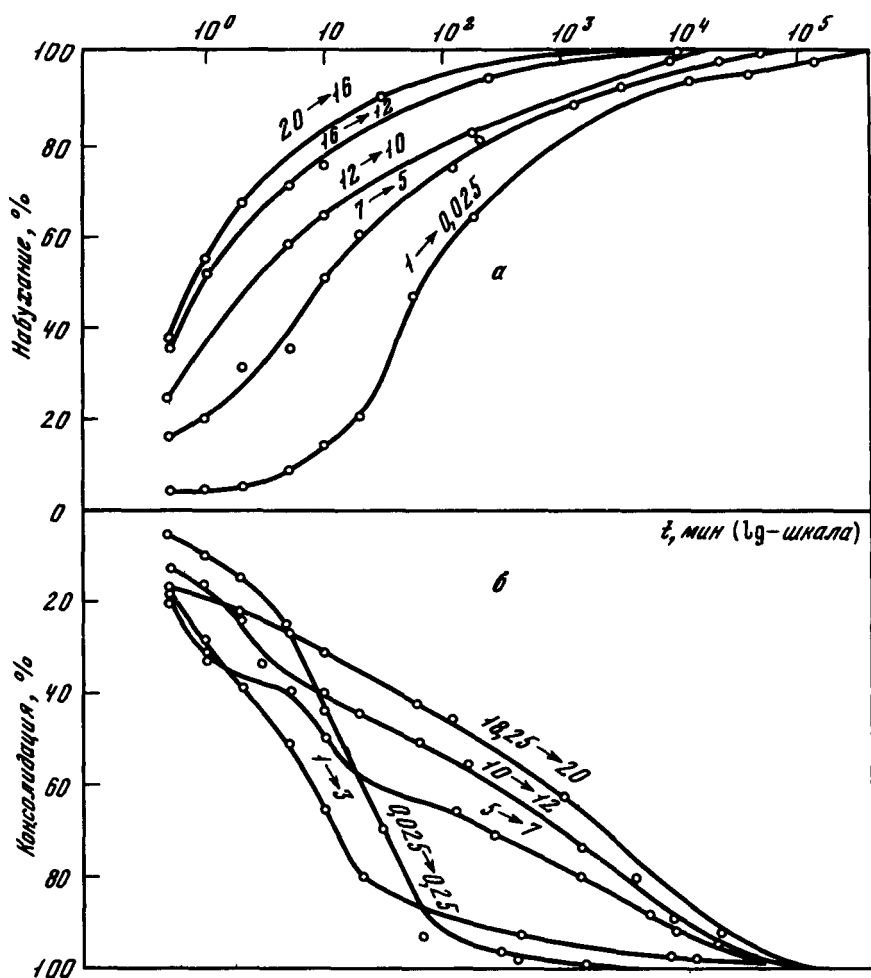


Рис. 47. Изменение кривых набухания (а) и консолидации (б) каолинита во времени для различных значений давления

сов как набухания, так и консолидации происходит аналогично, что особенно отчетливо заметно при сравнении кривых уплотнения и набухания при малых ступенях давления (0,25; 1; 3 кгс/см²). При больших давлениях наблюдается некоторая разница в протекании процесса уплотнения и консолидации. Сходство процессов уплотнения и набухания при малых давлениях обусловлено одинаковым механизмом, управляющим этими процессами. Сопротивление сжатию глины определяется химико-минеральным составом и типом контактов между структурными элементами.

Набухание глины контролируется величиной расклинивающего давления пленок связанной воды на контактах частиц и сопротивле-

нием на растяжение структурных связей. При небольших давлениях в глинах разница в факторах, контролирующих процесс уплотнения и набухания, невелика и это обуславливает сходство кривых. При больших давлениях в процессе уплотнения заметную роль начинают играть механические факторы и характер кривых изменяется.

При достижении равновесного состояния глины под данной нагрузкой существенно уменьшается величина площади петли гистерезиса. Однако кривые компрессии, декомпрессии и рекомпрессии даже в условиях практически достижимого равновесия не всегда будут совпадать в связи с различной текстурой образцов под каждой ступенью давления. Влияние текстуры будет заметно изменять положение кривых компрессии, декомпрессии и рекомпрессии для глин, состоящих из крупных анизодиаметричных частиц (каолинит, гидрослюда), но эта разница будет незначительной для глин монтмориллонитового состава. При набухании глины под небольшим внешним давлением (от веса штампа и давления ножки мессуры) частицы глины получают возможность изменять свою ориентировку при взаимодействии друг с другом. В результате этого взаимодействия формируется трубчато-ячеистая микроструктура наиболее отчетливо выраженная в монодисперсных глинах типа Na-монтмориллонита. При компрессии такой набухшей глины происходит разрушение трубчато-ячеистой микроструктуры и формирование ориентированной текстуры, в которой глинистые частицы располагаются своими базальными плоскостями нормально к действующему давлению. В силу такого изменения строения глины под действием давления ветви компрессии и декомпрессии не будут совпадать и формируются петли гистерезиса. Подводя итоги, можно сделать выводы.

1. Однотипный характер кривых уплотнения и набухания глин во времени является следствием действия одних и тех же причин и прежде всего процессов формирования слоев связанной воды, оказывающих расклинивающее давление на частицы глины.

2. Равновесное состояние глины под данным давлением на образцах "стандартной" высоты (2 см) устанавливается через недели и месяцы после начала процесса. В целях сокращения продолжительности испытания опыты на компрессию и набухание глин следует выполнять в одометрах с меньшей высотой кольца.

3. Действующие в настоящее время лабораторные методики изучения набухаемости грунтов не отражают всей сложности динамики процессов набухания (включая определение давления набухания) и нуждаются в уточнениях величины критерия стабилизации деформаций. В качестве последнего предлагается принять величину скорости деформации за 0,001 мм в сутки.

4. Кривые компрессии, декомпрессии и рекомпрессии глин в условиях равновесного состояния под данным давлением не совпадают в силу различной микроструктуры и микротекстуры на различных стадиях уплотнения или набухания: ячеисто-трубчатого в состоянии предельного набухания при малых и слоисто-ориентированного при больших давлениях.

УПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ПРИ УСАДКЕ

Усадкой грунта называется уменьшение его объема в результате удаления из его пор воды при высыхании или при действии физико-химических процессов (синерезиса, осмоса). Усадка грунта может происходить как в субаэральных условиях при испарении влаги под действием разности температур (разности относительной влажности), так и в субаквальных условиях под действием разности концентраций электролитов и при старении коллоидов.

В результате усадки глинистого грунта плотность его возрастает, но одновременно в массиве грунта образуются трещины, проникающие в глубину на несколько метров. Глинистый грунт под зданием защищен от непосредственного воздействия солнца и дождя, поэтому изменение его объема будет отличаться от изменения объема грунта за пределами сооружения при его усадке и набухании. Вследствие этого возникают дифференциальные деформации массива грунта, вызывающие появление трещин и разрушение сооружений. Кроме того, в результате засыпания усадочных трещин пылью при последующем увлажнении грунта развивающееся давление может привести к разрушению бровки откоса и другим деформациям склонов, а если этот процесс происходит в глинистой засылке подпорной стенки, то может произойти перемещение подпорной стенки и ее разрушение.

Усадка влажного глинистого грунта под действием температуры от плохо изолированных котельных, печей, домов и т.п. (термоусадка) может привести к серьезным деформациям сооружения. Даже при обезвоживании глинистого грунта под тротуарами и фундаментами домов в результате транспирации воды растениями или понижении уровня грунтовых вод отмечаются заметные деформации сооружений и осадки поверхности грунта.

Параметры усадки. Величину усадки грунта в грунтоведении принято характеризовать уменьшением объема или линейных размеров образца по отношению к первоначальному размеру. В первом случае имеем объемную усадку $b_V = \Delta V/V$, а во втором — линейную усадку $b_l = \Delta l/l$ (V и l — первоначальные объем и линейный размер образца).

Объемная усадка для однородного изотропного грунта примерно в три раза больше линейной усадки ($b_V = 3b_l$), но для анизотропных глинистых грунтов это соотношение не будет сохраняться.

Кроме этих параметров усадку глинистого грунта можно характеризовать и отношением изменения объема к конечному объему

$$b'_V = \Delta V / V_K. \quad (6.1)$$

В глинистых грунтах основная усадка происходит на этапе с постоянной скоростью испарения воды и связь между влажностью первоначально полностью водонасыщенного водой грунта с его объемом может быть выражена зависимостью [Лыков, 1968]

$$V_{вл} = V_{сух} [1 + \beta_V (W_H - W_{кр})], \quad (6.2)$$

где, $V_{вл}$ — объем влажного грунта при начальной влажности W_H ; $V_{сух}$ — объем грунта после усадки при критической влажности $W_{кр}$; β_V — коэффициент объемной усадки, показывающий относительное уменьшение объема при изменении влажности на единицу.

Величина коэффициента объемной усадки является характеристикой способности глинистого грунта к усадке и позволяет совместно с критической влажностью $W_{кр}$, равной пределу усадки W_y , или коэффициентом пористости на пределе усадки e_y описать изменение объема грунта при его усадке.

Коэффициент объемной усадки может быть выражен через объемную усадку b_V или b'_V

$$\beta_V = \frac{b_V}{(W_H - W_{кр}) - b_V W_H} \quad (6.3)$$

или

$$\beta_V = \frac{b'_V}{W_H - W_{кр}}. \quad (6.4)$$

Величина объемной усадки грунта может быть рассчитана также по соответствующим значениям коэффициента пористости: $b_{V_{нач}}$ — объемная усадка по отношению к начальному объему

$$b_{V_{нач}} = \frac{e_W - e_{сух}}{1 + e_W}; \quad (6.5)$$

$b_{V_{кон}}$ — объемная усадка по отношению к конечному объему

$$b_{V_{кон}} = \frac{e_W - e_{сух}}{1 + e_{сух}}; \quad (6.6)$$

$b_{V_{ск}}$ — объемная усадка по отношению к объему скелета

$$b_{V_{ск}} = e_W - e_{сух}. \quad (6.7)$$

Для прогноза изменения объема грунта в результате усадки необходимо знать начальную плотность-влажность e_w и предел усадки, выраженный через коэффициент пористости $e_{сух}$. Эти две величины позволят рассчитать как максимальную объемную деформацию, так и вертикальную деформацию в результате усадки

$$\epsilon_{z, \text{усд}} = \frac{e_w - e_{сух}}{3(1 + e_w)}, \quad (6.8)$$

где $\epsilon_{z, \text{усд}}$ — вертикальная относительная деформация в результате максимальной усадки.

Усадка глинистого водонасыщенного грунта протекает в три стадии: замедленная усадка, нормальная усадка, остаточная усадка (рис. 48).

При замедленной усадке вода испаряется в основном из крупных пор, армированных цементирующими веществами, и общее уменьшение объема грунта меньше объема испарившейся воды. Подобное явление характерно для глинистых грунтов с прочной агрегатной структурой, обычно свойственной лёссовым грунтам.

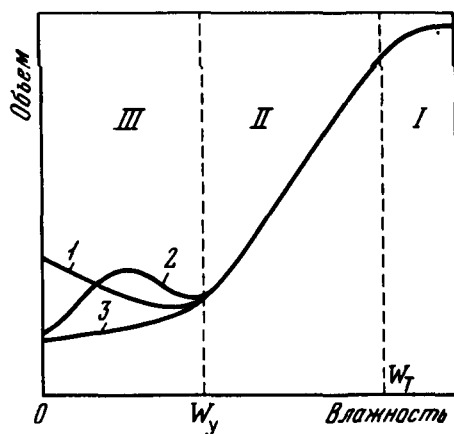


Рис. 48. Изменение объема глин при усадке

I — стадия замедленной усадки, II — стадия нормальной усадки, III — стадия остаточной усадки, 1–3 различные типы остаточной усадки

На стадии нормальной усадки, когда процесс испарения воды происходит с постоянной скоростью, уменьшение объема глинистого грунта примерно равно объему испарившейся воды. В табл. 16 приведены данные, показывающие изменение величины отношения объемной усадки к объемной влажности грунта. Это отношение для всех глинистых грунтов оказывается больше единицы и изменяется от 1,02 до 1,35: наименьшая величина характерна для суглинков, наибольшая — для монтмориллонитовых глин. Отличие величины отношения $b_V / \Delta W_{об}$ от единицы может быть объяснено особым действием воды в порах глинистого грунта, находящейся в поле действия поверхностных сил минеральных частиц, в результате чего она имеет объем меньший, чем в свободном состоянии. Сопоставление показателей гидрофильности и величины $b_V / \Delta W_{об}$, приведенных в

табл. 16, составленной по данным А.А. Васильевой [1960], позволяет обнаружить определенную зависимость: чем выше гидрофильность, тем в большинстве случаев значительнее отличие этого отношения от единицы. Однако в связи со значительным разбросом данных, обусловленных, по-видимому, невысокой точностью определения объемной усадки, четкой зависимости проследить не удастся.

При дальнейшем высыхании грунта изменение объема значительно отстает от изменения объема испарившейся воды и в поры грунта проникает воздух. Между частицами на этой стадии усадки начинают формироваться прочные связи, изменение объема грунта резко замедляется, несмотря на продолжающуюся потерю воды. Начинается стадия остаточной усадки, которая для глины разной структуры и минерального состава протекает различно (см. рис. 48).

Величина остаточной усадки не превышает 2-3% от общей усадки, и характер ее деформации зависит от степени переуплотнения

Таблица 16

Сопоставление объемной усадки с объемной влажностью для глинистых грунтов различного минерального состава и дисперсности

Грунт	Верхний предел пластичности, $\Pi_T, \%$	Число пластичности	Содержание частиц < 0,5 мкм $M_c, \%$	Объемная влажность, %		Объемная усадка, $b_v, \%$	$\frac{b_v}{\Delta W_{об}}$	Показатель гидрофильности, W_T / W_c
				начальная	на пределе усадки			
Бентонит								
огланлинский I	145	102	74	96	28,6	91	1,35	1,96
Бентонит								
огланлинский II	121	79	65	85,3	25,8	75	1,26	1,86
Глина								
юрская	84	53	36	74,4	39,4	53	1,51	2,33
Глина кинельская I	73	46	55	77,6	23,9	66	1,23	1,33
Глина кинельская II	59	34	41	69	23,7	53	1,17	1,44
Глина хвалынская	61	32	63	79,6	28,1	68	1,32	0,97
Глина кудиновская I	69	43	58	81,4	20,5	73	1,20	1,19
Глина кудиновская II	64	42	46	80,6	19,8	62	1,02	1,39
Глина кудиновская III	43	23	22	67	30,5	42	1,15	1,96
Каолинит								
глуховецкий	49	13	34	69,6	41,4	36	1,28	1,44
Глина легкая	38	18	34	61,2	22,1	43	1,11	1,12
Суглинок								
тяжелый	37	16	26	59,4	26,5	37	1,12	1,42
Суглинок								
лессовидный	29	14	25	58,7	25,4	40	1,20	1,16

и минерального состава грунта. Так, для каолиновой глины характерно увеличение объема на стадии остаточной усадки (первый тип остаточной усадки, см. рис. 48), причем, чем больше было давление уплотнения, тем больше расширение грунта, т.е. остаточная усадка каолиновой глины связана с упругой деформацией в результате уменьшения капиллярного давления на скелет. Для гидрослюдистой глины характерно монотонное уменьшение объема на стадии остаточной усадки (третий тип остаточной усадки, см. рис. 48) со скоростью на порядок меньшей, чем на стадии нормальной усадки. Для монтмориллонитовой, а также галлуазитовой и палыгорскитовой глины после окончания нормальной усадки наблюдается сначала некоторое увеличение объема (второй тип остаточной усадки, см. рис. 48), а затем уменьшение вплоть до достижения нулевой влажности. Для монтмориллонита увеличение объема на стадии остаточной усадки происходит тогда, когда в грунте остается гигроскопическая влага, которая характеризуется островным распределением на поверхности частиц и не может обеспечить равномерное покрытие поверхности. Уплотнение на стадии остаточной усадки обусловлено межчастичным взаимодействием вследствие устранения экранирующей роли связанной воды.

Силы, действующие при усадке глинистого грунта. Изменение объема глинистого грунта при усадке происходит под действием системы сил: капиллярного давления; сил притяжения и отталкивания между частицами; сил упругого расширения минеральных частиц после снятия капиллярного давления и удаления связанной воды; давления кристаллизации соединений выпавших в осадок.

Капиллярные силы играют важную роль в механизме усадки глинистых грунтов. При испарении воды с поверхности водонасыщенных глинистых грунтов на границе раздела вода-воздух-скелет возникают капиллярные мениски и на скелет грунта начинают действовать сжимающие капиллярные силы, которые увеличиваются до тех пор, пока кривизна менисков не достигнет предельной величины, отвечающей размеру пор. В дальнейшем капиллярные мениски перемещаются внутрь грунта, а капиллярное давление вызывает его уплотнение.

Величина капиллярного давления, действующего на скелет грунта, может быть выражена либо через высоту капиллярного поднятия h_k , либо через величину всасывающего давления ψ , либо через величину поверхностного натяжения σ и размер частиц R .

Минеральный скелет грунта испытывает в зоне капиллярной каймы значительное сжимающее эффективное давление $P_k = \gamma_b h_k$ (γ_b — объемный вес воды) или $P_k = \gamma_b \psi$ (ψ — величина всасывающего давления).

Так как величина капиллярного поднятия в глинистых грунтах естественного сложения может достигать 4–8 м и более, возникающее при этом капиллярное давление может заметно повлиять на уплотнение и прочность массива грунтов.

При переходе воды от капиллярного состояния к канатному, а затем к стыковому величина капиллярного давления меняется. При

этом для наиболее плотной укладки шаровых частиц при полном их смачивании капиллярное давление изменяется следующим образом [Лыков, 1954]:

капиллярное состояние: $P_K = 4,1 \sigma/R$;

канатное состояние: $P_K = 6,9 \sigma/R$;

стыковое состояние: $P_K = 12,9 \sigma/R$.

Как показал У.Б. Питч [1969], капиллярное давление в стыковой воде зависит от отношения величины зазора между частицами к диаметру частиц, что приводит к увеличению числового множителя в последней формуле. Величина капиллярного давления, рассчитанная по приведенным формулам для высокодисперсных систем, состоящих из частиц размером 1 мкм, может достигать десятков килограмм на 1 см².

Замеры напряжений, возникающих в глинистых грунтах в процессе их усадки показали, что эффективные напряжения, измеренные мессдозами могут достигать десятков килограмм на 1 см².

В качестве основы для дальнейшего анализа напряжений в скелете грунта при усадке можно использовать концепцию эффективного напряжения Терцаги.

В связи с действием сил притяжения и отталкивания между частицами при усадке эффективное напряжение на контакте частиц, определяющее их сопротивление смещению, можно представить в виде уравнения [Шридхаран, Рао, 1971]

$$P_y = P - x U_w \pm (R + A), \quad (6.9)$$

где P_y — давление на контакте между частицами; $P - x U_w = P'$ — эффективное давление, действующее в структурной системе скелета; R и A — силы отталкивания и притяжения между частицами соответственно.

При усадке водонасыщенного глинистого грунта эффективное давление P' равно капиллярному давлению P_K , поэтому давление на контакте частиц можно представить в виде равенства

$$P_y = P_K \pm (R + A). \quad (6.10)$$

При наличии внешнего давления P на грунт, действующего одновременно с процессом усадки, получим

$$P_y = P + P_K \pm (R + A). \quad (6.11)$$

Но усадка глинистого грунта будет наблюдаться лишь в том случае, когда сумма сил капиллярного давления и межчастичного взаимодействия будет больше внешнего давления. В противном случае для плотного грунта, находящегося под действием внешнего давления, будет наблюдаться лишь удаление воды из пор без существенного изменения его объема.

Величина капиллярного давления прямо пропорциональна поверхностному натяжению порового раствора, краевому углу смачивания и обратно пропорциональна радиусу капилляра. Поверхностное натя-

Таблица 17

Величина краевого угла смачивания водой
некоторых минералов [Огородникова,
Воронкевич, 1968]

Минерал	$\cos \theta$	θ°
Кварц	0,98	11
Микроклин	0,96	16
Роговая обманка	0,92	23
Кальцит	0,67	48

Примечание. Поверхности минералов
гладкие.

жение определяется видом поровой жидкости и зависит от температуры. Для водных поровых растворов поверхностное натяжение меняется с температурой в небольших пределах. Величина краевого угла смачивания для водных растворов зависит от минерального состава грунта и от наличия гидрофобных или гидрофильных веществ на поверхности минеральных частиц. Значения краевого угла смачивания водой чистых минеральных поверхностей приведены в табл. 17, из которой видно, что наилучшей смачиваемостью водой обладает кальцит.

Наличие гидрофобизирующих веществ на поверхности минеральных частиц в значительной степени увеличивает краевой угол смачивания и уменьшает величину капиллярного давления.

Силы отталкивания между частицами обусловлены взаимодействием двойных электрических слоев, которые удаляются в процессе усадки и кулоновскими силами между одноименно заряженными участками минеральных частиц. Силы отталкивания между частицами зависят от диэлектрической проницаемости среды и расстояния между частицами. Силы притяжения между частицами обуславливаются действием ван-дер-ваальсовых и кулоновских сил и зависят от диэлектрической проницаемости среды и расстояния между частицами.

Все эти силы (P_k , R , A) при усадке действуют одновременно и расчлнить их влияние трудно, но если применять в качестве поровых растворов жидкости с различными значениями диэлектрической проницаемости и поверхностного натяжения, то можно оценить приблизительно влияние отдельных факторов, анализируя величину усадки глин.

В табл. 18 приведены значения предела усадки каолинита, полученные при испарении из пор жидкостей различной полярности. Анализ данных по усадке каолинита с различными жидкостями показывает заметное влияние как диэлектрической проницаемости жидкости, так и поверхностного натяжения. Из табл. 18 видно, что с увеличением диэлектрической проницаемости жидкостей предел усадки неуклонно уменьшается. Причем особенно резкое уменьшение усадки происходит при изменении диэлектрической проницаемости

Таблица 18

Влияние вида поровой жидкости и начальной текстуры на предел усадки каолинита [Шридхаран, Рао, 1971]

Поровая жидкость	Диэлектрическая проницаемость	Дипольный момент, дебай	Поверхностное натяжение, дин/см	Коэффициент пористости на пределе усадки		
				обычная методика	усадка после уплотнения $P = 1,093 \text{ кгс/см}^2$	усадка при одинаковой исходной текстуре
Гексан	1,89	0,08	17,90	1,670	1,311	1,148
Гептан	1,92	0	19,80	1,700	1,427	1,211
Четыреххлористый углерод	2,28	0	26,15	1,553	1,291	1,291
Бензин	2,28	0	28,14	1,373	1,162	1,120
Этилацетат	6,02	1,81	23,15	1,055	1,001	1,009
Ацетон	20,70	2,72	22,17	1,007	0,900	0,925
Этиловый спирт	24,30	1,68	21,9	1,081	0,950	0,899
Метиловый спирт	32,63	1,664	22,12	0,905	0,878	0,915
Вода	80,4	1,84	72,75	0,763	0,725	0,757

от 1,89 до 6,02, затем интенсивность уменьшения $\epsilon_{\text{усд}}$ несколько ослабевает (рис. 49).

Зависимость предела усадки от величины поверхностного натяжения оказывается сложнее. Так для ряда жидкостей гексан-гептан-четыреххлористый углерод и для ряда этиловый спирт-метиловый спирт-ацетон-этилацетат наблюдается увеличение $\epsilon_{\text{усд}}$ с увеличением поверхностного натяжения, а для воды наблюдается наименьшее значение $\epsilon_{\text{усд}}$. Если проследить изменение $\epsilon_{\text{усд}}$ в ряду четыреххлористый углерод-бензин-вода, то наблюдается закономерное уменьшение предела усадки с ростом поверхностного натяжения. Эта кривая является предельной для исследованных жидкостей.

Таким образом, для жидкостей с величиной поверхностного натяжения меньше 28 дин/см наблюдается увеличение предела усадки с увеличением поверхностного натяжения, а для жидкостей с величиной поверхностного натяжения больше 28 дин/см наблюдается уменьшение $\epsilon_{\text{усд}}$ с ростом поверхностного натяжения. Последнюю закономерность можно объяснить тем, что с увеличением поверхностного натяжения возрастает капиллярное давление, по величине превышающее силы взаимодействия между частицами и обуславливающее уплотнение глины при усадке.

Но если рассмотреть ряд жидкостей, приведенный в табл. 19, то увидим, что повышение поверхностного натяжения не приводит к увеличению плотности глины при усадке, что можно объяснить только тем, что в результате интенсивного взаимодействия частиц в жидкости с низким значением диэлектрической проницаемости фор-

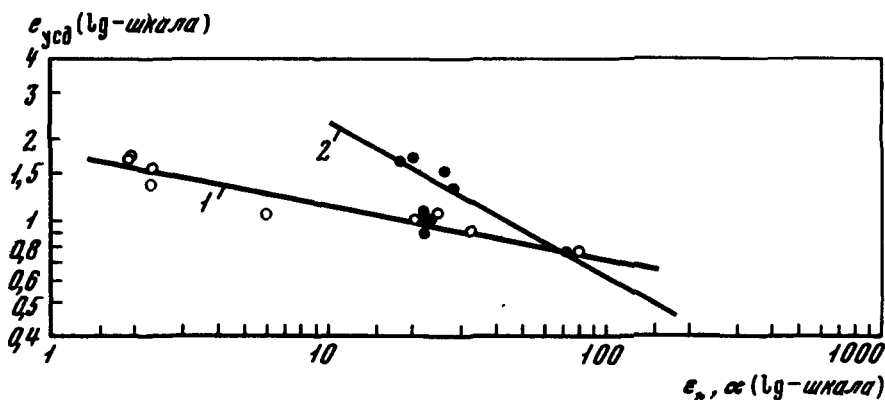


Рис. 49. Зависимость коэффициента пористости каолинита на пределе усадки от диэлектрической проницаемости (1) и поверхностного натяжения (2) поровой жидкости (по данным А. Шридхаран и В. Рао, 1971)

мируется высокая прочность между частицами (высокая прочность структуры), которая противостоит возрастающему действию капиллярного давления. Таким образом, низкое значение диэлектрической проницаемости среды способствует возникновению прочных структурных связей между частицами.

При наличии в порах глинистого грунта жидкости с низкой диэлектрической проницаемостью и низким дипольным моментом межчастичные связи проявляются в максимальной степени и возникает устойчивая высокопористая структура с сравнительно небольшим количеством прочных контактов в единице объема. Эти межчастичные силы представляют собой силы сцепления, связывающие частицы в местах их контактов. Но скелет грунта в целом не нагружен, что доказывается отсутствием усадки при сублимации быстрозамороженной глины. Наличие этих сил сцепления между частицами не вызывает уплотнения дисперсной системы в целом, но обуславливает проявление сил сопротивления разрыву и сдвигу.

Кроме этих сил сцепления на объем грунта действует капиллярное давление, которое передается от частицы к частице и воздействует на весь объем грунта, в котором имеется вода в капиллярном состоянии. Силы сцепления между частицами, возникающие в аполлярной жидкости, обратимы. Так, если аполлярная жидкость заменена водой, или другой жидкостью, то усадка грунта по величине близка к усадке с жидкостью заменившей аполлярную; для каолинита с четыреххлористым углеродом $e_{усд} = 1,29$, после вытеснения и замещения его водой $e_{усд} = 0,76$. Это может произойти только в случае, если в грунтах с аполлярной жидкостью формируются точечные контакты, доступные для молекул воды.

Основные факторы, определяющие усадку грунтов. Усадка грунтов зависит от их химико-минерального состава, структуры и текстуры. Влияние минерального состава на величину усадки выража-

Таблица 19

Влияние вида поровой жидкости на предел усадки каолинита
[Шридхаран, Рао, 1971]

Жидкость	Диэлектрическая постоянная	Поверхностное натяжение	$\epsilon_{\text{усд}}$
Этиловый спирт	27,8	21,9	0,90
Метиловый спирт	32,3	22,1	0,915
Ацетон	21,5	22,2	0,925
Этилацетат	6,0	23,2	1,01
Бензин	2,3	28,1	1,12

ется через кристаллохимию поверхности минеральных частиц и их кристаллическую структуру (подвижная или нераздвигающаяся кристаллические решетки), а также через дисперсность и начальную плотность. Данные по усадке глинистых грунтов различного минерального состава приведены в табл. 20, из которой видно, что наименьшие значения коэффициента объемной усадки характерны для монтмориллонитовых глин ($\beta_V = 0,2-0,8$) и торфа ($\beta_V \approx 0,4$), а для других глинистых минералов β_V изменяется от 2,2 до 3,1. Величина β_V зависит от структуры грунта и вида связи влаги со скелетом грунта. Так, для игольчатых минералов — галлуазита и палыгорскита $\beta_V = 2,4-2,6$, а для пластинчатых частиц каолинита и гидрослюда $\beta_V = 2,2-3,1$. Для плохо окристаллизованных частиц каолинита и гидрослуд β_V может снизиться от 1,9–2,2 и т.д. Таким образом, чем гидрофильнее минерал (выше его кристаллохимическая активность), тем ниже значение β_V , но чем крупнее частицы и выше их агрегированность, тем величина β_V больше.

Для глинистых минералов, находящихся в одинаковом состоянии, величина усадки будет наибольшей для монтмориллонитовых и палыгорскитовых глин и наименьшей для каолинитовых и гидрослюдистых. Для глин, состоящих из частиц игольчатого габитуса характерна сравнительно большая усадка, что объясняется рыхлой упаковкой таких частиц в образце.

Величина усадки глинистых пород в сильной степени зависит от начальной пористости — влажности: чем выше начальная пористость (влажность), тем больше усадка. На рис. 50 приведены результаты определения объемной усадки для глинистых грунтов различного состава и плотности. Величина объемной усадки закономерно уменьшается с уменьшением пористости образцов и для образцов глин с нарушенной структурой, а также со слабыми структурными связями и может быть выражена простой эмпирической зависимостью:

$$\beta_V = cn - n_0, \quad (6.12)$$

где n — пористость грунта; c и n_0 — параметры зависимости.

Таблица 20

Параметры усадки глинистых грунтов различного минерального состава

Образец	Начальная влажность, %	Объемная усадка, %	Предел усадки, %	Коэффициент пористости на пределе усадки	Коэффициент объемной усадки
Монтмориллонитовые глины	83-250	24-71	51-131	1,3-3,3	0,2-0,8
Гидрослюда (иллит)	17-38	11-24	11-19	0,31-0,53	2,44-3,0
Са-иллит	80	48	24,6	0,7	2,8
Са-иллит ориентированной текстуры	70	41,4	26,7	0,76	3,0
Са-иллит хаотической текстуры	70	44,1	24,8	0,68	3,1
Ча-часовьярская глина (каолинит, гидрослюда, смешанослойные минералы)	34	22,3	14,6	0,54	1,9
Са-часовьярская глина	27,2	18,2	15,4	0,57	2,7
Палыгорскит	93	31	51	1,2	2,4
Каолинитовые глины	9-56	8,2-23,2	5-35	0,13-0,7	2,2-2,9
Галлуазитовые глины	33-50	17,4-31,3	20-22	0,48-0,53	2,4-2,6
Торф	-	-	-	-	0,36
Моренный суглинок	-	-	-	-	1,8-2,1
Лёссовый суглинок ненарушенный	15,1	5,12	3,16	-	1,23
То же, нарушенной структуры	21,84	20,08	3,61	-	1,45
Лёссовый тяжелый суглинок ненарушенный	19,80	10,08	3,42	-	2,53
То же, нарушенной структуры	32,94	41,7	3,39	-	2,64

Примечание. В таблице приводятся данные следующих авторов: Р.Грима [1967], Е.Олсона [1962], В.В. Охотина [1937], А.В. Лыкова [1954], В.Н.Ананьева [1964], Л.Б. Передельского и В.П. Ананьева [1973].

Параметр s показывает скорость изменения объемной усадки для грунтов различного состава. Параметр n_0 представляет то минимальное значение пористости, ниже которого в грунте усадка практически не проявляется в макрообъеме. Для грунтов различной дисперсности и химико-минерального состава величина n_0 может изменяться примерно от 20 до 40%. Наименьшее значение минимальной пористости грунта, по существу равной пределу усадки, будет наблюдаться у высокодисперсных органо-минеральных грунтов (ила, торфа, сапропели и т.п.), а наибольшее — у грубодисперсных скелетных грунтов.

Влияние на усадку прочности структурных связей оказывается очень значительным для лёссовых пород. Так, данные Н.Я.Денисова [1956], В.П. Ананьева [1964] по усадке лёссовидного суг-

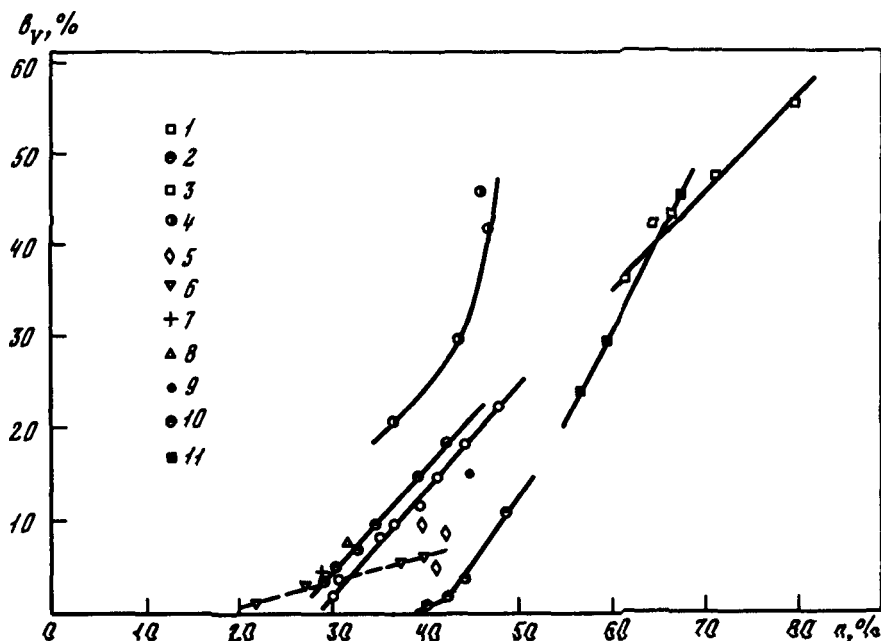


Рис. 50. Зависимость объемной усадки глинистых грунтов от начальной пористости

1 - ил Черного моря (Горькова, 1958); 2,3 - часовьярская глина (Охотин, 1937); 4,5 - лессовый тяжелый суглинок нарушенной и ненарушенной структуры соответственно (Ананьев, 1964), 6 - глина со дна Каспийского моря (Коперина, Дворецкая, 1965), 7 - кембрийская глина, 8 - моренный суглинок, 9 - неокомская глина, 10 - каолинит (Шриджаран, Рао, 1971), 11 - Са-иллит (Олсон, 1962)

линка нарушенной и ненарушенной структуры показывают, что усадка паст в 3,6–5,8 раза выше усадки образцов с естественными структурными связями при одинаковой начальной пористости или влажности образцов. Но для молодых глинистых отложений влияние структурных связей на усадку при отсутствии прочного цемента может быть и несущественным (см. рис. 50, 1,2 и 5).

Влияние структурных связей на усадку грунта объясняется тем, что естественные структурные связи препятствуют уплотнению грунта при усадке, тогда как в пасте частицы могут более свободно перемещаться относительно друг друга и образовывать более плотные структуры.

Величина усадки зависит также от содержания в грунте глинистых частиц: чем выше дисперсность глинистых грунтов, тем больше величина усадки при прочих равных условиях. Но для лессовых грунтов ненарушенной структуры, как показал В.П. Ананьев [1964], такая зависимость отсутствует.

Влияние обменных катионов и концентрации солей в поровом растворе на величину усадки осуществляется через изменение толщины слоя связанной воды и начальную пористость (влажность). Монтмориллонитовые глины, насыщенные ионом натрия или лития, обнуживают наибольшую усадку, так как для них характерна высокая гидрофильность и высокая начальная влажность. Для гидрослюдистых глин высокая усадка будет также характерна в случае обменного натрия, но при наличии в обменном комплексе этих глин обменного калия, кальция, а также трехвалентных катионов усадка будет меньше.

Влияние текстуры на усадку может быть установлено путем сравнения величин усадки образцов глины с различной начальной текстурой (табл. 21). Из таблицы видно, что наибольшая усадка глин наблюдается в случае ориентировочной текстуры, когда частицы расположены в основном параллельно друг другу, а наименьшая наблюдается для глин с хаотически расположенными частицами.

Влияние исходной текстуры глин на конечную величину предела усадки для рассмотренных глин, как видно из приведенных данных, не превышает 5–10%. Отсюда можно сделать вывод, что анизотропия усадки глин, обусловленная наличием ориентированных частиц, также будет находиться в пределах 5–10%.

В процессе усадки глинистого грунта происходит изменение его структурно-механических свойств, которое выражается, с одной стороны, в уплотнении и упрочнении грунта, а с другой – в разрушении грунта (трещинообразование).

Для образцов глины высушиваемых в мягком режиме в лабораторных условиях разрушения не наблюдается, а после стадии уплотнения по мере высыхания образца прочность повышается, предельное значение ее при минимальной влажности зависит от минерального состава и достигает значений, измеряемых десятками и первыми сотнями килограмм на 1 см² (рис. 51). Увеличение прочности глинистого грунта в результате его высушивания и усадки обусловлено уплотнением и удалением воды из контактов между частицами, а

Таблица 21

Влияние исходной текстуры глин на величину предела усадки

Глинистый минерал	Коэффициент пористости на пределе усадки при исходной текстуре		Δe	$\frac{\Delta e_{ор}, \%}{e_{усд}}$
	ориентировочной	хаотической		
Каолинит	0,725	0,757	0,032	4,4
Са-иллит	0,702	0,768	0,066	9,4

Рис. 51. Прочность на одноосное сжатие часовой глины после усадки (1) и после уплотнения водонасыщенных образцов (2) (по данным В.В. Охотина, 1937)

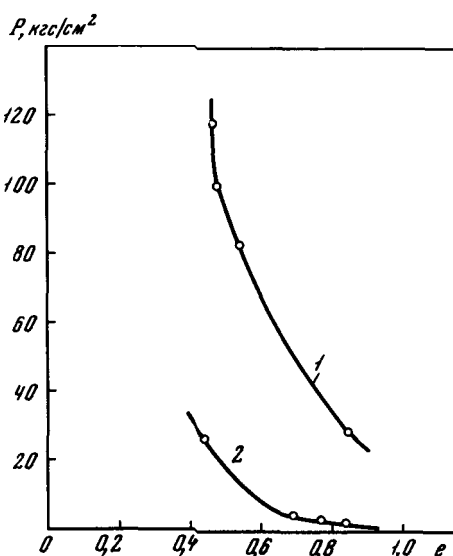
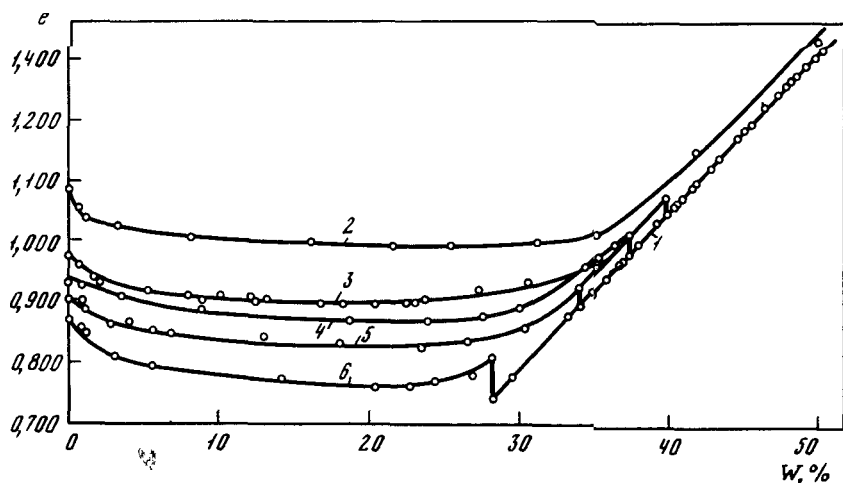


Рис. 52. Зависимость коэффициентов пористости каолинистой глины от влажности при компрессионном уплотнении (1) и усадке (2-6) после уплотнения давлением 0,5, 10, 20, 60 кгс/см² соответственно



также кристаллизацией солей на контактах частиц, вследствие чего интенсивность электростатического и молекулярного взаимодействия возрастает, что и определяет увеличение прочности. В результате этого прочность глинистых грунтов после усадки оказывается значительно выше прочности уплотненных, но водонасыщенных грунтов.

Величину максимального капиллярного давления на скелет грунта можно определить либо непосредственным замером при помощи мессдоз, установленных в грунт, либо сравнением значения коэффициента пористости грунта после усадки с компрессионной кривой. На рис. 52 приведены зависимости изменения коэффициента по-

Таблица 22

Результаты исследования усадки глин

Образец	Давление уплотне- ния, кгс/см ²	Кoeffи- циент порист- ости	Объемная усадка, %			Скорост усадки, %/сутки	усадки, %/сутки		Отноше- ние VI / VII на стадии нормаль- ной усад- ки	Влаж- ность условно- го преде- ла усад- ки	Кoeffи- циент пористос- ти после усадки	Кoeffициент анизотропии	Давление усадки по интерпо- ляции, кгс/см ²	
			общая	нормаль- ная	остаточ- ная		нормаль- ной	остаточной						
								увеличение объема						уменьше- ние объ- ема
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Каолнитовая	0	1,35	17,5	17,5	2,5	0,90	0,048	-	1	22	1,05	1,57-1,0	12-14	
	5	1,04	12,0	12,0	3,0	0,85	0,040	-	1		0,97	1,48-1,0		
	10	0,97	10,0	10,0	4,0	0,72	0,058	-	1		0,93	1,40-1,0		
	20	0,90	8,0	8,0	4,5	0,43	0,058	-	1		0,92	2,20-1,0		
	60	0,74	2,5	2,5	5,5	0,20	0,088	-	1		0,86	1,60		
Галлуазитовая	10	1,18	18,0	18,0	-	1,58	0,08	0,08	1	24	0,80	1,60	60	
	60	0,86	4,0	4,0	-	0,40	0,12	0,15	-		0,74	1,55		
Монтморил- лонитовая	0	2,66	116,0	114,0	2	1,70	0,10	0,15	1	22	0,69	1,2	40-45	
	5	1,45	44	42	2	1,65	0,10	0,15	-		0,68	0,8		
	10	1,20	28	26	2	1,10	0,15	0,15	-		0,68	0,7		
	20	1,02	22	20	2	1,0	0,05	0,13	-		0,69	0,7		
	60	0,84	12	10	2	0,33	0,05	0,13	-		0,68	1,5		
Гидрослюдистая	0	1,47	50	47	3	1,13	-	0,10	-		0,74	1,10-2,0	60 80	
	5	1,00	22	19	3	1,06	-	0,10	1	23	64	0,85-1,7		
	10	0,90	18	15	3	0,88	-	0,08	-		62	0,8-1,4		
	20	0,78	11	8	3	0,66	-	0,08	-		615	0,7-1,0		
	60	0,64	5	2	3	0,62	-	0,03	-		595	1,0		
Палыгорски- товая	10	2,42	45	43	2	3,95	-	-	1	49	1,39	0,80-1,0	100	
	80	1,75	20	18	2	0,66	0,25	0,25	-		1,41	0,86-4,0		
Диатомит	10	1,0	26	24	2	0,85	-	-	0,8	10	0,53	1,2-1,0	-	
	60	0,6	22	20	2	1,12	-	-	0,54		0,27	1,6		
Палеогено- вая	10	0,80	8,5	7,0	1,5	0,72	0,034	0,4	0,4	13	0,67	0,5-1,0	20	
	60	0,55	2,3	0,7	1,5	0,70	0,034	-	-		0,52	1,0		
Неогеновая I	10	0,85	16,5	13,0	3,5	0,92	0,10	-	0,4	14	0,59	0,6-1,5	60	
	60	0,62	6,0	3	3,0	0,22	0,09	-	-		0,51	0,6-1,7		
Неогеновая II	10	1,04	38	34	4	1,8	0,11	1,0	1	14	0,68	1,12-2,5	60	
	60	0,69	18	13	5	1,0	0,10	-	-		0,63	1,0-3,0		
Неогеновая III	10	0,615	37	32,0	5	1,5	0,12	-	1	12	0,327	1,2-1,4	60	
	60	0,370	20	15,0	5	0,6	0,12	-	-		0,330	1,14-2,0		
Четвертичная	10	0,77	18,5	15,0	3,5	1,5	0,07	-	1	16	0,49	0,7-2,7	60	
	60	0,425	5,5	2,0	3,5	0,35	0,07	-	-		0,445	4,5		

Таблица 22 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Хвалынская	10 60	0,60 0,40	20 5	17 2	3 3	1,55 0,80	0,045 0,045	- -	1 -	13	0,37 0,34	1,0-2,0 0,5-1,0	60
Юрская	10 60	0,815 0,510	26,0 8,0	23,5 5,0	2,5 4,0	1,5 0,60	0,05 0,05	- -	1 -	14	0,435 0,390	0,7-1,25 1,1-1,3	60
Моренный суглинок	10 60	0,48 0,34	10 3	8,5 1,5	1,5 1,5	1,2 0,5	0,05 0,05	- -	0,75 -	9	0,34 0,30	0,7-2,0 2,0-2,5	60

ристости каолининовой глины при усадке и при компрессии¹. Видно, что стадия нормальной усадки протекает так же, как и компрессионное уплотнение, что может быть только при действии одинаковых по величине сил. На основе этого факта можно оценить величину капиллярного давления на стадии нормальной усадки. В табл. 22 и на рис. 53 приведены некоторые данные, показывающие, что давление усадки в конце стадии нормальной усадки достигает десятков килограмм на 1 см².

Влияние усадки в природных условиях на формирование толщи переуплотненных глинистых пород. Усадка глинистых пород, происходящая в субаэральных и субаквальных условиях, приводит к формированию переуплотненных глинистых пород. Массив пород, подвергшийся усадке, имеет меньшую сжимаемость и большую прочность, чем нижележащие более древние слои. Точное установление мощности этих слоев переуплотненных глинистых пород представляет существенный практический интерес, так как позволяет рационально использовать их для строительства. Скандинавские инженеры-геологи изучили некоторые закономерности формирования и физико-механические свойства таких переуплотненных слоев и с успехом строят на них сооружения.

Приобретает значение определение степени переуплотнения слоя породы для правильного заложения фундамента сооружений. Одним из методов установления мощности слоя переуплотненного грунта является сравнение величин природного давления $P_{пр}$ и максимального, предшествующего давления уплотнения P_c , определенного по перелому компрессионной кривой, построенной в координатах $e - \lg P$. Для переуплотненных слоев глинистого грунта $P_c > P_{пр}$, а для нормально уплотненных $P_c = P_{пр}$. Н.Симонс [1957] и Т.С. Кенни [1965] показали, что для поверхностной толщи отложений $P_c > P_{пр}$. Причем разница между P_c и $P_{пр}$ была наибольшей для поверхностной толщи отложений, а с глубиной уменьшалась. На глубинах от 6-9 до 15-18 м $P_c = P_{пр}$. Эти глубины можно считать за нижнюю границу проникновения усадочных процессов в толщу современных

глинистых отложений за период 10-20 тыс. лет после отступления ледника.

Толща глин была довольно однородной по дисперсности и минеральному составу, но влажность поверхностной переуплотненной толщи была ниже, чем на глубине. Во всех случаях наблюдалась отчетливая зависимость между влажностью глины и величиной P_c : чем меньше влажность (больше усадка), тем выше величина предшествующего давления уплотнения P_c . Из данных Т.Кенни и Н.Симонса видно, что процессы усадки и сопровождающие их процессы выветривания оказывают на поверхностную толщу глин воздействие, превосходящее в 2-10 раз природное давление. Из этого следует, что для поверхностной толщи глинистых грунтов мощностью до 6-18 м отсутствует равновесие между действующим природным давлением и пористостью-влажностью и что свойства поверхностной толщи определяются в основном переуплотнением грунтов в результате действия процессов усадки, диагенеза, цементации и минералообразования.

Влияние усадки глинистых грунтов на их механические свойства выражается в заметном изменении их деформируемости. Так, установлено, что усадка хвалынских глин, сопровождаемая последующим увлажнением, приводит к существенному увеличению сжимаемости глин: коэффициент уплотнения для глины естественной структуры и влажности $a_{0-2} = 0,038 \text{ см}^2/\text{кгс}$, а после усадки и набухания $0,088 \text{ см}^2/\text{кгс}$, т.е. сжимаемость возросла почти в 2,3 раза. Увеличение сжимаемости в результате усадки и последующего увлажнения обуславливается разрывом природных цементационных структурных связей и увеличением пористости глин. Этот процесс весьма характерен для переуплотненных глин и обычно проявляется при вскрытии глин в котлованах и выемках.

При усадке грунта появляются трещины в результате неравномерного распределения влаги и температуры в грунте. Усадка влажного глинистого грунта при равномерном распределении влаги и температуры является физическим свойством тела при удалении из него жидкости и не вызывает каких-либо разрывов сплошности. Усадка грунта при неравномерном распределении влажности и тем-

¹ Опыты выполнялись Р.И. Димитровой.

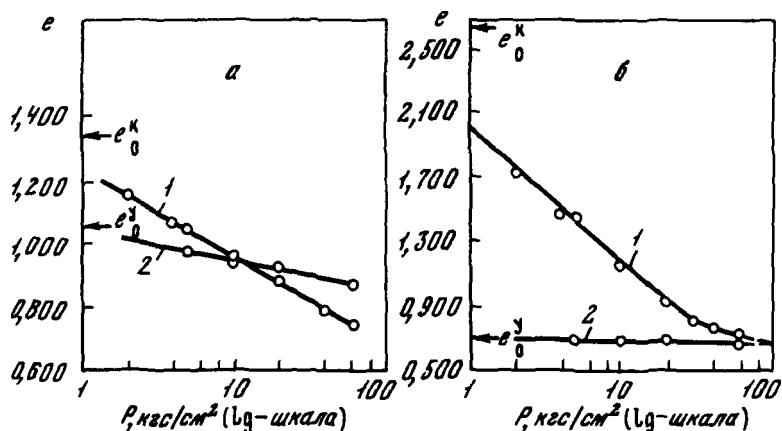


Рис. 53. Сравнение равновесных коэффициентов пористости каолинита (а) и монтмориллонита (б) после компрессии (1) и усадки (2)

пературы вызывает неоднородное напряженное состояние, в результате чего появляются трещины. При этом в центре тела возникают сжимающие, а на поверхности – растягивающие напряжения. Возникающие при этом перемещения отдельных блоков породы взаимодействуют по касательной друг с другом, и на границах их возникает кайма ориентированных частиц.

Явление локального разрушения от действия напряжений мы наблюдаем в случае высыхания глины в природных условиях, где наблюдается шелушение, т.е. отделение с поверхности чешуек глины и возникновение полигональной сети поверхностных клиновидных трещин.

В лёссовых породах с естественными структурными связями при усадке возникала микротрещиноватость, которая была наиболее интенсивной при наличии агрегатов из гидрофильных глинистых минералов. Но при усадке образцов нарушенной структуры не наблюдалось возникновения внутренней микротрещиноватости.

Изменение сейсмoeлектрического эффекта второго рода в глинистых грунтах в процессе их усадки. Одновременно с уплотнением глинистого грунта при усадке изменяется интенсивность взаимодействия частиц друг с другом, в результате чего грунт упрочняется. С целью познания физической сущности процессов происходящих при усадке глинистых грунтов, было изучено изменение сейсмoeлектрического эффекта при высыхании глинистых грунтов.

Под сейсмoeлектрическим эффектом следует понимать возникновение разности потенциалов между двумя соседними точками во влажной горной породе при прохождении упругой волны. Впервые сейсмoeлектрический эффект горных пород был обнаружен А.Г.Ивановым [1939, 1940] при проведении взрывов в поле и назван им сейсмoeлектрическим эффектом второго рода E . В дальнейшем сей-

смаз эффект был получен в лаборатории на образцах скальных горных пород. Сейсмоз эффект изучался также для различных мономинеральных, моноионных и полиминеральных глинистых грунтов в процессе их усадки [Зиангиров, Чжао Цзэ-Сань, 1965].

Для исследования электрических зарядов в грунтах был использован ультразвуковой сейсмоскоп. Кратковременный электрический импульс, выработанный блоком генераторов, поступал на пьезодатчик-излучатель упругих колебаний. Созданный пьезодатчиком упругий импульс через акустическую задержку распространялся в образец глинистого грунта и возбуждал в нем сейсмоз электрические колебания. Эти электрические колебания через электроды подавались на усилители сейсмоскопа и фиксировались на экране электронно-лучевой трубки. Пьезоизлучатель был изготовлен из кристалла сегнетовой соли 45-х среза в виде кубика размером $2 \times 2 \times 2$ см с основной частотой 60 кГц и заключен в металлическую обойму. Акустическая задержка представляла плексигласовый цилиндр диаметром 3 см, высотой 6 см и применялась для получения более четкого первого вступления электрического колебания и для изоляции образца от электрического напряжения, подаваемого на кристалл сегнетовой соли. Хороший акустический контакт между пьезоизлучателем и акустической задержкой достигался посредством касторового масла.

Электроды находились на торцах образца. Нижний станиолевый электрод прикреплялся к акустической задержке, верхний электрод из медной фольги приклеивался к резиновой пластинке клеем БФ-2, а резиновая пластинка прикреплялась к грузу, прикладываемому к образцу для достижения лучшего контакта между электродами и образцом.

Исследования проводились на специально сформованных грунтовых цилиндрах высотой и диаметром 2,5 см. Образцы готовились следующим образом. Грунт размельчался и высушивался до воздушно-сухого состояния, затем растирался в фарфоровой ступке до частиц размером меньше 1 мм. К размельченному грунту добавлялась дистиллированная вода до полного его увлажнения. Полученная грунтовая масса порциями закладывалась в пресс-форму, стенки которой предварительно смазывались вазелином, где уплотнялась давлением 40 кгс/см^2 в течение 5 мин. Сформованный цилиндр выдавливался из пресс-формы и производилось выравнивание торцов. Влажность образцов была близка к полной влагоемкости.

Первоначально измерения производились два раза в день, затем, по мере высыхания образцов, число замеров уменьшалось. В процессе испытаний для каждого образца было получено 13-18 значений эффекта при различной влажности: начиная от максимальной влажности, примерно равной или большей предела раскатывания и кончая воздушно-сухим и абсолютно-сухим состоянием.

Количественная оценка величины эффекта проводилась по прямому измерению на экране электронно-лучевой трубки максимальной величины амплитуды электрических колебаний. Величина эффекта пе-

решитанная по градуировочным кривым, выражалась в микро-вольтах.

При измерениях особое внимание обращалось на параллельность торцов образца и ровность их поверхности, отсутствие трещин при усадке, наличие хорошего контакта электродов с образцом и т.д. При строгом соблюдении этих условий повторные измерения показывали хорошую сходимостъ.

Для исследования были взяты грунты различного минерального состава и дисперсности: как содержащие природные поглощенные катионы, так и искусственно насыщенные различными катионами (Na, K, H, Ca, Mg, Al).

Исследование сейсмoeлектрического эффекта заключалось в возбуждении в грунтовом образце ультразвуковых колебаний частотой 60 кГц и снятии с торцов возникающей при этом разности потенциалов. Была изучена зависимость сейсмoeлектрического эффекта от влажности, минерального состава грунтов, дисперсности и состава обменных катионов.

Из рис. 54 видно, что сейсмoeлектрический эффект в дисперсных грунтах зависит от влажности: с увеличением влажности наблюдается очень резкое возрастание этого эффекта, который, достигнув максимума при влажности, равной гигроскопической или максимальной гигроскопической (в зависимости от природы грунта), начинает уменьшаться и приближается к нулю при влажности, характерной для пластической консистенции грунта.

Из приведенных данных следует, что сейсмoeлектрический эффект связан с присутствием в грунте связанной воды. Связанная вода полностью компенсирует поверхностный электрический заряд минеральных частиц, и перемещение жидкой составляющей относительно твердой составляющей грунта, происходящее при ультразвуковых колебаниях, приводит к образованию наибольшего электрического потенциала. Увеличение влажности в грунте сверх связанной воды не влияет на величину эффекта в горных породах с жесткими кристаллическими связями, но в дисперсных грунтах с водно-коллоидными связями увеличение влажности приводит к уменьшению связанности грунта, что ведет к уменьшению амплитуды взаимного смещения жидкой и твердой составляющих грунта при ультразвуковых колебаниях и, следовательно, к уменьшению сейсмoeлектрического потенциала.

Как известно, сейсмoeлектрический эффект в горных породах объясняется наличием на границе твердой и жидкой составляющих двойного электрического слоя [Френкель, 1944]. При ультразвуковых колебаниях образца грунта пороной раствор, на который приходится внешняя часть двойного электрического слоя, отстает в силу инерции от скелета грунта, что и приводит к возникновению разности потенциалов. Для грунтов со слабыми межчастичными связями при высокой влажности минеральная часть грунта не может колебаться как единое целое в силу уменьшения связанности и скелет грунта будет колебаться совместно с жидкой составляющей, что

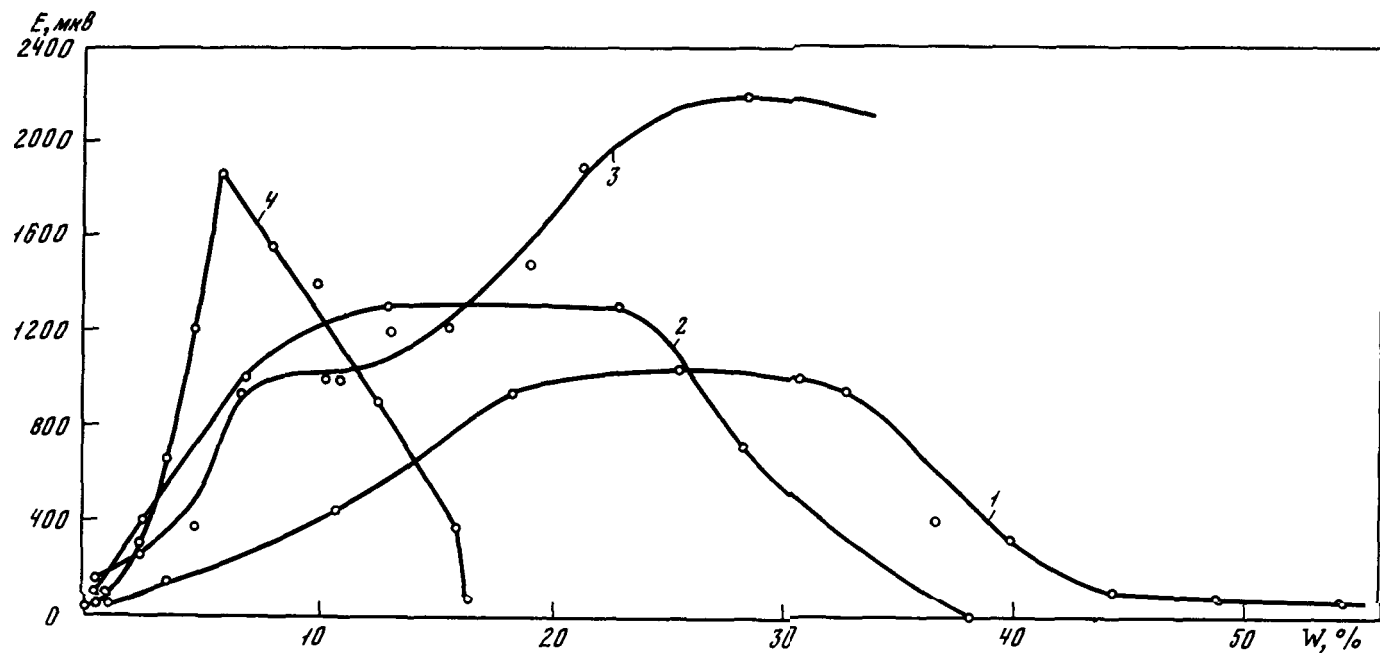


Рис. 54. Изменение сейсмoeлектрического эффекта глин при их усадке
 1 - монтмориллонит, 2 - бентонит, 3 - каолинит, 4 - моренный суглинок

приведет, в конечном счете, к падению разности потенциалов. Поэтому в суспензии сейсмoeлектрический потенциал будет иметь наименьшую величину.

Кроме того, из рис. 54 видно, что характер зависимости сейсмoeлектрического эффекта от влажности грунтов различен для грунтов различной дисперсности. Для грубодисперсных грунтов типа мореного суглинка максимальное значение эффекта проявляется в очень узком диапазоне влажности, а для высокодисперсных глин (беитонит и каолинит) максимальное значение эффекта наблюдается в значительно большем диапазоне влажности. Это связано, по нашему мнению, с тем, что в грубодисперсных грунтах небольшое изменение влажности при усадке приводит к более резкому уменьшению связности, чем в тонкодисперсных глинах.

Кривые зависимости сейсмoeлектрического эффекта глинистых грунтов от влажности при усадке имеют характерную форму (см. рис. 54), что позволяет связать сейсмoeлектрический эффект с различными категориями воды, интенсивностью ее связи и характером распределения по поверхности частиц.

Для глинистых грунтов различного минерального состава и дисперсности можно выделить три характерных кривых зависимости $E-W$ при усадке: 1) для монтмориллонитовых глин характерна кривая с максимумом в диапазоне влажности примерно от гигроскопической влажности до максимальной гигроскопической влажности; 2) для каолинита характерен двухступенчатый профиль кривой: первый максимум наблюдается при влажности, примерно равной максимальной молекулярной влагоемкости, второй (меньший) максимум — в диапазоне влажностей от максимальной гигроскопичности до $2W_{\text{мг}}$. 3) для остальных исследованных глинистых грунтов характерна островеиная кривая с максимальным значением эффекта примерно в диапазоне влажностей от $(2-3)W_{\text{г}}$ до $W_{\text{мг}}$.

Эти данные позволяют оценить интенсивность связи различных категорий воды с поверхностью минеральных частиц и высказать предположение о характере распределения молекул воды на поверхности частиц при различном количестве воды в трехкомпонентном грунте.

Максимальный сейсмoeлектрический эффект проявляется при наличии оболочек воды на поверхности частиц, допускающей достаточное развитие диффузного слоя в результате диссоциации катионов. Разрывы в сплошности оболочки связанной воды на поверхности частиц приводит к падению сейсмoeлектрического эффекта. У монтмориллонитовых глин разрыв сплошности оболочки прочносвязанной воды наблюдается при влажностях, меньших гигроскопической влажности, у каолинита — при влажности, меньшей максимальной гигроскопичности, у других глинистых грунтов в диапазоне влажностей от $(2-3)W_{\text{г}}$ до $W_{\text{мг}}$.

У монтмориллонитовых глин не существует резкого перехода между различными категориями воды, оцениваемыми величинами гигроскопической, максимальной гигроскопической и максимальной мо-

лекулярной влажности: связь молекул воды с поверхностью минеральных частиц при этих значениях влажности характеризуется близкими величинами.

Для каолинита характерен достаточно резкий переход между различными категориями связанной воды: от слабосвязанной, максимальная величина которой примерно равна максимальной молекулярной влагоемкости, до прочносвязанной, покрывающей всю поверхность частиц и примерно равной $W_{\text{мг}}$.

Начиная с определенной влажности можно говорить о наличии твердых контактов и непосредственного взаимодействия между частицами, поскольку сплошность водной оболочки вокруг частиц нарушена. Этим объясняется резкое увеличение прочности в опытах на одностороннее раздавливание полученное на образцах монтмориллонитовой и каолиновой глин в процессе их высушивания [Купрнна, Сергеева, 1959].

Величина сейсмoeлектрического эффекта мало зависит от дисперсности исследованных грунтов и значения E будут примерно одинаковыми (от 1000 до 1350 мкВ) для таких различных грунтов как лессовидные суглинки и бентонитовая глина. Для грунтов моренного происхождения и для каолиновой глины величина сейсмoeлектрического эффекта оказалась значительно большей (1800–2400 мкВ), чем для остальных грунтов. Такая разница сейсмoeлектрического эффекта может быть объяснена только различной плотностью поверхностных электрических зарядов грунтов, способных проявляться при колебаниях системы. У каолинита и моренных грунтов плотность поверхностных зарядов, по-видимому, примерно в два раза выше, чем у бентонита: у каолинита за счет особенностей кристаллического строения, а у морены благодаря наличию в составе глинистой фракции каолинита и гидрата окиси железа, покрывающей поверхность более крупных частиц.

Для исследования влияния состава обменных катионов на сейсмoeлектрический эффект были изучены два различных минеральных типа грунтов: монтмориллонитовая глина и моренная гидрослюдисто-каолиновая глина. Максимальные значения сейсмoeлектрического эффекта E для глин, насыщенных различными катионами, приведены в табл. 23. Как видно, для исследованных грунтов убывание величины сейсмoeлектрического эффекта происходило по ряду $\text{H}^+ > \text{Al}^{3+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$. Полученный ряд изменения величины E для различных поглощенных катионов в общем совпадает с рядом, по которому происходит убывание величины сорбции водяного пара глинами при относительных влажностях, меньших 0,75 [Роде, 1952]. Одно из объяснений такого различия в поглощении водяных паров грунтами, насыщенными различными катионами, заключается в различной гидратации катионов.

Сейсмoeлектрический эффект глин, насыщенных различными катионами, соответствует степени гидратации обменных катионов. Однако глины, насыщенные ионом водорода, дают величины E , значительно превышающие те же величины для глин, насыщенных трех-

Таблица 23

Максимальные значения сейсмоэлектрического эффекта в грунтах, насыщенных различными катионами

Грунт	Сейсмоэлектрический эффект, мкВ						
	Al	Ca	Mg	H	K	Na	исходный
Бентонит	1400	1100	1300	1800	1050	1025	1180
Морена	2900	2500	2900	3400	-	2200	1820

и двухвалентными катионами, несмотря на то что водород обладает ничтожной гидратационной способностью (одна молекула воды на один ион водорода). Подобный эффект влияния обменного водорода можно объяснить тем, что ион водорода вызывает значительную адсорбционную активацию глин в результате ее частичного растворения [Комаров, Ермоленко, Варламов, 1961] и образования на поверхности гидратов окислов железа и алюминия.

Из приведенных в табл. 23 данных можно сделать вывод, что величина сейсмоэлектрического эффекта в значительной степени определяется природой поглощенных катионов. Это указывает на то, что сейсмоэлектрический эффект определяется природой поверхности минеральных частиц и зависит от состава и концентрации солей в равновесии растворе.

Исходя из сказанного выше можно сделать следующие выводы.

1. Сейсмоэлектрический эффект в дисперсных грунтах изменяется от 1000 до 2400 мкВ. Величина эффекта зависит от влажности грунта и достигает наибольшего значения при полной компенсации поверхностных электрических зарядов грунтовых частиц.

2. Полученная зависимость сейсмоэлектрического эффекта от влажности грунтов может быть использована для определения содержания в грунте прочносвязанной воды как воды, полностью компенсирующей поверхностные электрические заряды грунтовых частиц и покрывающей их сплошным слоем.

3. Состав обменных катионов оказывает значительное влияние на величину сейсмоэлектрического эффекта.

УПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ПРИ СИНЕРЕЗИСЕ, ОСМОСЕ, ВОДОПОНИЖЕНИИ, ВАКУУМИРОВАНИИ И ЭЛЕКТРООСМОСЕ

Уплотнение глинистых грунтов при коллоидно-химических процессах. Роль коллоидно-химических процессов (синерезис и осмос) в глинистых грунтах на стадии диагенеза не менее велика, чем гравитационного давления и процессов усадки. Коллоидно-химические процессы проявляются также при искусственном, неравномерном засолении пород, например осмос. Происходит удаление поровой воды в жидкой фазе, что сопровождается уплотнением грунта и образованием трещин. Особенностью коллоидно-химических процессов в глинистых грунтах является то, что они наблюдаются как в субаквальных, так и в субаэральных условиях.

Выявить в чистом виде влияние коллоидно-химических процессов на уплотнение глинистых грунтов очень трудно, так как они протекают на фоне гравитационного уплотнения и усадки.

Синерезис – сложный физико-химический процесс самопроизвольного удаления поровой воды из коллоидно-дисперсной системы в результате уменьшения ее потенциальной энергии (происходит сжатие системы и перекристаллизация ее составных частей). Синеретическое уплотнение можно наблюдать как в минеральных, так и в органических коллоидах. Величина синеретического уплотнения или количество жидкости, выделяемой из коллоидно-дисперсной системы, зависит от концентрации дисперсной фазы. Для геля кремнезема количество выделяемой при синерезисе жидкости тем больше, чем он концентрированнее [Воюцкий, 1964].

Синерезис может быть ускорен при изменении физических и физико-химических условий в окружающей среде вследствие повышения концентрации электролита, повышения температуры и давления и др. В этом случае говорят о вынужденном синерезисе.

При диффузии в осадок катионов, обладающих способностью осмотически впитывать воду, очень трудно практически отличить синерезис от осмотического уплотнения системы. В природных осадках, содержащих небольшое количество коллоидов, уплотнение в основном будет происходить в результате протекания процессов гравитационного и осмотического уплотнения. Роль синерезиса в общем уплотнении осадка может быть незначительной, но так как он происходит в наиболее коллоидно-активной части осадка, его влияние на прочность осадка может быть достаточно высоким. Ф.В. Чухров [1955], У. Уайт [1961], Ф. Берг [1965] показа-

Таблица 23

Максимальные значения сейсмоэлектрического эффекта в грунтах, насыщенных различными катионами

Грунт	Сейсмоэлектрический эффект, мкВ						
	Al	Ca	Mg	H	K	Na	исходный
Бентонит	1400	1100	1300	1800	1050	1025	1180
Морена	2900	2500	2900	3400	-	2200	1820

и двухвалентными катионами, несмотря на то что водород обладает ничтожной гидратационной способностью (одна молекула воды на один ион водорода). Подобный эффект влияния обменного водорода можно объяснить тем, что ион водорода вызывает значительную адсорбционную активацию глин в результате ее частичного растворения [Комаров, Ермоленко, Варламов, 1961] и образования на поверхности гидратов окислов железа и алюминия.

Из приведенных в табл. 23 данных можно сделать вывод, что величина сейсмоэлектрического эффекта в значительной степени определяется природой поглощенных катионов. Это указывает на то, что сейсмоэлектрический эффект определяется природой поверхности минеральных частиц и зависит от состава и концентрации солей в равновесном растворе.

Исходя из сказанного выше можно сделать следующие выводы.

1. Сейсмоэлектрический эффект в дисперсных грунтах изменяется от 1000 до 2400 мкВ. Величина эффекта зависит от влажности грунта и достигает наибольшего значения при полной компенсации поверхностных электрических зарядов грунтовых частиц.

2. Полученная зависимость сейсмоэлектрического эффекта от влажности грунтов может быть использована для определения содержания в грунте прочносвязанной воды как воды, полностью компенсирующей поверхностные электрические заряды грунтовых частиц и покрывающей их сплошным слоем.

3. Состав обменных катионов оказывает значительное влияние на величину сейсмоэлектрического эффекта.

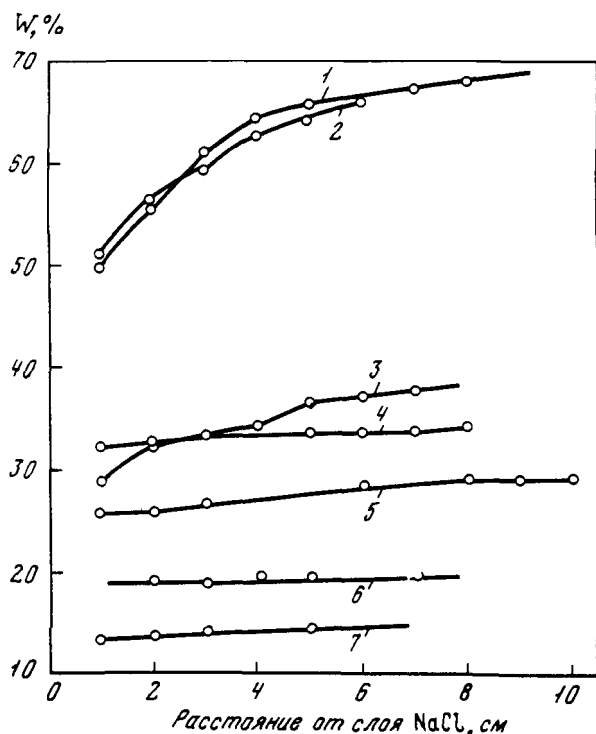


Рис. 55. Изменение влажности гидрослюдистой глины дна Каспийского моря в результате осмотического отжатия воды слоем NaCl для образцов нарушенной (1,2) и ненарушенной структуры (3-7) с различной начальной влажностью (по данным Н.П. Затенацкой, 1965)

1 - 70,8%, 2 - 64,9%, 3 - 41,5%, 4 - 37,2%, 5 - 30%, 6 - 20,1%, 7 - 15%

предела раскатывания. В этих образованиях прочность структурных связей между частицами не препятствует осмотическому уплотнению. Но в плотных глинах перемещение воды при наличии градиента концентрации солей не будет сопровождаться их уплотнением.

Уплотнение глинистых грунтов при водопонижении. В результате водопонижения (или нефте- и газоотбора) наблюдается оседание земной поверхности вследствие уплотнения глинистых пород. Известны многочисленные примеры осадки земной поверхности (Мехико, Токио и др.), измерявшейся метрами и приводившей к деформациям наземных сооружений, заболачиванию территории, наступлению моря на сушу, деформациям крепи горных выработок и другим неблагоприятным последствиям.

Исследования В.А. МIRONЕНКО [1972] на Белозерском железорудном месторождении показали, что снижение напора в водоносных песках на 250 м привело к значительному сжатию песчано-

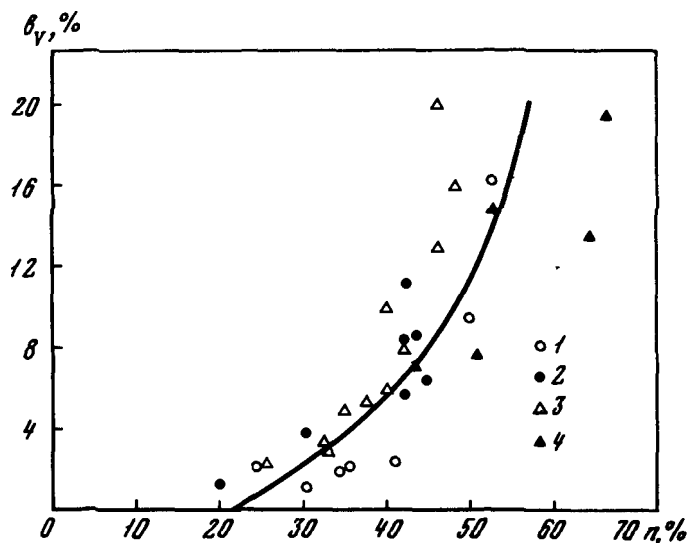


Рис. 56. Зависимость объемной осмотической и воздушной усадки гидрослюдистых глинистых грунтов дна Каспийского моря от начальной пористости

1 – осмотическая усадка грунта естественной структуры $W_{\text{МГ}} < 3,5\%$, 2 – то же, $W_{\text{МГ}} > 3,5\%$, 3 – осмотическая усадка, грунты нарушенной структуры, $W_{\text{МГ}} < 3\%$, 4 – воздушная усадка грунтов с нарушенной структурой, $W_{\text{МГ}} < 3,5\%$

глинистой и мергельно-меловой толщ, залегающих соответственно выше и ниже осушаемых песков на глубинах около 350 м. Максимальная осадка поверхности составила около 2,5 м. Сжатие толщи горных пород привело к деформации крепи вертикальных стволов и потребовало разработки специальных конструктивных мероприятий.

Механизм сжатия пород в результате водопонижения следующий: снижение напоров при неизменном общем давлении вышележащих пород приводит к росту эффективных напряжений в скелете грунта и к его уплотнению.

При снижении уровня воды на величину h во всех точках массива, расположенных ниже уровня грунтовых вод, возникает дополнительное напряжение

$$\Delta\sigma_z = \gamma_b (1 - \mu) h, \quad (7.1)$$

где γ_b – объемный вес воды; μ – гравитационная водоотдача, равная разности пористости и объемной влажности.

Если гравитационная водоотдача мала, что характерно для мало-водопроницаемых грунтов [Герсегонов, Польшин, 1948], то приращение напряжения будет равно

$$\Delta\sigma_z = \gamma_b h. \quad (7.2)$$

Осадка поверхности, вызванная снижением уровня грунтовых вод, может быть рассчитана по формуле

$$S = \frac{\Delta \sigma_z}{E} \Delta h, \quad (7.3)$$

где $\Delta \sigma_z$ – приращение напряжений; E – модуль общей деформации массива; Δh – мощность обжимаемой толщи.

Следует отметить, что при снятии значительных гидростатических давлений происходит упругое расширение минеральных частиц. Общая осадка поверхности $S_{\text{общ}}$ равна разности осадок уплотнения грунта эффективным дополнительным давлением и деформации упругого расширения минеральных частиц.

$$S_{\text{общ}} = S_{\text{упл}} - S_{\text{упр}}. \quad (7.4)$$

Однако вертикальная деформация в результате упругого расширения минеральных частиц при снижении гидростатического давления составляет достаточно малую величину по сравнению с общей осадкой. Так, при снижении напора на 250 м получаем величину деформации упругого расширения порядка 2–3 мм на 100 м толщи породы. Поэтому деформацией упругого расширения минеральных зерен можно пренебречь.

Уплотнение глинистых пород при снятии гидростатического давления зависит от величины начального градиента фильтрации. Так, для глинистых пород Белозерского месторождения была получена величина начального градиента порядка 70–80. Наличие такого большого начального градиента фильтрации привело к тому, что деформация 30-метровой толщи глин по данным наблюдений по глубинным реперам происходила лишь в ограниченной 3-х-метровой зоне, прилегающей к водоносному горизонту песков, из которого производилась откачка. Следовательно, отсутствие сведений о начальном градиенте может привести к завышению мощности сжимаемой толщи и тем самым к завышению ожидаемой осадки.

Прогноз деформации поверхности в результате водопонижения на основе теоретических зависимостей затруднен в связи с малой достоверностью получаемых в лабораторных условиях параметров механических и фильтрационных свойств пород. Для важных объектов такой прогноз должен проводиться на основе контрольных полевых экспериментов (опытное водопонижение с послойным замером деформации и порового давления). Результаты подобного эксперимента дадут возможность наиболее надежно прогнозировать скорость оседания поверхности земли и тем самым позволят установить требуемое опережение водопонижения относительно горных работ и застройки территории, а также оценить возможные пределы направленного улучшения свойств малоуплотненных глинистых пород (увеличение плотности).

Помимо осадки поверхности земли при водопонижении в результате уплотнения пород в водоносные горизонты могут поступать

значительные объемы воды, которые нельзя не учитывать при проектировании водоснабжения или дренажных устройств.

При вскрытии котлованов сложных инженерно-геологических условиях возникает необходимость применения различных методов воздействия на грунт и грунтовую воду с целью улучшения условий производства работ путем увеличения связности грунта и уменьшения водопритоков. В настоящее время для мелиорации слабых мелкозернистых водонасыщенных грунтов используют воздействие на них вакуумирования и постоянного электрического тока.

Существует значительное количество работ, посвященных вакуумированию и электроосмосу, однако достоинство и недостатки их не всегда хорошо известны, что может привести к неправильному выбору метода воздействия на грунт и, как следствие этого, получению отрицательного результата. Для выяснения особенностей воздействия вакуумирования и электроосмоса на грунт рассмотрим процессы, происходящие при этом.

Уплотнение глинистых грунтов при вакуумировании. Под вакуумированием грунта понимается процесс удаления воды из пор грунта при помощи создания отрицательного давления (если принять атмосферное давление за нуль) в определенной зоне грунта с целью изменения положения депрессионной поверхности или для увеличения дебита откачиваемой из скважины воды.

Под электродренажем грунта понимается процесс удаления поровой воды из грунта при помощи наложенного поля постоянного электрического тока с целью изменения положения депрессионной поверхности и изменения свойств грунта.

При воздействии на грунт вакуума и постоянного электрического тока происходит взаимодействие молекулярных сил грунтовых частиц и внешних сил (вакуум и постоянный электрический ток). В результате взаимодействия этих сил в поровой воде возникают отрицательные давления, что ведет к уплотнению грунта и увеличению его связности.

Эффективность воздействия вакуумирования на грунт будет определяться величиной разрежения, которое можно создать в фильтровом звене трубчатого колодца или иглофильтра. Эжекторы, установленные в фильтровом звене позволяют получить разрежение в 8–9 м вод. столба. Разрежение такой величины будет воздействовать, по-видимому, только на ту часть поровой воды, которая связана с грунтовыми частицами силами меньшими 0,8–0,9 ат, т.е. это будет главным образом вода свободная, капиллярная и в незначительной степени связанная (рис. 57). В плотных глинистых грунтах, содержащих значительное количество связанной воды, эффективность вакуумирования, по-видимому, будет невелика. Вакуумирование не вызывает изменения физико-химических свойств грунта, поэтому эффект вакуумирования грунта является обратимым, особенно для глины.

Уплотнение глинистых грунтов при электроосмосе. Постоянный электрический ток вызывает в грунте электролиз и электроосмос.

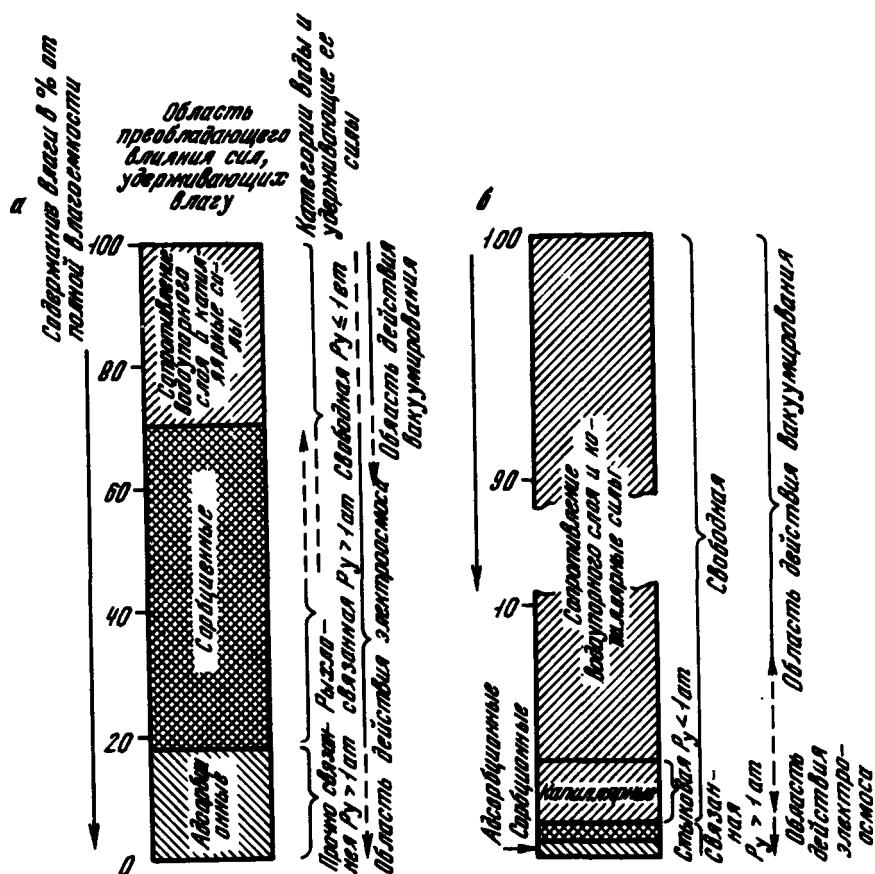


Рис. 57. Подразделение форм влаги в глинистом (а) и песчаном (б) грунтах (по А.А. Роде, 1952) и области действия сил при вакуумировании и электроосмосе

Электролиз приводит к возникновению в грунте физико-химических процессов (обменные реакции, замена поглощенного Na на Ca, Mg, Al, Fe) и химических реакций (образование цементов, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и т.д.), которые обуславливают изменение электрокинетических и физических свойств грунта [Зиангиров, 1959].

Электроосмос приводит к передвижению порового раствора и выделению его около катода. Это объясняется тем, что катионы уносят с собой больше воды, чем ее приносят анионы. Таким образом, происходит некомпенсируемое удаление воды из грунта и поровая вода при этом испытывает значительные растягивающие напряжения, величина которых может превышать одну атмосферу. Наличие значительных отрицательных давлений способствует уплотнению грунта, а возникновение новообразований приводит к необратимому закреплению достигнутого уплотнения грунта.

Таблица 24

Величины отрицательного давления в поровой воде при электроосмосе

Грунт	Влажность W , %	Коэффициент фильтрации, K_f , см/с	Показатели пластичности, %		Число пластичности	Максимальное отрицательное давление в межэлектродной зоне, м вод. столба	Количество протекающего электричества, А · ч	Условия опыта		
			верхний предел	нижний предел				градиент напора	расстояние между электродами, см	условия на электродах
Моренный легкий суглинок	18	$0,75 \cdot 10^{-8}$	18,2	11,1	7,1	8,0	5,84	0	50	Грунт в замкнутом пространстве
Моренная супесь	15	$2,2 \cdot 10^{-8}$	14,2	11,5	2,7	8,0	5,72	0	50	То же
То же	12	$2,5 \cdot 10^{-8}$	15,8	11,1	4,7	9,2	0,38	0	17	Без притока воды к аноду
"	10	$1,5 \cdot 10^{-8}$	15,8	11,1	4,7	3,8	0,85	0	17	Неограниченный приток воды к аноду
"	10	$1,1 \cdot 10^{-8}$	15,8	11,1	4,7	4,8	0,80	35	17	То же
Аллювиальная глина	36	$1,8 \cdot 10^{-8}$	42,0	18,0	24,0	8,0	0,71	0	17	"
То же	34	$0,3 \cdot 10^{-8}$	42,0	18,0	24,0	4,5	0,31	17,5	17	"
"	36	$1,8 \cdot 10^{-8}$	42,0	18,0	24,0	4,7	0,43	-9,5	17	То же, напор действует со стороны катода
Пылеватый тонкозернистый песок	28	$1,5 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	0	0,84	0	17	Неограниченный приток воды к аноду

Благодаря значительным отрицательным давлениям, возникающим в поровой воде, электроосмос позволяет воздействовать на воду в тонких капиллярах и связанную воду, удерживаемую около поверхности грунтовых частиц, давлением, превышающим 1 ат.

Образование отрицательных давлений в поровой воде при электроосмосе наблюдалось нами в различных грунтах в условиях как поступления воды к аноду, так и его отсутствия. Причем отрицательные давления в поровой воде возникали тогда, когда действовал значительный внешний напор (табл. 24).

Максимальная величина замеренного отрицательного давления в поровой воде при электроосмосе составляла 8–9 м вод. столба, что является верхним пределом возможностей использованных керамических датчиков [Зиангиров, 1964].

На рис. 58 приведены данные одного из опытов по замеру отрицательного давления в поровой воде при электроосмосе в тяжелой аллювиальной суглинке. Манометры начинают показывать наличие отрицательного давления в поровой воде через 10–20 ч после начала электроосмоса. Причем, чем выше приложенное к грунту электрическое напряжение, тем скорее образуется отрицательное давление. Через 150–200 ч манометры показывают максимальную величину отрицательного давления, после чего "срываются", вследствие удаления воды из соединительных трубок и заполнения их воздухом.

При длительном воздействии электрического тока на грунт свойства его изменяются. Образуется водонепроницаемый экран в катодной зоне, и катодный манометр начинает показывать положительное давление в поровой воде.

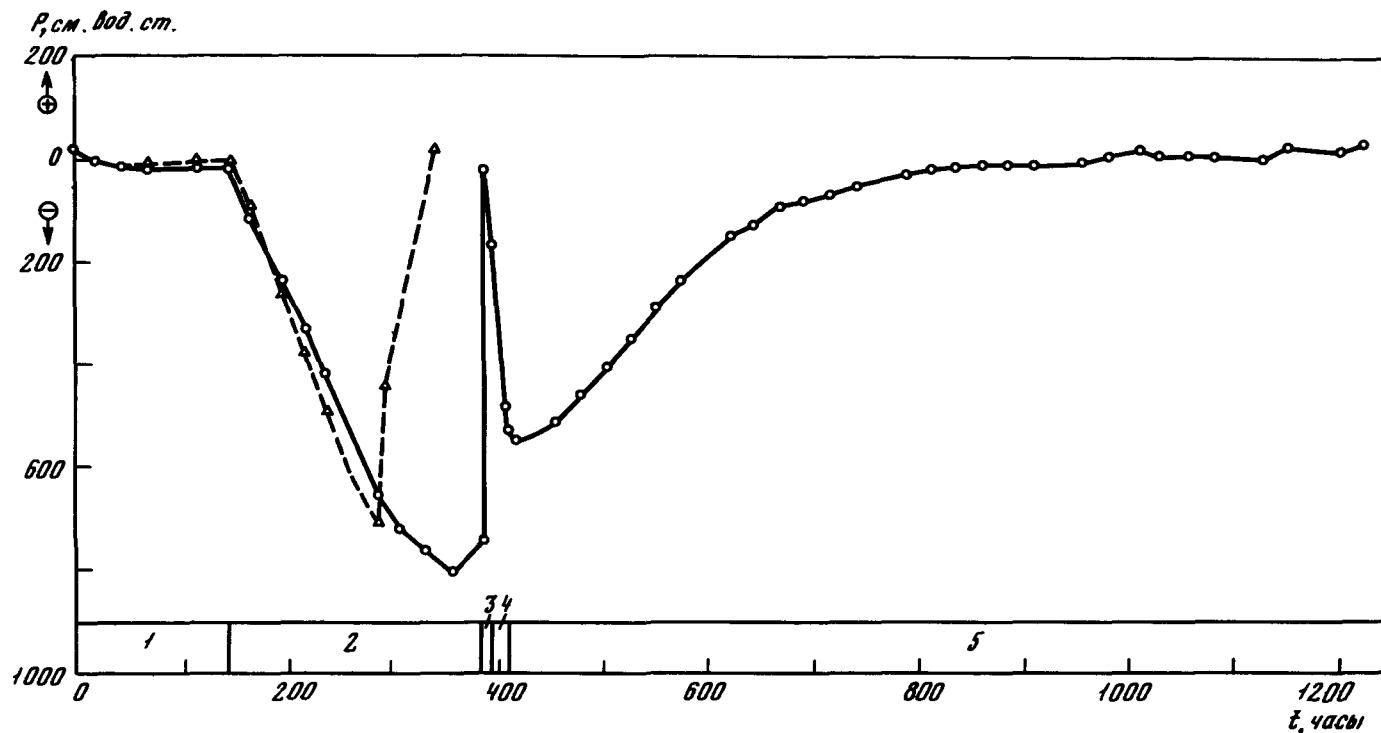


Рис. 58. Изменение давления в поровой воде аллювиального тяжелого суглинка при электроосмосе и последующем набухании; сплошная линия - катодный манометр, пунктирная - анодный манометр; 1 - $P = 0,5$ кгс/см², $E = 0$, 2 - $P = 0,5$ кгс/см², $E = 0,5$ в/см; 3 - $E = 0$, 4 - $E = 0,5$ в/см; 5 - $P = 0,5$ кгс/см², $E = 0$ (набухание)

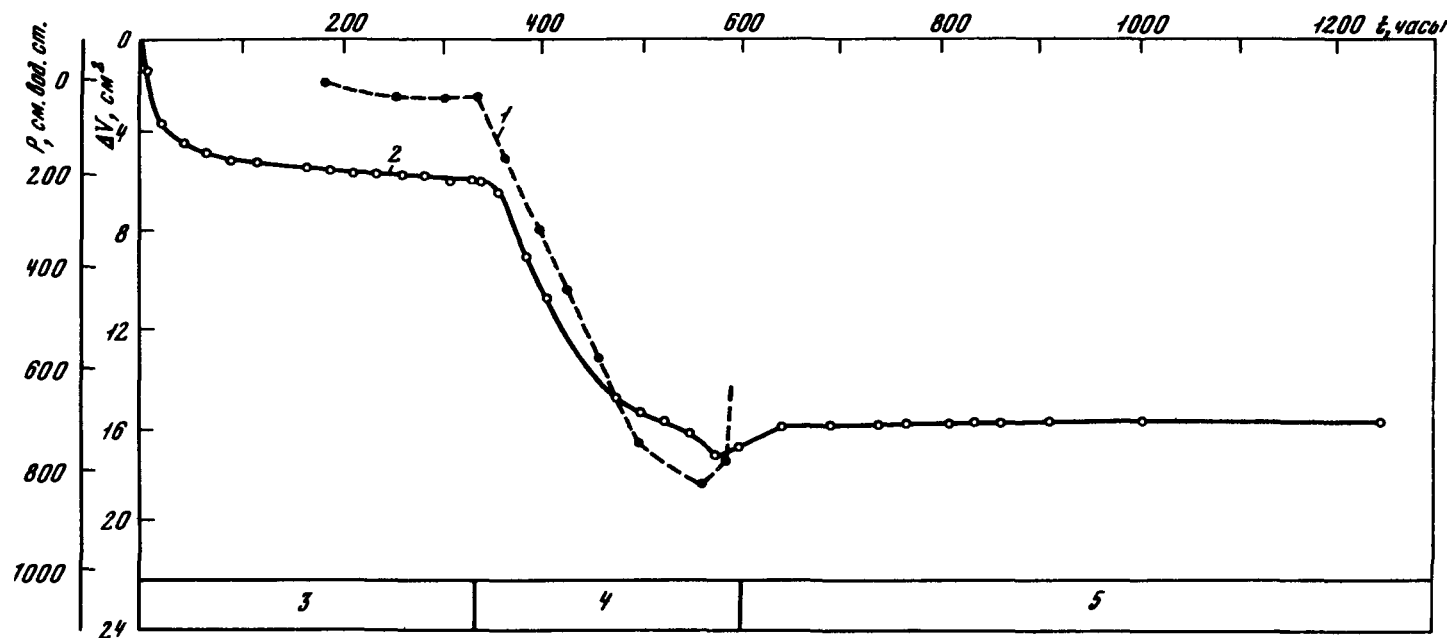


Рис. 59. Изменение порового давления (1) и объемной деформации (2) при электроосмосе тяжелого аллювиального суглинка; 3 – уплотнение при $P=0,5 \text{ кгс/см}^2$, $E=0$; 4 – электроуплотнение при $P=0,5 \text{ кгс/см}^2$, $E=0,52 \text{ в/см}$; 5 – набухание при $P=0,5 \text{ кгс/см}^2$, $E=0$

Кратковременный перерыв в пропускании тока приводит к уменьшению величины отрицательного давления. Несомненно, что величина отрицательного давления в поровой воде при электроосмосе тесно связана с пористостью-влажностью, гранулометрическим и минеральным составом грунта, составом и концентрацией порового раствора, количеством протекшего электричества и другими факторами и подлежит дальнейшему углубленному изучению.

Величина отрицательных давлений в поровой воде при электроосмосе определяет эффективность применения электроосмоса в грунтах. С отрицательным давлением, возникающим при электроосмосе, тесно связано другое явление – дополнительное уплотнение стабилизированного под нагрузкой грунта при электроосмосе, которое наблюдается даже при поступлении воды к аноду (рис. 59). На рис. 59 приведены характерные кривые изменения величины объемных деформаций при электроосмосе во времени. Грунт начинает уплотняться сразу после начала электроосмоса. Прекращение пропускания тока приводит к некоторому набуханию грунта, однако величина набухания составляет лишь 5–10% от величины дополнительного уплотнения грунта при электроосмосе. Это позволяет нам считать, что уплотнение грунта при электроосмосе происходит необратимо.

Грунт в процессе электроосмоса даже при поступлении воды к аноду испытывает весьма значительные давления, которые достигают 2–4 кгс/см² (рис. 60). При этом коэффициент водонасыщения грунта остается близким к единице, за исключением узкой катодной зоны, где он снижается до 0,7–0,8. Меньшая величина

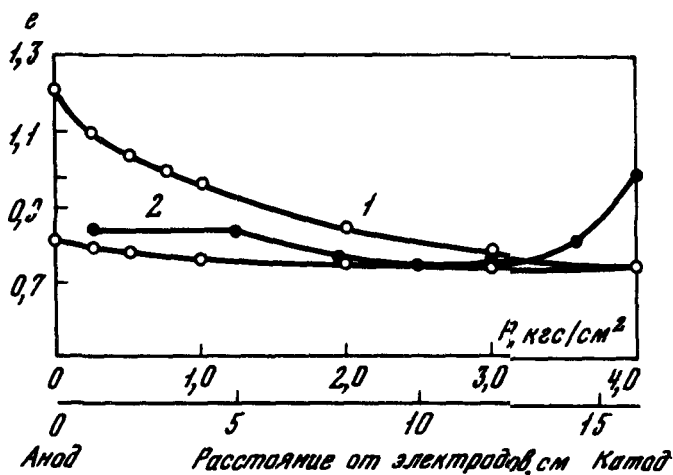


Рис. 60. Компрессионная кривая (1) и конечные значения коэффициента пористости (2) тяжелого аллювиального суглинка после электроосмоса (напряженность 0,5 в/см в течение 380 ч)

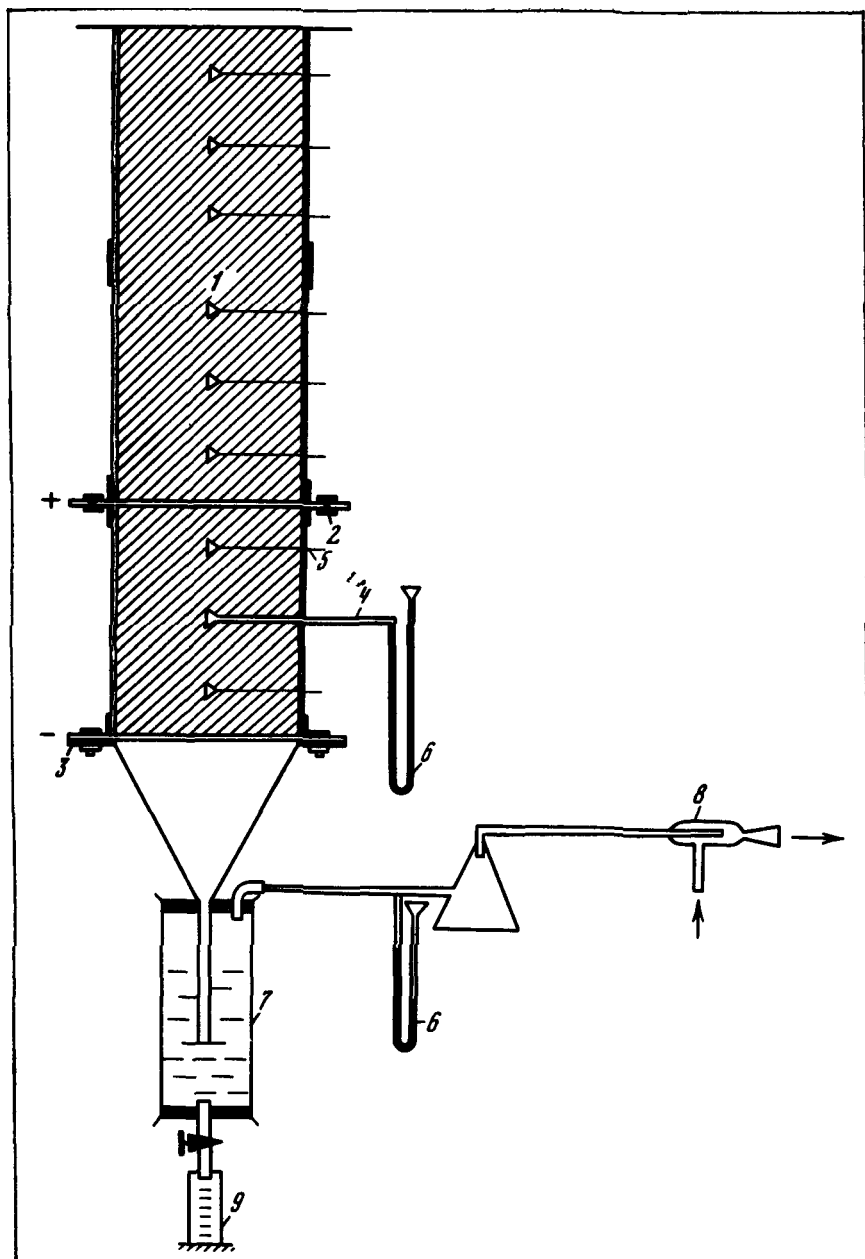


Рис. 61. Схема установки для исследования воздействия на глинистый грунт вакуумирования и электроосмоса

1 – грунт, 2 – анод, 3 – катод, 4 – манометр, 5 – датчик, 6 – ртуть, 7 – цилиндр для замера расхода воды, 8 – водоструйный насос, 9 – мерный цилиндр

уплотнения в катодной зоне связана с образованием жесткой структуры грунта вследствие его цементации карбонатами Са и Fe.

Дополнительное уплотнение грунта при электроосмосе является результатом: 1) некомпенсируемого удаления из пор грунта воды; 2) исчезновения расклинивающего давления связанной воды между частицами грунта; 3) обжимающего действия отрицательного давления в поровой воде на скелет грунта.

Сравнение методов вакуумирования и электроосмоса грунтов. В связи с отсутствием непосредственных сопоставлений эффективности воздействия вакуумирования и постоянного электрического тока на грунт, было выполнено несколько опытов для получения сравнимых характеристик этих методов. Опыты выполнялись на специальной установке, которая представляла гетинаксовый цилиндр диаметром 24 см, покрытый бакелитовым лаком (рис. 61). По высоте цилиндра через 12,5 см было установлено 6 датчиков для замера порового давления в грунте. Для воздействия на грунт постоянным электрическим током были установлены два перфорированных диска-электрода на расстоянии 50 см друг от друга. Основанием установки служил водоприемник. Разрежение в водоприемнике создавалось водоструйным насосом и равнялось 0,4 ат. Постоянный ток подводился от селенового выпрямителя, напряженность электрического поля в опытах составляла 0,5 в/см.

Датчики для замера порового давления представляли пустотелые керамические сосудики, которые заполнялись водой и соединялись с ртутными U-образными манометрами. При образовании отрицательных давлений в грунте вода из датчика впитывалась в грунт до тех пор, пока не уравновешивалась весом столба ртути в манометре. Высота столба ртути принималась за отрицательное давление в поровой воде грунта. Теоретический предел работы датчика ограничен 1 ат, а практически не превышает 0,8-0,9 ат.

Применялась следующая методика выполнения опытов: грунт, имеющий влажность равную пределу текучести, загружался в цилиндр. После стабилизации показаний датчиков порового давления в водоприемнике создавалось разрежение и велись наблюдения за измене-

Таблица 25

Характеристика моренистого суглинка

Грунт	W, %	W _T , %	W _P , %	W _П	K _ф , см/с	K _э , см ² /В·с
Моренистый суглинок	18,3	18,2	11,1	7,1	0,75 · 10 ⁻⁸	1,0 · 10 ⁻⁵

Примечание: K_ф, K_э - соответственно коэффициенты фильтрации и электроосмоса.

нием порового давления в грунте и за расходом воды до получения стабильных результатов. Затем разрежение прекращалось и после получения исходных значений порового давления в грунте подключался постоянный электрический ток.

Опыты выполнялись на образцах моренного суглинка, некоторые свойства которого приведены в табл. 25.

На рис. 62–64 приведены данные одного из опытов. Видно, что изменение отрицательного давления в поровой воде при электроосмосе и вакуумировании происходит различно. При вакуумировании наибольшее отрицательное давление образуется непосредственно около источника разрежения и медленно распространяется в массив грунта. Скорость распространения отрицательного давления при вакуумировании будет определяться структурой и текстурой грунта, а также его химико-минеральным составом.

При электроосмосе наибольшее отрицательное давление образуется около анода и распространяется в обе стороны от него. Причем скорость распространения отрицательного давления и объем грунта с отрицательным давлением превосходят таковые при вакуумировании. Величина отрицательного давления около анода была эквивалентна давлению 3 кгс/см^2 .

Таким образом, определенная эффективность воздействия на грунт постоянного электрического тока по сравнению с вакуумированием очевидна.

Однако необходимо иметь в виду, что все преимущества электроосмоса проявляются в глинистых однородных грунтах. И наличие

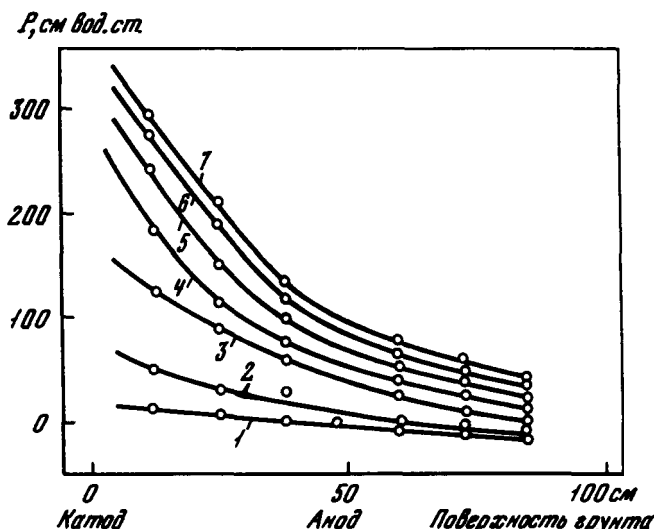


Рис. 62. Изменение порового давления в глинистом грунте при вакуумировании различной продолжительности

1 — исходное значение порового давления, 2–7 — поровое давление после 24, 100, 200, 300, 400, 500 ч вакуумирования

P , см. вод. ст.

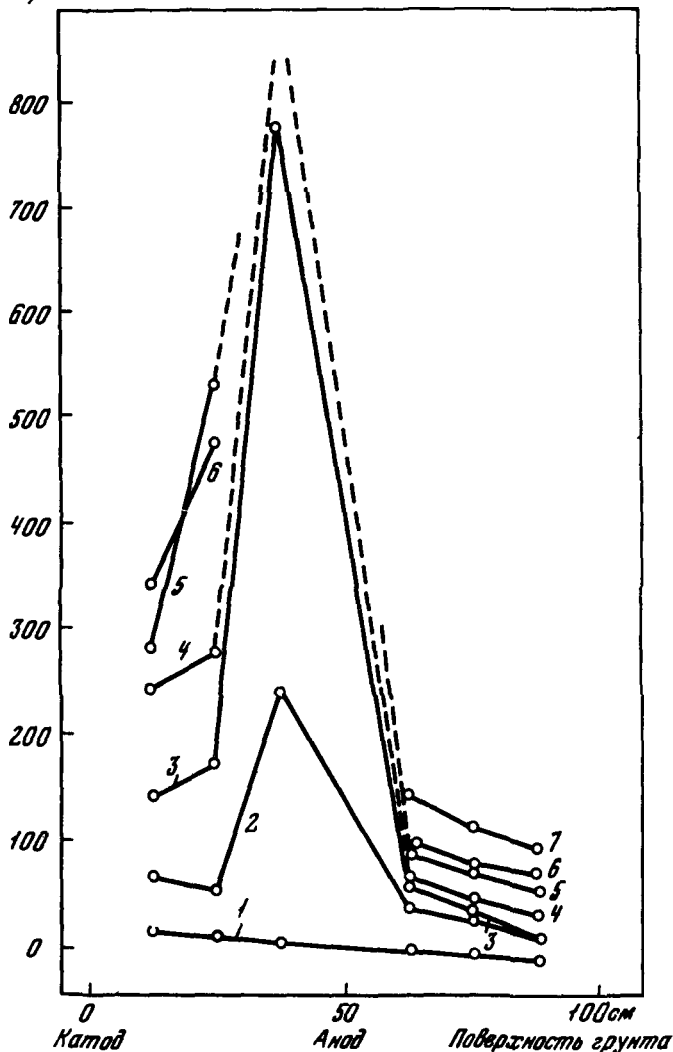


Рис. 63. Изменение порового давления в глинистом грунте при электроосмосе различной продолжительности

1 — исходное значение порового давления, 2-7 — поровое давление после 24, 75, 100, 175, 300, 500 ч электроосмоса

песчаных прослоев, по которым вода может поступать к аноду, будет резко снижать величину отрицательного давления, а следовательно, и эффективность электроосмоса в грунтах. В связи с этим, для получения хорошего эффекта уплотнения грунта необходимо одновременное воздействие электроосмоса и вакуумирования. Дос-

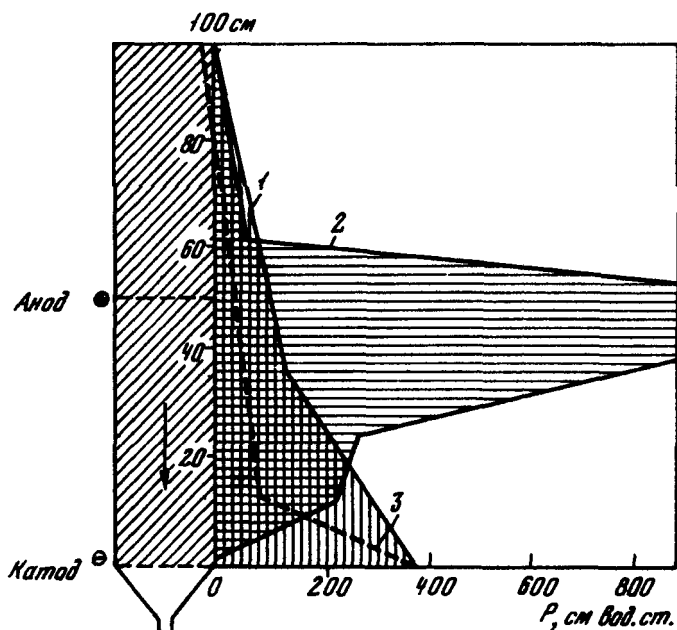


Рис. 64. Сопоставление максимальных отрицательных давлений, возникающих в поровой воде глинистого грунта при вакуумировании и электроосмосе

1 — вакуумирование (500 ч, $P = 0,4$ ат), 2 — электроосмос (70 ч, $E = 0,5$ в/см), 3 — вакуумирование (70 ч, $P = 0,4$ ат)

тоинства и недостатки методов вакуумирования и электроосмоса грунтов приведены в табл. 26.

Но электроосмос в грунтах всегда сопровождается электролизом грунта, порового раствора и металлических электродов. При наличии непосредственного контакта между грунтом и электродами продукты электролиза внедряются в грунт и изменяют его физические и физико-химические свойства.

На рис. 65 приведены данные, показывающие конечное распределение солей и влажности по длине образца после длительного электроосмоса. Грунт — аллювиальная глина нарушенной структуры с пределами пластичности 42 и 18%.

По изменению физических свойств и химического состава грунт между анодом и катодом можно разделить на ряд характерных зон (от анода к катоду).

1. Зона размокания (толщина 2–3 мм) в сухом состоянии покрываемая белыми выцветами солей закисного железа, которые постепенно желтеют на воздухе, образуя соединения окисного железа.

2. Зона без заметных изменений окраски и структуры, являющаяся наибольшей и составляющая 85–90% длины всего образца.

Таблица 26

Сравнение способов вакуумирования и электроосмоса грунтов

Вакуумирование		Электроосмос	
Область применения – песчаные и глинистые грунты с K_f от 10^{-2} до 10^{-5} см/с		Область применения – глинистые грунты с K_f от $(1-3) \cdot 10^{-6}$ до 10^{-9} см/с	
достоинства	недостатки	достоинства	недостатки
1. Применимо в грунтах как засоленных, так и незасоленных, а также имеющих нейтральный заряд на поверхности частиц	1. Заиливание игло-фильтра при длительном пользовании	1. Позволяет создавать отрицательные давления в поровой воде больше 1 ат	1. Неприменим в грунтах засоленных и имеющих электронейтральный заряд поверхности частиц
2. Наиболее эффективен в грунтах слоистых	2. Обратимость эффекта уплотнения грунта после прекращения вакуумирования	2. При длительном воздействии на грунт позволяет получить необратимый эффект уплотнения	2. Не эффективен в грунтах с прослоями песка
	3. Невозможность воздействия на скелет грунта силами, превышающими 1 ат	3. В результате электроосмоса не происходит заиливания фильтра	3. Вызывает образование кислых зон в грунте
	4. Необходимость высокого качества работ по созданию герметичности системы		4. При длительном воздействии на грунт эффект электроосмоса затухает
			5. Неприменим в большинстве случаев без вакуумирования
			6. Практически не применим в тяжелых глинах

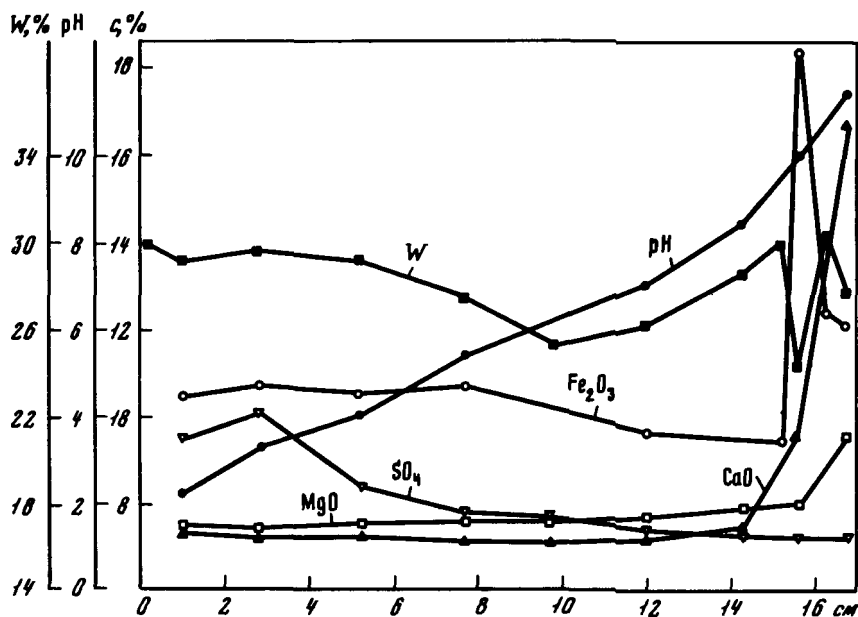


Рис. 65. Распределение влажности и солевого состава по длине образца глинистого грунта после длительного действия постоянного электрического тока

Средний участок более уплотнен и обладает меньшей влажностью, чем краевые участки.

3. Зона набухания (толщина 3–4 мм), образующаяся вследствие скопления воды перед водонепроницаемым экраном из ожеженно-карбонизированного грунта.

4. Зона цементации и структурообразования, состоящая из участков ожежнения толщиной 3–4 мм и карбонизации толщиной 12–15 мм. Участок ожежнения образуется вследствие выпадения в осадок $\text{Fe}(\text{OH})_2$ в щелочной среде, который постепенно переходит в $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и представляет очень плотную прослойку грязно-зеленого цвета. Ионы железа поступают в грунт при растворении железного анода, а также минеральных частиц грунта. Образование железистой прослойки зависит от количества протекшего через грунт электричества и расстояния между электродами. Зона карбонизации образуется вследствие выпадения в осадок гидроокисей Ca и Mg, которые переходят, поглощая CO_2 из воздуха, в труднорастворимые карбонаты кальция и магния. В грунте с нарушенной структурой эта зона имеет тонкослоистое строение с толщиной слоев 1–3 мм. Слои расположены параллельно плоскости электродов, между слоями наблюдаются капельки воды. В грунтах с естественной структурой зона карбонизации имеет монолитное строение. Граница между зонами карбонизации и ожежнения, а также с остальной мас-

Таблица 27

Изменение химического состава фильтрата грунта в процессе электроосмоса ($E = 0,5$ в/см)

Продолжительность пропускания тока, ч	Ca	Mg	Общая щелочность	SO ₄	pH
	мг-экв				
0	24,0	0,13	18,	34,4	7,55
42	31,1	0,43	24,0	0,41	9,70
162	44,0	0,43	74,0	0,48	14,0
306	50,4	0,58	85,0	0,48	-
426	75,0	2,16	103,0	1,02	-

Примечание. E – напряженность электрического поля.

сой грунта очень резкая. Грунт зоны цементации легко отделяется от главной массы грунта. С образованием зоны цементации при постоянном притоке воды к аноду тесно связан процесс "затухания" электроосмоса в грунтах¹.

В течение электроосмоса не остается неизменным и состав выделяющегося из грунта раствора: щелочность его, а также содержание Ca и Mg неуклонно возрастают, а содержание анионов SO₄ уменьшается. В табл. 27 приведены данные изменения химического состава фильтрата при электроосмосе.

Таким образом, мы видим, что свойства грунта в процессе электроосмоса существенно изменяются.

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. Водопонижение приводит к оседанию поверхности земли и при инженерно-геологических прогнозах должно учитываться как один из ведущих факторов уплотнения глинистых грунтов.

2. Уплотнение глинистого грунта при вакуумировании и электроосмосе происходит в результате возникновения в поровой воде отрицательного давления. Величина отрицательного давления в поровой воде при электроосмосе глинистого грунта может превышать 1 ат.

3. При электроосмосе в грунтах возникают физико-химические реакции и процессы, которые приводят к изменению электрокинетических и физических свойств грунта и обуславливают необратимость уплотнения.

¹ При отсутствии притока воды "затухание" электроосмоса определяется увеличением электрического сопротивления грунта в анодной зоне в результате его обезвоживания и уплотнения.

УПЛОТНЕНИЕ И РАЗУПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ В МАССИВЕ

Сравнение историко-геологического и компрессионного уплотнения глинистых осадков и пород. Историко-геологическое (гравитационное) уплотнение глинистых осадков и пород зависит от их химико-минерального состава и строения и от гравитационного давления и температуры. Наибольшее уплотнение глинистых пород отмечается до глубин 5000 м. По данным бурения известно, что на глубинах около 5000 м пористость глинистых пород близка к нулю. На этих глубинах действует гравитационное давление порядка 1000 кгс/см^2 , но в лабораторных условиях компрессионным уплотнением не удается даже давлением $20\,000 \text{ кгс/см}^2$ сжать глину до нулевой пористости. Из этого следует, что в природных условиях происходит более эффективное уплотнение глин, чем в лабораторных. Это можно объяснить следующими причинами.

1. Гравитационное давление действует постоянно, тогда как в лабораторных условиях уплотнение происходит до определенного значения плотности, зависящего от принятого критерия стабилизации деформации.

2. Действие гравитационного давления суммируется с действием повышенных температур на глубине. Совместное действие давления и температуры способствует превращению глинистых минералов в более устойчивые и плотные разности при данных термодинамических условиях. Так, многие исследователи [Коссовская, Логвиненко, Шутов, 1957; Пероззо, 1961; Пауерс, 1967, и др.] отмечают закономерное уменьшение с глубиной количество минералов типа монтмориллонита и увеличение содержания гидрослюдистых минералов.

Переход монтмориллонита в гидрослюда сопровождается уменьшением объема в результате выделения воды из кристаллической решетки монтмориллонита. Наблюдается также образование аутигенных минералов. Сравнение историко-геологической кривой уплотнения глинистой породы с компрессионной кривой необходимо, так как позволяет оценить роль различных факторов в уплотнении глинистых пород и выделить гравитационную составляющую и физико-химические составляющие уплотнения и упрочнения глинистых осадков и пород.

Гравитационное уплотнение осадков и пород происходит в субаквальных и субаэральных условиях. На субаквальной стадии осадки уплотняются под действием сил гравитации, физико-химических и

биогеохимических процессов (осмотические процессы, синерезис, обменные реакции, окисление, аутигенное минералообразование). На субаэральной стадии уплотнение обуславливается гравитационным давлением, действующим совместно с усадкой и набуханием, а также процессами выветривания.

Ю.В. Мухин [1965] сравнивая результаты опытов В.Д. Ломтадзе [1955] по уплотнению пасты кембрийской глины с результатами плотности кембрийской глины, залегающих на разных глубинах показал, что в природных условиях происходит большее уплотнение, чем при компрессионном уплотнении пасты той же глины. Разница значений коэффициентов пористости, характерных для природно- и лабораторноуплотненной глины составляла от 13,7 до 33,3%. При этом разница значений коэффициентов пористости увеличивалась с глубиной залегания пород. Из этих данных Ю.Ф. Мухин делает вывод, что геологическое время действует как уплотняющий фактор. Однако такой вывод нам представляется не бесспорным в свете новых данных о гравитационном и компрессионном уплотнении глинистых осадков и пород.

Влияние геологического времени на процесс уплотнения может проявляться через различные процессы: 1) в течение геологической истории порода могла испытывать значительно большие давления, чем ныне действующие; 2) гравитационное давление действует совместно с повышенными температурами; 3) одновременно с давлением и температурой происходят физико-химические процессы, приводящие к уплотнению.

На рис. 66, по данным определения влажности по глубине, приведены гравитационные кривые уплотнения гидрослюдистых глинистых отложений Каспийского моря и компрессионная кривая уплотнения пасты этих же отложений с начальной влажностью, равной пределу текучести¹.

После нагрузки и разгрузки грунта нарушенной структуры была получена плотность, близкая к плотности осадка в верхних слоях, и произведено сравнение ветви гравитационного уплотнения и ветви рекомпрессии. Сравнивать можно только эти кривые, так как первичная ветвь компрессии характеризует сжимаемость пасты глинистого грунта с хаотичной текстурой, тогда как частицы в природных осадках имеют более упорядоченное ориентированное расположение.

Поэтому для того чтобы оценить влияние фактора времени на уплотнение, необходимо сравнивать грунты, имеющие одинаковую начальную структуру и текстуру. Результаты такого сравнения приведены в табл. 28 для диапазона давлений от 10 до 100 кгс/см². Видно, что уплотнение осадков протекает более интенсивно, чем рекомпрессионное уплотнение, но это не означает, что геологическое время действует как добавочная нагрузка. Имеющиеся данные

¹ Кривая гравитационного уплотнения построена по данным И.Г. Корбановой и др. [1965] и обработана автором.

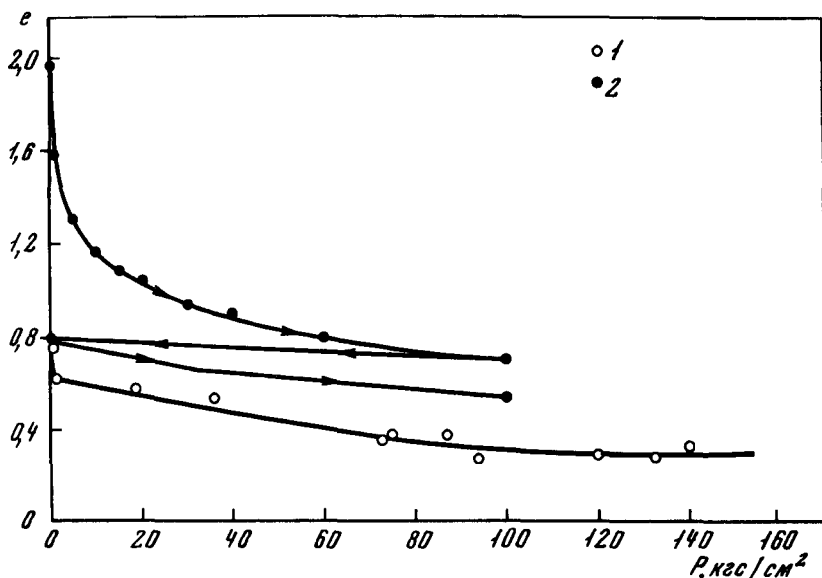


Рис. 66. Сравнение кривой гравитационного уплотнения (1) и компрессионного уплотнения (2) пасты гидрослюдистого глинистого грунта из отложений Каспийского моря

по осадкам Каспийского моря позволяют более полно вскрыть существо процесса ускорения уплотнения.

З.В. Пушкина [1965] исследовала изменение концентрации поровых растворов в отложениях Каспийского моря по глубине и установила, что концентрация поровых вод закономерно возрастает с 13,1 г/л (соленость вод моря) до 139 г/л на глубине 616–623 м (гравитационное давление 70 кгс/см²) и остается такой же до глубины 800 м (гравитационное давление 100 кгс/см²). При этом концентрация солей в алевроитовых прослоях выше, чем в более глинистых прослоях примерно на 30–40 г/л на глубине 30–40 м, т.е. градиент концентрации составлял примерно 1 г/л на 1 м мощности отложения. Наличие градиента концентрации электролитов способствовало осмотическому отжатию воды, что и было причиной более интенсивного уплотнения отложений.

Уплотнение осадков в условиях субаквального существования происходило более интенсивно, чем при компрессии. Следовательно, при историко-геологическом уплотнении существует некоторый фактор, возрастающий во времени. По-видимому, это силы осмоса, обусловленные наличием разной концентрации солей в алевроитовых и глинистых прослоях и производящие отжатие воды из глинистых прослоев, а также минеральные новообразования, уплотняющие породу. В субаэральных условиях разница результатов историко-геологического и компрессионного уплотнения значительно меньше, чем при субаквальном уплотнении (табл. 28, 29).

Таблица 28

Сравнение историко-геологического и компрессионного уплотнения глинистых отложений дна Каспийского моря (число пластичности 13)

Показатель	Коэффициент пористости при давлении, кгс/см ²		
	10	50	100
Коэффициент пористости при компрессии	0,75	0,62	0,54
То же, при гравитационном уплотнении $e_{гр}$	0,60	0,45	0,32
Δe	0,15	0,17	0,22
$\frac{\Delta e}{e_{гр}}, \%$	25	38	69

Таблица 29

Уплотнение неокомской глины в субазальных условиях под влиянием гравитационного и компрессионного давления

Показатель	Коэффициент пористости при давлении, кгс/см ²			
	5	15	25	100
Коэффициент пористости при компрессии	0,83	0,75	0,71	0,605
То же, при гравитационном уплотнении $e_{гр}$	0,785	0,70	0,68	0,590
Δe	0,045	0,05	0,03	0,015
$\frac{\Delta e}{e_{гр}}, \%$	5,7	7,1	4,4	2,5

Из табл. 29 видно, что разница значений коэффициентов пористости при компрессии и гравитационном уплотнении составляет 2,5–7,1% и мало зависит от времени (глубины залегания глины).

Таким образом, для неокомской глины величина уплотнения в результате действия гравитации составляет малую часть коэффициента пористости. Это говорит о незначительных вторичных процессах уплотнения и является доказательством торможения уплот-

нения в результате возникновения цементационных связей между частями.

Изложенное выше не дает убедительного материала для утверждения, что геологическое время действует как уплотняющий фактор. Это можно объяснить тем, что компрессионное уплотнение не идентично историко-геологическому уплотнению вследствие быстрых темпов приложения давления, условности критерия стабилизации деформации под данной нагрузкой, трения между грунтом и стенкой прибора, иных температурных условий проведения опыта и т.п. Наличие трения между грунтом и стенкой прибора и условность критерия стабилизации деформации определяет недоуплотненность грунта по сравнению с историко-геологическим уплотнением, которая увеличивается с повышением давления. Эта недоуплотненность грунта при компрессии Ю.В. Мухиним оценивалась как результат уплотнения в течение геологического времени. Его вывод о геологическом времени как уплотняющем факторе не получает подтверждения и данными исследований З.А. Кривошеевой [1972], показавшей, что породы разного возраста — от венда до девона, залегающие на одних глубинах, имеют примерно одинаковую пористость.

Изменение пористости-влажности глинистых грунтов при изменении природного давления. Глинистые породы, находящиеся под действием природной нагрузки, часто рассматривают как нормально уплотненные, переуплотненные и недоуплотненные. Понятие о переуплотненном и недоуплотненном состояниях глинистых пород относится только к поверхностной толще грунтов, где попеременное набухание и усадка, замораживание и оттаивание способствуют образованию переуплотненных глинистых пород и недоуплотненных пылеватых по отношению к действующему природному давлению.

Если же рассматривать более глубокие слои пород, залегающие ниже уровня колебания годовых температур, то для них будет характерно соответствие между пористостью и действующей природной нагрузкой. Это было отмечено еще Ф.П. Саваренским [1940], который считал, что в связи с медленностью протекания геологических процессов глинистые породы приобретают плотность, соответствующую нагрузке от вышележащих пород в настоящее время.

Рассмотрим пористость-влажность неокомских глин, залегающих в основании одной из ГЭС [Знангиров, Баранова, 1968], которая построена в Балаковском сужении долины Волги, имеющей резко асимметричный профиль. Правый берег высотой до 100 м достаточно крут, является восточным склоном Приволжской возвышенности. Левый берег низкий, пологий, является аккумулятивной частью долины Волги. Естественный перепад давлений в кровле неокомских глин, залегающих на правом и левом берегах, составляет около 25 кгс/см^2 .

Правый берег и ложе террас Волги сложены преимущественно породами готерив-барремского и апт-альбского возраста, падающими на запад-северо-запад под углом около 1° . Непосредственно в основании ГЭС залегают нижнемеловые породы, готерив-баррема

общей мощностью до 65–68 м. Часть верхнебарремских и аптальбских отложений общей мощностью 150–200 м удалена в результате формирования долины Волги. Породы нижнего мела в основании ГЭС представлены чередованием глин и алевроитов, расчлененных геологами Гидропроекта на три пачки (снизу вверх).

Пачка А мощностью до 28 м представлена преимущественно глинами с двумя прослоями алевроитов и слоем конгломерата в основании. Пачка В мощностью до 14 м сложена в основном алевроитами с четырьмя прослоями глин. Пачка С мощностью до 26 м представлена чередованием слоев мощностью 4–6 м с прослоями алевроитов мощностью до 0,2–0,4 м. Всего в пачке С, являющейся непосредственным основанием ГЭС, выделяется 9 слоев.

Глина неокома пачки С во влажном состоянии темно-серые, черные и зеленовато-серые, при высыхании немного светлеют. По гранулометрическому составу они представлены в основном тяжелыми глинами. По консистенции они полутвердые и твердые. Неомомские глины пачки С довольно однородны по простиранию в пределах каждого слоя. Так, изменение величин предела текучести и числа пластичности в каждом из слоев под различными элементами рельефа составляет в среднем около 10%.

По минеральному составу глинистая фракция пород пачки С относится к гидрослюдисто-монтмориллонитовым глинам; содержание органического вещества до 2%. Пылевая фракция состоит из кварца, полевых шпатов, а также пирита и железистых карбонатов; в выветрелых разностях встречаются гипс и окислы железа. Все это свидетельствует о наличии многообразных внутренних факторов разуплотнения в самих глинах.

Формирование свойств неомомских глин на стадии диагенеза тесно связано с развитием долины Волги и жизнью правобережного высокого склона долины. Неомомские глины в основании ГЭС под высокой поймой левого берега находятся на глубине 24–47 м от поверхности и испытывают природные нагрузки 2,8–5,1 кгс/см². Под руслом Волги они находятся на глубине 30–51 м и испытывают давление 3,1–5,1 кгс/см², а под правым берегом погружаются на глубину 115–135 м и испытывают давление от вышележащих отложений 19–22 кгс/см². На рис. 67 представлены историко-геологические кривые уплотнения неомомских глин, залегающих под различными элементами рельефа. Они свидетельствуют о разуплотнении глин в левобережной части и в русле в процессе формирования долины Волги.

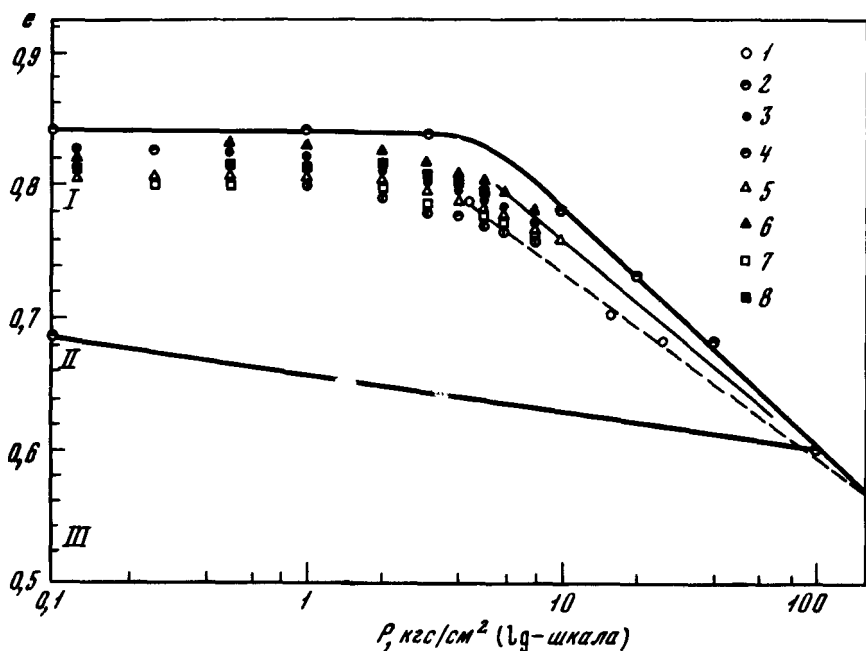
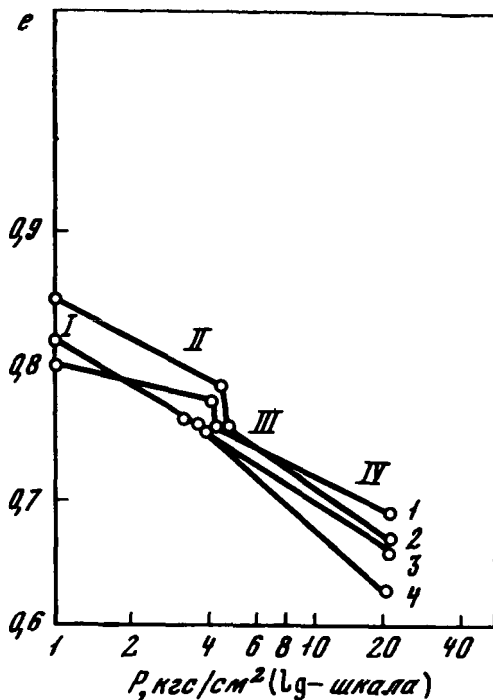
Естественно-геологический этап разуплотнения неомомских глин сопровождается количественным изменением характеристик их естественного сложения под различными элементами долины (см. рис. 67). Наблюдается увеличение влажности и коэффициента пористости и уменьшение плотности глин от правого берега к руслу и высокой пойме левого берега. Из этих данных следует, что набухание толщи глины в несколько метров продолжается в течение ряда лет.

Рис. 67. Историко-геологические кривые уплотнения неомских глин

I – котлован на высокой пойме, II – высокая пойма, III – русло р. Волги, IV – коренной склон
1-4 – слои глины

Рис. 68. Сравнение кривых историко-геологического (1) и компрессионного уплотнения слоев неомской глины нарушенной структуры (2) и ненарушенной структуры (3, 5, 7) – до вскрытия котлована и 4, 6, 8 – после вскрытия котлована

I – левый берег ($P = 4-5 \text{ кгс/см}^2$), II – правый берег ($P = 25 \text{ кгс/см}^2$), III – усадка



Сравнение историко-геологической кривой равновесного уплотнения породы с компрессионной кривой глин естественной и нарушенной структуры позволяет получить информацию о соответствии пористости действующему давлению. Из данных, приведенных на рис. 68 видно, что историко-геологическая кривая расположена ниже компрессионной кривой для глин естественной структуры и пасты. Все кривые пересекаются примерно при давлении порядка 150 кгс/см^2 . Следовательно, при давлениях больших 150 кгс/см^2 , исчезает разница в сжимаемости пасты грунта естественной структуры и породы в условиях естественного залегания.

В результате природных геологических процессов (эрозия, денудация), а также инженерной деятельности человека изменяется напряженное состояние пород, что сопровождается их разуплотнением.

Разуплотнение – сложный процесс деформации пород в условиях естественного залегания. Характер и интенсивность разуплотнения породы определяется как степенью изменения напряженного состояния (перепад давлений), так и прочностью самих пород и условиями их залегания. Разуплотнение пород выражается: 1) в нарушении монолитности массива пород – трещины бортового и донного отпора, а также трещины скола и т.д.; 2) в увеличении их пористости-влажности; 3) в пластическом выдавливании пород. Разуплотнение породы в конечном итоге приводит к уменьшению ее сопротивления деформируемости.

Основная причина разуплотнения пород – снятие природного давления – обычно действует медленно в ходе естественно-геологических процессов (денудация, эрозионные врезы при формировании речных долин и т.д.) и сравнительно быстро при строительных работах (отрывка глубоких котлованов, проходка тоннелей, шахт и т.д.).

Всесторонняя оценка процесса разуплотнения пород, выяснение механизма и правильный прогноз его особенно важны при создании крупных гидротехнических сооружений, когда строительство происходит в глинистых грунтах и требуется устройство глубокого котлована. Опыт инженерно-геологического изучения условий строительства ГЭС на Волге показал, что разуплотнение неомских глин осложнило инженерно-геологическую обстановку и выбор расчетных показателей основания, необходимых для проектирования ГЭС.

Характерная особенность неомских глин, залегающих в основании ГЭС – их высокая трещиноватость. Наиболее крупными и выдержанными трещинами, определяющими строение массива, являются тектонические трещины S-образного кливажа, имеющие в основном широтное простирание с азимутами $260-290^\circ$. В связи с неоднородностью слоистой толщи глин пачки С направление трещин меняется. Трещины кливажа в пределах котлована имеют преимущественно южное падение с азимутами $170-200^\circ$ и очень крутые углы падения ($70-90^\circ$). Степень нарушения глин основания в пределах котлована (модуль трещиноватости) увеличивается по направ-

лению к руслу Волги, в сторону правого берега, т.е. к местам наибольших напряжений.

Структурный анализ неокомской толщи по кровле алевроитового слоя в пределах гидроузла выявил наличие сводовых поднятий на фоне общего моноклиального падения глин. Ориентировка простирания трещин секущего кливажа в плане совпадает с направлением оси свободного поднятия, а сами трещины секут слои под углами, близкими к вертикальным. В плоскостях трещин S-образного кливажа наблюдаются зеркала скольжения, заполненные перетертой плотной глиной.

Структурные карты основания ГЭС по алевроитовым слоям подтверждают наличие нарушений типа сводовых поднятий. Характерны нарушения типа мелких дизъюнктивных и пликативных смещений и сбросов-сдвигов, сопровождавшихся пережимом мощностей глинистых слоев. Амплитуда смещений убывает с глубиной. Эти данные позволяют связать образование локальных структур с экзотектоническим процессом выпора глин пачки С из-под правого берега в период образования высокой поймы Волги в связи с возникшим перепадом давления между ее правым и левым берегами и разгрузкой глин в основании высокого правобережного склона. Выпору глин из-под высокого правого берега способствует наличие пластичного и менее прочного слоя, предел ползучести которого преодолевается существующим природным давлением. При горизонтальном перемещении под действием перепада давлений слой этой глины в результате трения и сцепления оказывает растягивающее действие на более прочные слои, способствуя возникновению вертикальных трещин разрыва.

Естественно-геологический этап разуплотнения сопровождался физико-химическими преобразованиями в глинах. Так, наблюдается уменьшение засоленности неокомских глин на левом берегу в связи с большей их дренируемостью (повышенная трещиноватость). Изменяется количественное соотношение состава обменных катионов и емкости поглощения: для глин в левобережной части долины Волги увеличивается емкость поглощения (примерно на 7 мг-экв) за счет увеличения в обменном комплексе катионов Mg (примерно в 3,5 раза) и Na + K по сравнению с этими же глинами на правом берегу Волги. Наблюдается некоторое снижение содержания обменного Ca, что должно сказываться на ослаблении прочности неокомских глин. Кроме того, в шлифах неокомской глины наблюдаются кристаллы гипса, образовавшегося в результате разложения пирита. Рост кристаллов гипса в глине способствует дополнительному разуплотнению глины в результате ее дезинтеграции. Этот процесс довольно интенсивно протекает в поверхностных слоях толщи глин и является одной из причин продолжающегося набухания глин даже после укладки бетона.

Все изложенное приводит к необходимости учета и изучения естественно-геологического этапа разуплотнения пород при выборе как вариантов створов на участках с резко асимметричными доли-

нами, так и расчетных показателей основания ГЭС с учетом дальнейшего его разуплотнения.

При уменьшении природного давления происходит разуплотнение глинистого грунта в результате упругого расширения скелета и замкнутой поровой воды, набухания и кристаллизации солей. Упругое расширение грунта измеряется миллиметрами на 100 м толщи, протекает сравнительно быстро и в силу неравномерности, способствует образованию сети тонких трещин, облегчающих последующее набухание. Деформация набухания природного глинистого грунта возможна при условии [Сорочан, 1974]

$$P_{\text{нб}} > P_{\text{в}} + P_{\text{сс}}, \quad (8.1)$$

где $P_{\text{нб}}$ – давление набухания; $P_{\text{в}}$ – вертикальное природное давление; $P_{\text{сс}}$ – структурная связность.

Зная величину давления набухания, можно прогнозировать предельную мощность набухающей толщи. Если предположить, что структурная прочность глин в процессе выветривания уменьшается до нуля, то нижняя граница зоны набухания массива грунта в центре котлована будет найдена из условия

$$P_{\text{нб}} = \gamma H, \quad (8.2)$$

где γ – объемный вес грунта, H – мощность толщи.

Таким образом, на основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Разуплотнение глин происходит в два этапа – естественно-геологический и инженерно-геологический.

2. Механизм разуплотнения пород в асимметричных участках долин может носить характер выпора с образованием локальных сводообразных структур, обуславливающих высокую трещиноватость и текстурную неоднородность пород. Поэтому при изысканиях под крупные гидротехнические сооружения на участках резко асимметричных и переуглубленных долин следует изучать разуплотнение пород с помощью построения структурных карт пород слоистой толщи, а также путем обобщения лабораторных данных о составе и свойствах одних и тех же пород, залегающих под различными элементами рельефа.

3. Разуплотнение глин на естественно-геологическом этапе сопровождается снижением плотности, увеличением влажности и коэффициента пористости на разуплотненных участках, а также выражается в изменении физико-химических свойств пород, увеличении емкости поглощения, преобразовании состава обменных катионов и водорастворимых солей.

4. На инженерно-геологическом этапе скорость процесса разуплотнения значительно возрастает, причем заметную роль играют факторы выветривания.

УПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ОСНОВАНИЯ ВОЛЖСКОЙ ГЭС им. В. И. ЛЕНИНА

Конечная равновесная осадка сооружения, расположенного на переплотненных глинах, складывается из мгновенно протекающей осадки, протекающей во времени. Последняя будет состоять из осадки, протекающей при уменьшающемся поровом давлении и при нулевом поровом давлении. Часть осадки сооружения во времени можно разделить на осадку, обусловленную уплотнением набухшей, разуплотненной части массива грунта до состояния, существовавшего до вскрытия котлована, и осадку в результате уплотнения грунта с первоначальной естественной плотностью

$$S = S_{\text{мгн}} + S_t = S_{\text{мгн}} + S_{y.n} + S_{y.e}, \quad (9.1)$$

где S — суммарная равновесная осадка сооружения; $S_{\text{мгн}}$ — мгновенная осадка сооружения; S_t — осадка во времени; $S_{y.n}$ — осадка в результате уплотнения набухшего грунта при вскрытии котлована; $S_{y.e}$ — осадка в результате уплотнения грунта с естественной плотностью-влажностью, существовавшей до вскрытия котлована.

При этом рассматривается только осадка сооружения под действием веса сооружения и не учитывается дополнительная осадка в результате изменения физико-химических условий окружающей среды, в частности изменение концентрации электролитов порового раствора. Между тем, как это было показано выше, для высокодисперсных, высокогидрофильных и высокопористых глин изменение физико-химических условий окружающей среды может привести к дополнительному их уплотнению и, следовательно, обусловить непредвиденные осадки сооружения.

Нами была рассмотрена деформация уплотнения глинистых грунтов основания здания ГЭС Волжской гидроэлектростанции им. В.И. Ленина.

В основании ГЭС залегают аллювиально-делювиальные глинистые отложения рисского Q_2 и миндель-рисского времени Q_{1-2} и пресноводные неогеновые кинельские глины $N_2 \text{ кп.}$ По литологическим признакам геологами Гидропроекта в основании сооружения были выделены слои $1^a - 1^d$, $2-4 Q_{1-2}$, $1-12 N_2 \text{ кп.}$ Непосредственно под основанием ГЭС на глубину до 40 м залегают слои $1 Q_2$, $2-4 Q_{1-2}$, $1-12 N_2 \text{ кп.}$ Слои $6-9 N_2 \text{ кп.}$ залегают почти горизонтально, вышележащие слои смяты в складку, гребень которой расположен вдоль здания ГЭС, в результате чего более древние отложения подходят ближе к основанию в центре ГЭС (до 6-го слоя $N_2 \text{ кп.}$). Инженерно-геологич-

Таблица 30

Средние значения показателей инженерно-геологических свойств грунтов

Слой	Стратиграфический индекс	Естественная влажность, %	Объемный вес, г/см ³	Объемный вес скелета, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Коэффициент пористости
1	Q ₂	23,9	2,05	1,65	2,75	0,647
2	Q ₁₋₂	23,6	2,02	1,65	2,75	0,668
3	Q ₁₋₂	22,1	2,06	1,70	2,72	0,618
4	N ₂ kn	20,8	2,05	1,73	2,74	0,576
1 ^a	То же	25,4	2,01	1,60	2,75	0,715
1 ^b	"	28,1	1,98	1,54	2,75	0,785
2	"	32,2	1,90	1,44	2,77	0,928
3	"	29,0	1,97	1,52	2,76	0,817
4	"	26,9	1,99	1,57	2,76	0,765
5	"	24,4	2,03	1,64	2,76	0,687
6	"	27,4	2,00	1,57	2,75	0,771
7	"	29,0	1,96	1,52	2,76	0,825
9 ^a	"	27,2	1,99	1,57	2,74	0,760
9 ^b	"	30,9	1,92	1,48	2,76	0,870
9 ^c	"	33,0	1,91	1,44	2,77	0,928

ческие характеристики состава, структуры, физических и физико-механических свойств отдельных слоев грунтов основания ГЭС приведены в табл. 30. Наряду с глинистыми слоями в основание ГЭС был вскрыт алевролитовый слой 8N₂ kn, который является водоносным.

Глинистые грунты, слагающие активную зону основания ГЭС, имеют сравнительно высокую плотность ($e = 0,62-0,87$), полутвердую и твердую консистенцию ($B = 0,06-0,23$). Это в основном высокодисперсные глины, имеющие число пластичности в пределах от 20 до 39 и содержание частиц < 5 мкм до 60-70%. Глины полиминеральные, но с преобладанием монтмориллонита (50-70%), присутствуют смешаннослойные минералы ряда гидрослюда-монтмориллонит, а также каолинит, хлорит и магнезиальные силикаты типа палыгорскита и сепиолита. Емкость обмена четвертичных глинистых грунтов составляет 20-35 мг-экв на 100 г и кинельских 35-45 мг-экв на 100 г. Содержание обменного натрия (слои 7 и 9 N₂ kn) составляет 25-45%, остальное количество - обменный кальций. При таком соотношении обменных натрия и кальция глина по своим свойствам обладает свойствами Са-глины (табл. 31).

Давление набухания кинельских глин, определенное при компрессионных испытаниях по величине арретирного хода, для наиболее гидрофильных разностей достигает 5-7,5 кгс/см².

Создание крупного водохранилища с напором 25 м, а также закачка рассолов нефтепромысла в карбоновые отложения, подстилаю-

основания ГЭС (допостроечный период)

Предел текучести, %	Число пластичности	Коллоидная активность	Коэффициент пористости при давлении, кгс/см ²		Модуль осадки при давлении, кгс/см ²		Структурная прочность, кгс/см ²
			6	8	6	8	
44	23	0,6	0,617	0,604	1,7	2,5	1
44	23	-	-	-	-	-	-
43	23	0,6	0,576	0,565	2,1	2,8	1-2
38	20	-	-	-	-	-	-
48	25	0,7	0,707	0,697	1,4	2,0	2
54	29	0,7	0,707	0,697	1,4	2,0	2
71	39	0,7	0,911	0,899	0,4	1,0	2-3
65	37	0,6	0,751	0,739	0,2	1,0	2
43	35	-	-	-	-	-	-
51	28	0,7	0,700	0,688	1,2	1,9	-
62	25	0,6	0,746	0,737	0,8	1,3	3-4
61	33	0,7	0,814	0,802	1,0	1,6	4
49	25	-	-	-	-	-	-
66	37	0,7	0,822	0,817	0,2	0,5	4
67	37	-	-	-	-	-	-

шие кинельские (верхнеплиоценовые) и четвертичные глинистые отложения, существенно изменили гидрохимические условия в основании ГЭС. В грунтах основания фундаментной плиты получили развитие хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 30 г/л (до 0,5 N NaCl), а под понуром пресные и слабоминерализованные щелочные воды. В связи с этим возникло предположение, что в новой физико-химической обстановке монтмориллонитово-гидрослюдистые глины основания ГЭС могут изменить свои прочностные и деформационные свойства, в результате чего нарушится устойчивость здания ГЭС и произойдут его дополнительные осадки.

Для решения этой задачи были выполнены исследования по выявлению влияния физико-химических факторов на сжимаемость наиболее высокодисперсных и гидрофильных кинельских глин, слагающих основание ГЭС. Образцы-близнецы кинельской глины нарушенной структуры уплотнялись в компрессионных приборах до стабилизации деформации при давлениях 1,2 и 4 кгс/см² (критерий стабилизации деформация не больше 0,005 мм/сутки), после чего вода заменялась растворами 0,1; 1 и 2 N NaCl и CaCl₂. Применявшиеся концентрации электролитов позволили охватить весь диапазон возможных изменений концентрации электролитов в поровых водах грунтов активной зоны основания ГЭС. На рис. 69 приведены компрессионные кривые кинельской глины с водой и после подведения раствора 2N CaCl₂, для которого эффект дополнительного уплотнения был наибольшим. Видно, что контакт грунта с раствором электроли-

Таблица 31

Влияние соотношения обменных катионов на пределы пластичности кинельской глины

Содержание обменных катионов, %		Предел пластичности, %		Число пластичности
Ca	Na	верхний	нижний	
0	100	112,4	35,8	76,6
100	0	79,4	34,3	45,1
70	30	74,9	34,8	40,1

та приводит к заметному дополнительному уплотнению грунта под нагрузкой (наблюдение велось в течение 3–5 суток). Причем интенсивность и величина дополнительного уплотнения глины в результате осмотического удаления воды зависят от плотности грунта: при $P = 1 \text{ кгс/см}^2$ $\Delta e = 0,04$, при $P = 2 \text{ кгс/см}^2$ $\Delta e = 0,02$, а при $P = 4 \text{ кгс/см}^2$ составляет лишь 0,002. Глины естественной структуры имеют значительно меньшую начальную пористость, поэтому изменение концентрации электролитов в поровом растворе не вызывало заметного дополнительного их уплотнения.

Инженерно-геологический анализ уплотнения глинистых грунтов основания ГЭС. В связи с тем что физико-химические условия окружающей среды не определяют уплотнения глинистых грунтов основания ГЭС, проведен анализ неоднородности и изменений инженерно-геологических свойств грунтов основания сооружения за период 16-летней эксплуатации [Зиангиров, Титова, 1970, 1972].

Чтобы оценить количественно изменения, происшедшие в грунтах основания за 16-летний период эксплуатации были пробурены скважины и отобраны образцы. Результаты исследований грунтов, проведенных в достроительный период, были сопоставлены с результатами исследований монолитов грунтов из скважин, пробуренных после 16 лет эксплуатации сооружения. Так как пришлось иметь дело с наблюдениями событий, зафиксированных в некоторых точках пространственно-временного континуума, для снижения степени случайности при сопоставлении наблюдений были использованы статистические приемы сравнения выборочных средних. Использовались критерии χ^2 (хи-квадрат) и Стьюдента [Радионых, 1968].

Показано, что в случае малых выборок, для которых степень аппроксимации нормальным законам ухудшена в результате появления асимметричности и увеличения дисперсии, критерий Стьюдента применим и дает надежные результаты, если сравниваемые совокупности имеют одинаковые объем, дисперсии и показатели асимметрии.

Из показателей свойств грунтов для достроительного периода и после 16-летней эксплуатации сооружения ("старые" и "новые" по-

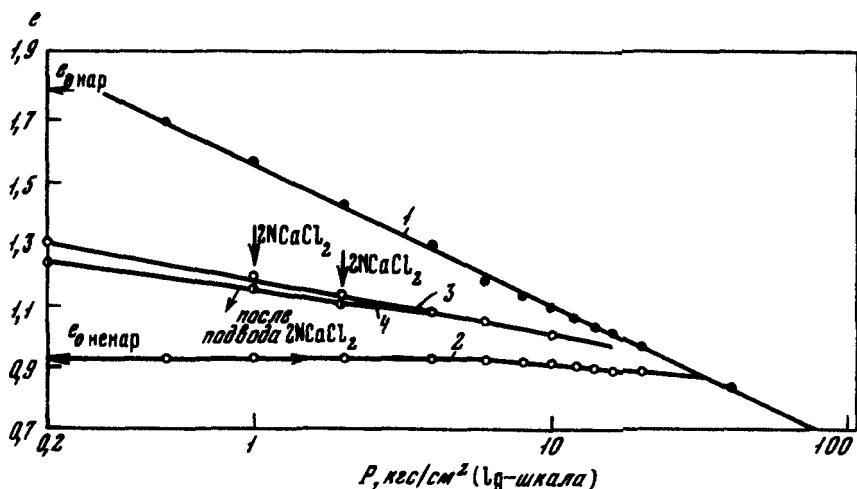
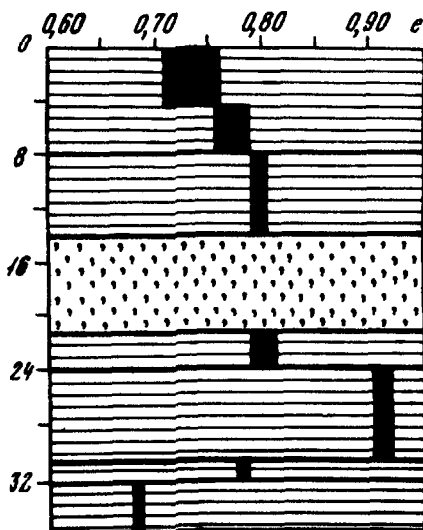


Рис. 69. Изменение коэффициента пористости кинельской глины после подведения к образцу воды (1, 2) и раствора $2N\text{CaCl}_2$ (3)
 1 - нарушенная структура ($W_0 = 63\%$, $W_T = 76\%$, $W_{II} = 41$);
 2 - 3 - естественная и нарушенная структура соответственно, ($W_T = 60\%$, $W_{II} = 32$, $W_0 = 48\%$); 4 - нарушенная структура, замес на растворе $2N\text{CaCl}_2$ ($W_T = 60\%$, $W_{II} = 32$)

Рис. 70. Изменение коэффициента пористости глинистых грунтов за 16-летний период эксплуатации сооружения по глубине

1 - диапазон изменения коэффициента пористости, 2 - глинистые грунты, 3 - алевритовый слой (правая и левая грань значения коэффициента пористости до строительства и после 16 лет эксплуатации соответственно)

■ 1 ▨ 2 ▤ 3



казатели) были образованы выборки в отдельности для каждого слоя и отдельных участков сооружения. Выборки составлялись из следующих показателей: естественной влажности, объемного веса, коэффициента пористости, числа пластичности и границы текучести. Из показателей, полученных в достроительный период, комплектовались выборки исходя из идентичности минерального состава, дисперсности и напряженного состояния.

Таблица 33. Изменение коэффициента пористости грунтов основания ГЭС после 16-летней эксплуатации

Участок I		Участок II		Участок III		Участок IV	
Слой и стратиграфический индекс	Δe	Слой и стратиграфический индекс	Δe	Слой и стратиграфический индекс	Δe	Слой и стратиграфический индекс	Δe
3 Q ₁₋₂	0,048	2 N ₂ кп	0,020	3 Q ₁₋₂	0,019	3 Q ₁₋₂	0,015
5 N ₂ кп	0,015	3, То же	0,009	5 N ₂ кп	0,006	2 N ₂ кп	0,007
7 То же	0,006	7 "	0,024	6, То же	0,013	3 То же	0,006
9a "	0,012	9 "	0,005	7 "	0,006	4 "	0,011
9b "	0,004	-	-	9 "	0,004	5 "	0,010
9c "	0,002	-	-	-	-	6 "	0,003
10 "	0,002	-	-	-	-	7 "	0,002

Таблица 34. Расчеты величины осадки и глубины активной зоны

Участок сооружения	Расчетная осадка, см	Глубина, на которую рассчитана осадка, м	Осадка в натуре, см	Процент расчетной осадки от натурной	Рекомендуемая осадка	Процент натурной осадки от рекомендуемой	Расчет глубины активной зоны, м	Рекомендуемая глубина активной зоны, м
I	20,9	30	26,2	76	50-52	51	70-74	50-80
II	19,7	30	23,7	83				
III	15,9	37	18,2	86	29-30	62	60-65	110-175
IV	10,9	21	13,3	74				

свойств глинистых грунтов из основания ГЭС для различных периодов изысканий

Дисперсия s^2_2	Проверка однородности средних по критерию κ^2			Сравнение средних по критерию Стьюдента		
	$\kappa_{1,2}$	при $q = 0,05$	при $q = 0,10$	$t_{1,2}$	при $q = 0,05$	при $q = 0,10$
Число пластичности						
12,87	0,045	2,706	1,642	0,613	2,08	1,72
6,30	0,100	2,706	1,642	0,588	2,26	1,83
6,40	0	2,706	1,642	0	2,16	1,77
6,80	0	2,706	1,642	0	2,05	1,79
16,10	0,042	2,706	1,642	0,602	2,02	1,68
Объемный вес						
0,0014	0,346	3,841	2,706	1,76	2,08	1,72
0,0009	0,444	3,841	2,706	1,43	2,26	1,83
0,0006	0,266	3,841	2,706	1,33	2,16	1,77
0,0001	0,291	3,841	2,706	2,26	2,04	1,70
0,0006	0,364	3,841	2,706	2,53	2,02	1,68
Коэффициент пористости						
0,0038	0,406	3,841	2,706	1,79	2,08	1,72
0,0033	0,124	3,841	2,706	0,77	2,26	1,83
0,0020	0,173	3,841	2,706	1,08	2,16	1,77
0,0007	0,456	3,841	2,706	1,86	2,04	1,70
0,0024	0,196	3,841	2,706	1,93	2,02	1,68

По величине изменения коэффициента пористости по глубине оценивали уплотнение грунта. Результаты определения приведены в табл. 32, 33 и на рис. 70. Видно, что наибольшие изменения плотности произошли в слое, находящемся непосредственно под подошвой сооружения, абсолютная величина Δe уменьшается с глубиной. Значительное уплотнение произошло в верхней части слоя 9 N₂ кп (9^а), залегающего ниже алевролитового слоя 8 N₂ кп.

Исходя из установленных значений изменения коэффициента пористости глинистых грунтов по глубине были произведены подсчеты осадок основания ГЭС методом послойного суммирования при невозможности бокового расширения грунта по формуле

$$S = \sum_{i=1}^n \Delta S_i = \sum_{i=1}^n h_i \frac{\Delta e_i}{1 + e_0}, \quad (9.2)$$

где S — суммарная осадка на данном участке сооружения; ΔS_i — осадка i -го слоя; h_i — мощность i -го слоя; Δe_i — изменение коэффициента пористости i -го слоя; e_0 — начальный коэффициент пористости слоя до возведения сооружения.

Таблица 33. Изменение коэффициента пористости грунтов основания ГЭС после 16-летней эксплуатации

Участок I		Участок II		Участок III		Участок IV	
Слой и стратиграфический индекс	Δe	Слой и стратиграфический индекс	Δe	Слой и стратиграфический индекс	Δe	Слой и стратиграфический индекс	Δe
3 Q ₁₋₂	0,048	2 N ₂ кп	0,020	3 Q ₁₋₂	0,019	3 Q ₁₋₂	0,015
5 N ₂ кп	0,015	3, То же	0,009	5 N ₂ кп	0,006	2 N ₂ кп	0,007
7 То же	0,006	7 "	0,024	6, То же	0,013	3 То же	0,006
9a "	0,012	9 "	0,005	7 "	0,006	4 "	0,011
9b "	0,004	-	-	9 "	0,004	5 "	0,010
9c "	0,002	-	-	-	-	6 "	0,003
10 "	0,002	-	-	-	-	7 "	0,002

Таблица 34. Расчеты величины осадки и глубины активной зоны

Участок сооружения	Расчетная осадка, см	Глубина, на которую рассчитана осадка, м	Осадка в натуре, см	Процент расчетной осадки от натурной	Рекомендуемая осадка	Процент натурной осадки от рекомендуемой	Расчет глубины активной зоны, м	Рекомендуемая глубина активной зоны, м
I	20,9	30	26,2	76	50-52	51	70-74	50-80
II	19,7	30	23,7	83				
III	15,9	37	18,2	86	29-30	62	60-65	110-175
IV	10,9	21	13,3	74				

При расчете осадки сооружения алевролитовый слой принят несжимаемым. Результаты расчетов приведены в табл. 34. Как видно, осадки сооружения, рассчитанные до глубин, равных мощности активной зоны сооружения составили 74–86% от наблюдаемых в натуре. Это свидетельствует о том, что глубина активной зоны залегает несколько ниже 30–37 м. С учетом того, что на глубине ниже 30–37 м изменение коэффициента пористости в среднем равно 0,002, по разности натурной и расчетной величин осадок была определена максимальная глубина активной зоны 60–74 м. По-видимому, действительная глубина активной зоны будет несколько меньше, так как нами не учитывалась мгновенная составляющая осадки, которая для переуплотненных глин может достигать 10% и более от общей.

Сравнение натурной осадки с рекомендуемой институтом ВОДГЕО (см. табл. 34) показало, что натурная осадка от рекомендуемой составляет 51–62%. Такое расхождение объясняется тем, что в расчеты осадок ГЭС были заложены заниженные значения модуля деформации (300–800 кгс/см²), тогда как по данным С.Н. Князева [1956], полученным методом обратного пересчета, они превышают 1500 кгс/см², и кроме того были приняты завышенные значения мощности активной зоны.

Таким образом, в результате 16-летней эксплуатации ГЭС уменьшился коэффициент пористости и увеличился объемный вес глинистых грунтов основания. Наибольшие изменения произошли в слоях, примыкающих к подошве ГЭС. В глубь массива основания абсолютная величина разности коэффициента пористости уменьшается, и на глубине свыше 30–37 м различия статистически не устанавливаются. При этом изменение физико-химических условий окружающей среды не привело к сколько-нибудь заметному изменению сжимаемости глин основания ГЭС.

Величины осадки отдельных участков ГЭС на глубину установления различий в коэффициенте пористости оказались несколько меньше наблюдаемых вследствие того, что не была включена в расчеты мгновенная составляющая и расчет производился на неполную глубину активной зоны, простирающуюся ниже глубины пробуренных скважин. Близкие значения наблюдаемых и расчетных осадок подтверждают положение о протекании осадок в основании ГЭС в условиях компрессии.

Расхождения в значениях осадок, рассчитанных по фактическому уплотнению, с натурными осадками можно объяснить наличием в суммарной осадке составляющих, обусловленных деформацией грунта, набухшего в результате вскрытия котлована, а также упругого уплотнения грунта. Если пренебречь упругой составляющей осадки, что вполне допустимо для деформаций глинистых грунтов, для которых упругая деформация не превышает нескольких процентов от общей деформации и заканчивается в период строительства, то можно путем сравнения натурной осадки с рассчитанной по фактическому уплотнению разделить осадку сооружения на две основные части: обусловленную уплотнением набухшего грунта до плотности естест-

венного сложения и уплотнением грунта естественного сложения до больших значений плотности. Для основания ГЭС величина осадки в результате уплотнения набухшего грунта составляет 14–26% от суммарной осадки, а в результате уплотнения грунта естественной плотности – 74–86%. Часть этой осадки, несомненно, обусловлена упругой деформацией.

Из приведенного анализа осадки ГЭС, расположенной на переуплотненных глинистых грунтах, следует, что для рационального прогноза осадки необходимо знать показатели деформационных свойств грунтов для трех состояний: набухшего, находящегося в естественном состоянии и упругого. При этом часть осадки в результате уплотнения грунта, набухшего при вскрытии котлована грунта расположены в верхней половине активной зоны основания, а упругая деформация характерна для всей активной зоны.

Но при наличии более длительного и интенсивного разуплотнения глин, что было характерно для оснований Саратовской ГЭС, где деформация разуплотнения наблюдалась до глубины 50 м и более и выражалась в подъеме дна котлована на 15–25 см, соотношение между различными частями осадки будет иным. Так, суммарная осадка бетонных сооружений на 1970 г., по данным Гидропроекта, составляла 165–270 мм и состояла в основном из осадки, обусловленной уплотнением набухшего при вскрытии котлована глинистого грунта, так как наибольшая осадка наблюдалась в той части котлована, которая наибольшее время простояла без пригрузки.

Неоднородность массива грунта по его сжимаемости. Массив грунта, как правило, в различных точках неоднороден по составу и строению и вследствие этого свойства его неодинаковы.

Г.К. Клейн [1956] отмечал, что неоднородность грунтов в отношении их деформируемости обусловлена непрерывным возрастанием плотности грунта по глубине. Данная модель, несмотря на то что она не отражает всего многообразия изменения свойств грунтов как по глубине, так и по простиранию, была использована Б.Н. Баршевским [1964] для прогноза деформаций гидротехнических сооружений и позволила ему существенно повысить точность расчета осадок. Б.Н. Баршевский принял, рассматривая грунт как изотропную среду, что модуль деформации изменяется с глубиной по степенному закону

$$E = Az^n, \quad (9.3)$$

где E – модуль деформации, z – глубина, A, n – параметры зависимости.

На основе выполненных расчетов осадок сооружений было установлено, что параметр n может быть принят равным 0,5. Однако действительного закона изменения модуля деформации грунта по глубине массива не было установлено.

Между тем изменение деформационных показателей грунтов в массиве может быть различным в силу неоднородности грунта. При этом необходимо учитывать в основном неоднородности, соизмери-

мые с размерами зоны влияния сооружения. Оценка неоднородности грунта в масштабах всего основания сооружения представляет сложную задачу, так как для установления объективной закономерности изменчивости состава или свойств грунтов требуется большое количество опытных данных. Для такого крупного массива грунта, каким является основание Волжской ГЭС с большим количеством точек опробования и данных опытов, неоднородность массива может быть оценена при помощи матрицы отклонений. С целью построения матрицы отклонений массив грунта в пределах сооружения разбивается на блоки по количеству секций сооружения. Далее рассчитываются обобщенные характеристики для всего слоя и слоя в пределах секции, находится их стандарт и производится вычисление отклонений

$$R_{ij} = \frac{\bar{X}_{ij} - \bar{X}_j}{\sigma_j}, \quad (9.4)$$

где \bar{X}_{ij} — обобщенная характеристика значения показателя i -й секция слоя j ; \bar{X}_j — обобщенная характеристика значения показателя j -го слоя; σ_j — стандарт показателя i -го слоя.

Расчет R_{ij} позволяет выявить редко встречаемые показатели, а также значения показателя, определяющего деформацию основания под нагрузкой. Но для получения достоверных значений показателя деформационных свойств одной матрицы недостаточно и необходимо исследовать изменение свойств грунта по трем направлениям: нормально и параллельно оси сооружения и нормально подошве сооружения.

В случае стационарной изменчивости показателей свойств в горизонтальных сечениях, что обнаруживалось для основных слоев основания ГЭС на достаточно больших расстояниях (рис. 71) можно ограничиться исследованием изменения свойств по глубине для нескольких основных узлов сооружения.

Изменение показателей сжимаемости грунтов по глубине. Изменение свойств грунта как по глубине, так и по простиранию слоя определяется основной геологической закономерностью, проявляющейся в данном массиве. Например, изменчивость деформационных свойств глинистых грунтов с глубиной обусловлена непрерывным возрастанием плотности под действием увеличивающегося гравитационного давления, в результате чего деформируемый грунт с глубиной уменьшается. Но в силу неоднородности состава в результате действия различных процессов осадконакопления и литогенезиса общая закономерность увеличения плотности с глубиной будет осложняться и наблюдаться стационарная и нестационарная изменчивость свойств грунта по глубине. Для стационарной изменчивости характерно постоянство средних значений, отсутствие регулярности в изменении дисперсии и независимость величины автокорреляционной функции от выбора начала координат. При несоблюдении этих условий будет уже нестационарная изменчивость показателя. Изменчивость свойств массива в вертикальном направлении

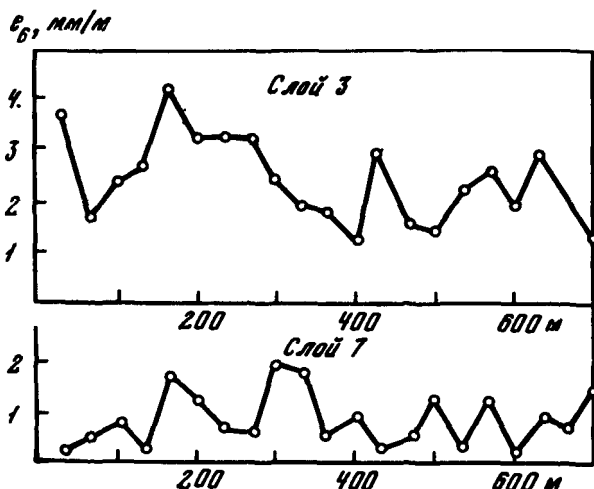


Рис. 71. Изменение модуля осадки глинистых грунтов основания ГЭС по простиранию слоев в направлении к руслу Волги (по оси ординат модуль осадки при давлении 6 кгс/см² в мм/м)

чаще всего бывает нестационарной. В связи с наличием определенной геологической закономерности и случайных геологических процессов изменение свойств грунта по какому-либо направлению в массиве можно представить в виде двух составляющих: 1) закономерной, отражающей зависимость показателя от координат пространства и отражающей основной геологический процесс и 2) случайной, не зависящей от координат пространства и обусловленной случайными процессами, "шумами" и погрешностями анализа, нарушениями при отборе и транспортировке проб и т.д.:

$$U = U_{\text{зак}} + \delta_{\text{сл}} \quad (9.5)$$

где $U_{\text{зак}}$ — закономерная составляющая, зависящая от пространственного положения пробы; $\delta_{\text{сл}}$ — случайная составляющая, характеризующая отклонения от принятой закономерности.

Закономерную составляющую можно представить какой-либо функциональной зависимостью, а случайную — дисперсией отклонений от принятой закономерности.

На рис. 72 показано изменение коэффициента пористости глинистых грунтов основания ГЭС по глубине. Видно, что для данного массива наблюдается периодическое изменение показателей, что связано с цикличностью осадкообразования на данной территории. Аналитический вид подобной зависимости очень сложен, но на отдельных интервалах изменение закономерной составляющей можно представить в виде линейной или параболической функций. Выделение закономерной и случайной составляющей может быть произведено по методике П.Л. Калистова в результате сглаживания отдельных значений "скользящим окном", включающим нес-

Рис. 72. Изменение коэффициента пористости глинистых грунтов основания ГЭС с глубиной

1 — фактическое, 2 — осредненное

колько соседних значений. Значение "скользящего окна" получается как частное от деления суммы определенного числа значений последовательно. В результате сглаживания получается осредненная линия, которая и принимается за характеристику закономерной составляющей изменчивости (см. рис. 72). Случайная составляющая рассчитывается по формуле

$$\delta_{сл} = \sqrt{\frac{\sum (U_i - U_{зак})^2}{n}}, \quad (9.6)$$

где U_i — значение показателя; $U_{зак}$ — значение закономерной составляющей; количество значений.

В табл. 35 приведены уравнения, показывающие изменение закономерной составляющей модуля осадки по глубине для различных слоев основания ГЭС, а также величины случайной составляющей. Видно, что случайная составляющая значительно меньше среднеквадратичного отклонения от общего среднего значения показателя.

Изменение показателя сжимаемости по глубине может быть на отдельных интервалах аппроксимировано при линейной зависимости показателя от глубины z функцией вида $u = a + bz$ (см. табл. 35); при параболической — $u = az^2 + bz + c$; при периодической — $u = \sum \sin \omega z$ и т.д.

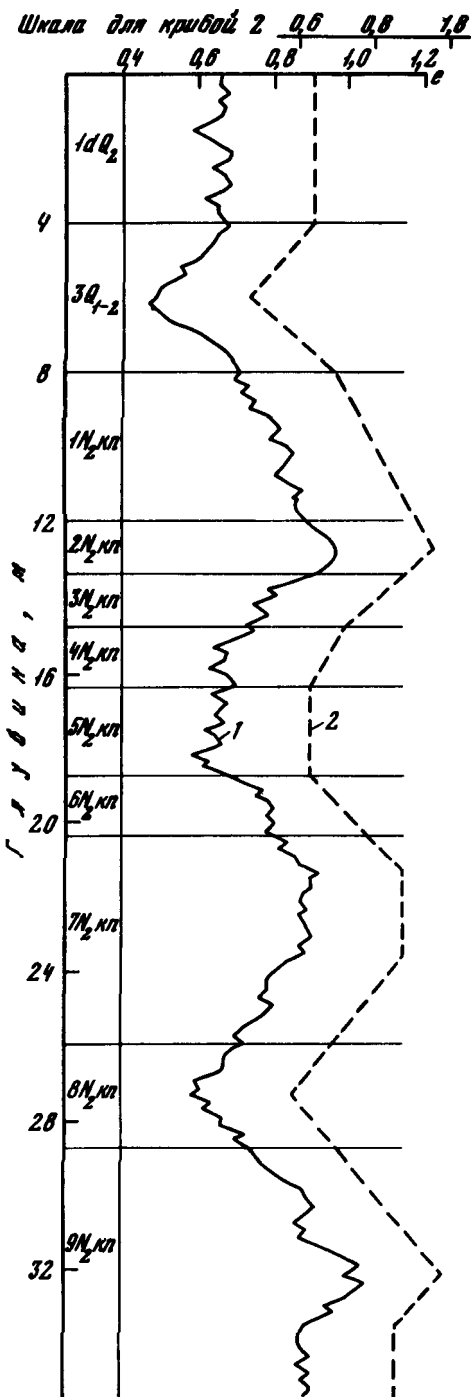


Таблица 35

Среднее значение, закономерная и случайная составляющие изменчивости модуля осадки ϵ_p ($P = 6 \text{ кгс/см}^2$) глинистых грунтов основания ГЭС

Слой и стратиграфический индекс	Среднее значение модуля осадки, мм/м	Уравнение регрессии по глубине слоя	Случайная составляющая	Среднее квадратичное отклонение от средней
1 Q_2	1,7	$\epsilon_6 = 0,22h + 0,70$	$\pm 0,41$	$\pm 0,58$
2-3 Q_{1-2}	2,1	$\epsilon_6 = 2,1$	-	$\pm 0,40$
1-2 $N_2 \text{ kn}$	1,4	$\epsilon_6 = 0,30(h + 16) - 2,20$	$\pm 0,26$	$\pm 0,98$
2-5 $N_2 \text{ kn}$	0,3	$\epsilon_6 = 0,40(h + 25) + 0,80$	$\pm 0,25$	$\pm 0,58$
7 $N_2 \text{ kn}$	0,8	$\epsilon_6 = 0,80$	-	$\pm 0,30$

Влияние количества испытаний на среднее значение модуля осадки глинистого грунта. С увеличением количества испытаний для данного инженерно-геологического элемента массива грунта происходит изменение средних и дисперсий. На рис. 73 приведены данные, показывающие изменение среднего и дисперсии с увеличением количества испытаний для теоретической модели, составленной из случайных чисел, и относительной сжимаемости глинистых грунтов слоя 2-3 Q_2 , подчиняющейся логнормальному закону распределения и имеющей стационарный характер изменчивости.

Из приведенных данных видно, что при малом количестве испытаний характерны резкие колебания средних, и дисперсий. С увеличением количества испытаний кривая средних значений круто возрастает и затем выполаживается, а дисперсия уменьшается. Для теоретической модели выполаживание кривой начинается примерно после 170 значений, а для величины относительной сжимаемости уже после 50-60 значений. Наличие разницы между теоретической моделью и реальной кривой говорит о том, что показатели деформационных свойств лишь с некоторым приближением можно считать независимыми переменными.

Влияние пространственной изменчивости свойств грунтов на выбор расчетных показателей. Совокупность физико-механических свойств грунтов есть реализация случайного, чаще всего нестационарного поля. Для выбора расчетных показателей в инженерной геологии обычно используются вероятностные формулы, полученные для независимых случайных величин. Однако эти формулы не учитывают пространственной изменчивости инженерно-геологических показателей, что обычно приводит к расхождению расчетных и действительных деформаций оснований сооружений.

Физико-механические свойства массива глинистых грунтов в зависимости от интервала опробования являются зависимыми или независимыми случайными величинами. Если интервал опробования мас-

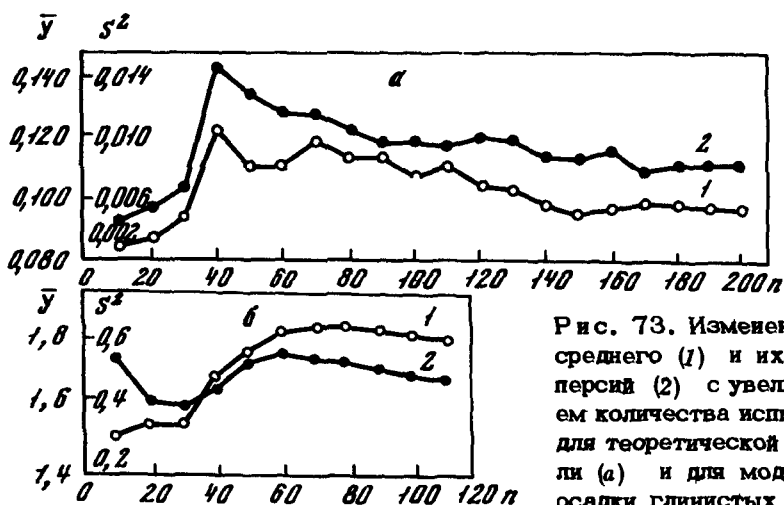


Рис. 73. Изменение среднего (1) и их дисперсий (2) с увеличением количества испытаний для теоретической модели (а) и для модуля осадки глинистых грунтов основания ГЭС (б)

сыва узкий, показатели свойств будут зависимыми случайными величинами. Для широкого интервала опробования по различным, далеко отстоящим друг от друга выработкам, показатели в зависимости от геологического строения могут быть как зависимыми, так и независимыми случайными величинами.

За расчетный показатель массива принимают обобщенный показатель с различными поправками, учитывающими как возможную ошибку определения среднего, так и характер сооружения. Если величина интервала опробования превышает величину радиуса корреляции, то определяют расчетный показатель с помощью методов доверительных пределов. Для стационарной последовательности значений показателя, подчиняющегося нормальному закону распределения, расчетный показатель определяют по зависимости

$$\gamma_{\text{расч}} = \bar{y} \pm t_p \sigma = \bar{y} (1 \pm t_p \nu), \quad (9.7)$$

где $\nu = \sigma / \bar{y}$ — коэффициент вариации; σ — среднее квадратичное отклонение; \bar{y} — среднее арифметическое значение; t_p — значение критерия Стьюдента при доверительной вероятности P и $n - 1$ числе степеней свободы.

Если же наблюдается изменение показателя по какому-либо направлению в массиве, то выбор расчетного показателя может быть сделан для известного вида изменения показателя по осредненной линии его изменения. Так, для показателя, нормально распределенного относительно линейной зависимости $y_0 + bz$ при значении σ , независимом от глубины, расчетный показатель равен

$$\gamma_{\text{расч}} = \bar{y}_0 + bz + t_p \sigma, \quad (9.8)$$

где \bar{y}_0 — среднее значение показателя при $z = 0$; z — глубина; b — эмпирический коэффициент.

- Агишев И.А. Зависимость между пористостью и модулем деформации, установленная испытаниями глинистых грунтов. — Науч.-техн. бюл. Основания и фундаменты, 1957, № 20.
- Акройд Т. Лабораторные испытания грунтов в строительстве. Пер. с англ. М.: Автотрансиздат, 1959.
- Ананьев В.П. Минералогический состав и свойства лёссовых пород. Ростов-н/Д, Изд-во Ростовск. Гос. Ун-та, 1964.
- Андреичев М.В., Горбунов Б.П., Котов А.И., Мотузов Я.Я. Термоконсолидация илов. — В кн.: Закрепление и уплотнение грунтов в строительстве. Киев, Будевельник, 1974.
- Баршевский Б.Н. Определение осадок и горизонтальных смещений гидротехнических сооружений, возводимых на грунте с переменным по глубине модулем деформации. — Труды/ЛИСИ, 1964, вып. 50.
- Берлин Т.С., Хабаков А.В. Методика и результаты определения электрокинетических потенциалов карбонатов в осадочных породах. — В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Болт Г. Физико-химический анализ процессов при сжатии глин. — В кн.: Проблемы инженерной геологии, вып. 1. М.: ИЛ, 1958.
- Бриджмен П. Исследования больших пластических деформаций и разрыва. М.: ИЛ, 1965.
- Васильева А.А. Влияние коллоидов на объемную усадку, набухание и предел прочности при сжатии глинистых грунтов. М.: Госстройиздат, 1960 (Труды НИИОСП, № 42).
- Воюцкий С.С. Курс коллоидной химии. М.: Химия, 1964.
- Герсевич Н.М., Польшин Д.Е. Теоретические основы механики грунтов и их практические применения. М.: Стройиздат, 1948.
- Гольдштейн М.Н. Механические свойства грунтов. 1-е изд., 2-е изд., 3-е изд. М.: Стройиздат, 1952, 1971, 1973.
- Грим Р.Э. Минералогия и практическое использование глин. М.: Мир, 1967.
- Денисов Н.Я. О природе деформаций глинистых грунтов. М.: Речиздат, 1951.
- Денисов Н.Я. Строительные свойства глинистых пород и их использование в гидротехническом строительстве. М.: Госэнергоиздат, 1956.
- Денисов Н.Я. Природа прочности и деформаций грунтов. М.: Стройиздат, 1972.
- Дерягин Б.В. Учение о свойствах тонких слоев воды в приложениях к объяснению свойств глинистых пород. М.: Изд-во АН СССР, 1956 (Труды совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения, т. 1).
- Дивисилова В.И. Взаимодействие водных растворов неорганических электролитов с глинами в процессе их набухания: Автореф. канд. дис. М.: 1972. В надзаг.: МГУ.
- Ерофеев П.Н., Зиянгиров Р.С. Сжимаемость морских илов. М.: Транспорт, 1969 (Труды СоюзморНИИпроекта, № 26 (32)).

- Железный Б.В., Зорин З.М., Соболев В.Д., Чураев Е.В. Экспериментальное исследование овойств воды в тонких пленках и капиллярах. - В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них, вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1972.
- Затенацкая Н.П. Гидрогеохимические условия, процессы диффузии солей и осмоса в глинистых породах. - В кн.: Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза. М.: Наука, 1965.
- Зиангиров Р.С. О явлениях, сопутствующих электроосмосу в грунтах. - Изв. вузов. Сер. Архитектура и строительство, 1959, № 9.
- Зиангиров Р.С. Отрицательное давление в поровой воде, возникающее при электроосмосе и вакуумировании глинистого грунта. - Вестник МГУ. Сер. геол., 1964, № 3.
- Зиангиров Р.С. Сжимаемость глинистых осадков и пород. - В кн.: Инженерная геология в государственном планировании. М.: Наука, 1968.
- Зиангиров Р.С., Баранова В.И. Разуплотнение некомоных глин в связи с формированием долины Волги и строительством Саратовской ГЭС. - В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М.: Изд-во МГУ, 1968.
- Зиангиров Р.С., Вайтекунене А.И. Исследование остаточной прочности глин. - В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них. М.: Изд-во МГУ, 1972.
- Зиангиров Р.С., Вайтекунене А.И. К вопросу о природе сжимаемости и прочности глин. Труды/ВСЕГИНГЕО, 1977, вып. 164.
- Зиангиров Р.С., Рабаев Г.С. Влияние связанной воды на сжимаемость глин. - В кн.: Материалы к IV Всесоюзному совещанию по закреплению и уплотнению грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1968.
- Зиангиров Р.С., Рабаев Г.С. Сжимаемость глин и факторы ее определяющие. - Вестник МГУ. Сер. геол., 1970, № 4.
- Зиангиров Р.С., Рабаев Г.С. Закономерности изменения микротекстуры глин при компрессии. - Вестник МГУ. Сер. геол., 1971, № 4.
- Зиангиров Р.С., Титова Л.М. Исследование неоднородностей свойств массива глинистых пород. - В кн.: Вопросы инженерной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1970.
- Зиангиров Р.С., Титова Л.М. Инженерно-геологический анализ осадок гидротехнических сооружений. - Тезисы докладов и сообщений на IV конф. изыскателей ин-та "Гипропроект" по обмену опытом изысканий для гидротехнического строительства. М.: изд. Информэнерго, 1972.
- Зиангиров Р.С., Чжо Цзэ-Сань. О сейсмoeлектрическом эффекте второго рода в дисперсных грунтах. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1965, № 3.
- Злочевская Р.И. Связанная вода в глинистых грунтах. М.: Изд-во МГУ, 1969.
- Злочевская Р.И., Дивизилова В.И. Зависимость набухаемости глин от температуры. - В кн.: Связанная вода в дисперсных системах, вып. 4. М.: Изд-во МГУ, 1977.
- Злочевская Р.И., Зиангиров Р.С., Сергеев Е.М., Рыбачук А.Н. Исследования свойств связанной воды и двойного электрического слоя системы глина-раствор. - В кн.: Связанная вода в дисперсных системах, вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1970.
- Злочевская Р.И., Королев В.А., Дивизилова В.И. Температурные деформации в слабых водонасыщенных грунтах. - В кн.: Строительство на слабых водонасыщенных грунтах. Одесса: Изд-во Одесск. ун-та, 1975.
- Иванов А.Г. Эффект электризации пластов земли при прохождении через них упругих волн. - ДАН СССР, 1939, 24, № 1.

- Иванов А.Г. Сейсмоэлектрический эффект второго рода. — Изв. АН СССР, Сер. геогр. и геофиз., 1940, № 5.
- Клейн Г.К. Строительная механика сыпучих тел. М.: Госстройиздат, 1956.
- Князев С.Н. Геодезические наблюдения за сооружениями Куйбышевского гидроузла. — Изв. вузов. Сер. Геодезия и аэрофотосъемка, 1956, вып. 4.
- Комаров В.С., Ермоленко Н.Ф., Варламов В.И. Получение высокоактивного механически прочного глинисто-гидроокисного адсорбата путем кислотной активизации глина. — ДАН СССР, 1961, т. 139, № 3.
- Коробакова И.Г., Ковалева А.П., Копылова А.К. и др. Стадии изменения физико-механических свойств глинистых пород. М.: Наука, 1965 (Труды ГИН АН СССР; вып. 115).
- Коссовская А.Г., Логвиненко Н.В., Шутов В.Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. — ДАН СССР, 1957, т. 116, № 2.
- Котлов Ф.В. Антропогенные геологические процессы и явления на территории города. М.: Наука, 1977.
- Крагельский И.В. Трение и износ. М.: Машиностроение, 1968.
- Кривошеева З.А. Об изменении физико-механических свойств глин и аргиллитов в зоне катагенеза. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1972, № 3.
- Кройт Г.Р. Наука о коллоидах, т. 1. М.: ИЛ, 1955.
- Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971.
- Крюков П.А., Комарова Н.А. Об отжимании воды из глин при сверхвысоких давлениях. — ДАН СССР, 1954, т. 99, № 4.
- Крюков П.А., Комарова Н.А. Исследование растворов почв, илов и горных пород. — Докл. к VI Межд. конгрессу почвоведов. II комиссия. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
- КукOLEВ Г.В., Сыркин Я.М. Влияние рода сорбированных ионов на расклинивающее давление в водных пленках и водоудерживающую способность глины и каолина. — Коллоид. журн., 1955, т. 17, № 2.
- Кульчицкий Л.И. Природа гидратации глинистых минералов и гидрофильность глинистых пород. — В кн.: Связанная вода в дисперсных системах, вып. 2 М.: Изд-во МГУ, 1972.
- Куприна Г.А., Сергеев Е.М. К вопросу о прочности глинистых грунтов в зависимости от содержания в них связанной воды. — Науч. докл. высшей школы, 1959, № 1.
- Ларионов А.К. О природе упругих и остаточных деформаций при уплотнении маловажных глинистых грунтов. — В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них, вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1972.
- Леонардс Д.А. Основания и фундаменты. М.: Стройиздат, 1968.
- Ломтадзе В.Д. Условия выжимания воды из нефти и глина. — Зап. ЛПИ, 1951, т. 25, вып. 2.
- Ломтадзе В.Д. Изменение влажности глина при уплотнении их большими нагрузками. — Зап. ЛПИ, 1953, т. 29, вып. 2.
- Ломтадзе В.Д. Изменение состава структуры, плотности и связности глин при уплотнении. М.: Изд-во АН СССР, 1955. (Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР; вып. 12).
- Ломтадзе В.Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. Л.: Недра, 1972.
- Лопатко М.З., Яковлева А.Н., Пунтус Ф.А., Миронов А.М. Отделение и характеристика поровых вод сапропелей. В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, 1968.
- Лыков А.В. Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М.: Гостехиздат, 1954.

- Лыков А.В. Теория сушки. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1968.
- Маслов Н.Н. Прикладная механика грунтов. М.: Машстройиздат, 1949.
- Маттсон С. Почвенные коллоиды. М.: Сельхозгиз, 1938.
- Месчан С.Р. Ползучесть глинистых грунтов. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1967.
- Месчан С.Р., Галстян Р.Р. Исследование компрессионной ползучести глинистого грунта с учетом температурных воздействий. – Основания, фундаменты и механика грунтов, 1972, № 4.
- Месчан С.Р. Механические свойства грунтов и лабораторные методы их определения (с учетом временных эффектов). М.: Недра, 1974.
- Мироненко В.А. Изменение физико-механических свойств и деформация глинистых пород в результате глубокого водопонижения. – В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них. М.: Изд-во МГУ, 1972.
- Мухин Ю.В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965.
- Ничипорович А.А., Цыбульник Т.И. Прогноз осадок гидротехнических сооружений на связанных грунтах. М.: Госстройиздат, 1961.
- Овчаренко Ф.Д. Гидрофильность глина и глинистых минералов. Киев: Изд-во АН УССР, 1961.
- Огородникова Е.Н., Воронкевич С.Д. Исследование упрочнения песков карбомидными смолами. – В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения, вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1968.
- Охотин В.В. Физические и механические свойства грунтов в зависимости от их минералогического состава и степени дисперсности. М.: Гусосдор, 1937.
- Перозко Г.Н. Об эпигенетических изменениях в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности. – М.: Гостоптехиздат, 1961 (Труды СНИИГТМС; Вып. 17).
- Передельский Л.Б., Анянцев В.П. Набухание и усадка глинистых грунтов. Ростов н/Д: Изд-во Ростовск. гос. ун-та, 1973.
- Питч У.Б. Адгезия и агломерация твердых частиц при хранении, транспортировке и обработке сыпучих сред. – В кн.: Конотрирование и технология машиностроения, т. 91, сер. В, № 2. М.: Мир, 1969.
- Поляков С.С., Сергеев Е.М. О возможности отжатия связанной воды из грунтов. – Уч. зап. МГУ, вып. 149. М.: Изд-во МГУ, 1951.
- Приклонский В.А. Инженерно-геологическое изучение регионально-генетических типов глинистых горных пород СССР в лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф.П.Саваренского АН СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1956 (Труды Совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения, т. 1)
- Приклонский В.А., Чепик В.Ф. О компрессионных исследованиях глинистых пород. М.: Изд-во АН СССР, 1959 (Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР; Вып. 22).
- Пушкина Э.В. Поровые воды глинистых пород и их изменения по разрезу. М.: Наука, 1965 (Труды ГИН АН СССР; Вып. 115).
- Радионов Д.А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М.: Наука, 1968.
- Разоренов В.Ф. Методика учета систематических погрешностей при компрессионных испытаниях глинистых пород. – В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, вып. 19. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Ребиндер П.А. Процессы структурообразования в дисперсных системах. – В кн.: Физико-химическая механика почв, грунтов глина и строительных материалов. Ташкент: ФАН, 1966.
- Родэ А.А. Почвенная влага. М.: Изд-во АН СССР, 1952.

- Румпф Г., Рааш Ю. Дезагломерация в потоках. М.: Госстройиздат, 1966 (Труды Европейского совещ. по измелчению).
- Саваренский Ф.П. Успехи инженерной геологии в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940 (Труды XVII сессии Международного геол. конгресса, т.).
- Савватеев С.С. Систематические погрешности лабораторных исследований деформативности просадочных грунтов. — Основания, фундаменты и механика грунтов, 1972, № 3.
- Сергеев Е.М. Понятие об оптимальной нагрузке уплотнения грунтов. — Вестник МГУ, Сер. геол., 1949, № 10.
- Сергеев Е.М. Связанная вода в грунтах и ее влияние на их дисперсность и микроструктуру. Уч. зап. МГУ, 1956, № 176.
- Сергеев Е.М. Грунтоведение. 2-е изд., перераб. М.: Изд-во МГУ, 1970.
- Сергеев Е.М. Литология и инженерная геология. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. М.: Наука, 1970.
- Сергеев Е.М. и др. Грунтоведение. 3-е изд., перераб. и доп.; 4-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 1971, 1973.
- Сечи К. Ошибки сооружений фундаментов. М.: Госстройиздат, 1960.
- Сорочан Е.А. Строительство сооружений на набухающих грунтах. М.: Стройиздат, 1974.
- Троицкая М.Н. Пособие к лабораторным работам по механике грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1961.
- Френкель Я.И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1944, т. 8, № 4.
- Хямене-Салас Х., Сарратоса Х. Сжимаемость глин. — В кн.: Проблемы инженерной геологии, вып. 1. М.: ИЛ, 1958.
- Хоу Б.К. Основы инженерного грунтоведения. М.: Госстройиздат, 1966.
- Цытович Н.А. Механика грунтов (краткий курс). М.: Высшая школа, 1968.
- Чепик В.Ф., Воскресенский А.Н., Чулкова Н.С. Определение давления набухания, в глинистых грунтах с помощью жесткого динамометра. — Инженерные изыскания для строительства, сер. 5, № 1, М.: Изд. ПНИИС, 1967.
- Черкасов И.И. Механические свойства грунтовых оснований. М.: Автотрансиздат, 1958.
- Черкасов И.И., Шварев В.В. Начало грунтоведения Луны. М.: Наука, 1971.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Шибакowa В.С. Инженерно-геологическое значение текстуры глин: Автореф. канд. дис. М., 1967. В надзаг.: МГУ.
- Шелкачев В.Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М.: Гостоптехиздат, 1959.
- Brooker E.W., Ireland H.O. Earth pressures at rest related to stress history. — Canad. Geotechn. J., 1965, vol. 11, N 1.
- Burst F. Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. — J. Sediment. Petrol., 1965, vol. 35, N 2.
- Chilingar G.V., Knight L. Relationship between pressure and moisture content of kaolinite, illite and montmorillonite clays. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, vol. 44, N 1.
- Chilingar G.V., Ricke H.H. Data on consolidation of finegrained sediments. — J. Sediment. Petrol., 1968, vol. 38.
- Engelhardt W., Gaida K.H. Concentration changes of pore solution during the compaction of clay sediments. — J. Sediment. Petrol., 1963, vol. 33, N 4.
- Habigahi K. Temperature effect on consolidation behavior of overconsolidated soils. — Тр. 8-го междунар. конгресса по механике грунтов и фундаментостроению, т. 1.1, М., 1973.

- Kaul B.K. Temperature effects on the compressibility of clay minerals. — Inst. Engrs J. India, 1970, vol. 51, N 1.
- Kanney T.C. Sea-level movements and the geologic histories of the post-glacial marine soils at Boston, Nicolet, Ottawa and Oslo. Oslo: Norwegian Geotechn. Inst. Publ., 1965, N 62, p. 28.
- Leonards G.A., Giralt P. A study of the one-dimensional consolidation test. Proc. 5th Intern. Conf. Soil Mech. Foundat. Engr. Paris, 1961, vol. 1.
- Lo K.I. Secondary compression of clays. Oslo: Norwegian Geotechn. Inst. Publ., 1963, N 53.
- Meador R.H. Removal of water and rearrangement of particles during the compaction of clayey sediments — review. Geol. Surv. profess. Pap. Washington, 1964, 497-B.
- Mitchell J.K. Temperature effects on the engineering properties and behavior of soils. Effects of temperature and heat on engineering behavior of soils. Washington, 1969.
- Morgenstern N.R., Tehalenko J.S. The potical determination of prepered orientation in clays and its application to the study of microstructure in consolidated kaolin. — Proc. Roy. Soc. London, 1967, vol. 300.
- Olson E.E. The shear strength properties of calcium illite. — Geotechnique, 1962, vol. 12.
- Fauers M.C. Fluid release mechanisms in compacting marine Mudrocs and their importance in oil exploration. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, N 7.
- Penner E., Eden W.I., Gillo I.E. Floor heave due to biochemical weathering of shale. — Тр. 8-го Междунар. конгресса по механике грунтов и фундаментостроению, т. 2, М., 1973, с. 151 — 158.
- Plum R.L., Esrig M.I., Some temperature effects on soil compressibility and pore water pressure. — Highway Res. Board Spec. Rept, 1969, N 103.
- Rieke H.H., Chilingar Y.U., Robertson J.O. High-pressure (up to 50 000 psi) compaction studies on various clays. — Proc. XXII Intern. Geol. Congr., New Delhi, 1964.
- Schmertmann I.M. The undisturbed consolidation of clay. — Trans. Amer. Soc. Civ. Eng., 1955, vol. 120.
- Simons N. Settlement studies on a nine storey apartment building at Okernbrafen, Oslo. — Intern. Conf. Soil Mech., Foundat. Eng. London, 1957, vol. 4.
- Simons N.E. Consolidation investigation on undisturbed Fomebu clay. Oslo; Norwegian Geotechn. Inst. Publ., 1965, N 62.
- Sridharan A., Rao V. Effective stress theory of shrinkage phenomena. — Canad. Geotechn. J., 1971, vol. 8, N 4.
- White W.A. Colloide phenomena in sedimentation of argillaceous recks. — J. Sediment. Petrol., 1961, vol. 31, N 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1	
Состав и строение глинистых грунтов	7
Глава 2	
Погрешности компрессионных испытаний глинистых грунтов ^В	18
Глава 3	
Влияние внешних факторов на объемную деформацию глинистых грунтов	26
Глава 4	
Исследование влияния внутренних факторов на объемную деформацию глинистых грунтов	39
Глава 5	
Объемная деформация глинистых грунтов во времени	68
Глава 6	
Уплотнение глинистых грунтов при усадке	88
Глава 7	
Уплотнение глинистых грунтов при синерезисе, осмосе, водопонижении, вакуумировании и электроосмосе	113
Глава 8	
Уплотнение и разуплотнение глинистых грунтов в массиве	133
Глава 9	
Уплотнение глинистых грунтов основания Волжской ГЭС им. В.И. Ленина	143
Литература	158

Рэм Сабирович Зияигиров

ОБЪЕМНАЯ ДЕФОРМИРУЕМОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

4.,

Утверждено к печати Производственным и научно-исследовательским институтом по инженерным изысканиям в строительстве (ПНИИС) Госстроя СССР

сop-
Pet-

Редактор Н.А. Платов. Худож. ред. С.А. Литвак. Техн. ред. Л.А. Куликова
ИБ № 16430

Подписано к печати 14.03.79. Т — 02872. Формат 60х90 1/16. Бумага офс. № 1
Усл.печ.л. 10,3+0,5 вкл. Уч.-изд.л. 11,8. Тираж 750 экз. Тип. зак. 1035 Цена 1р. 80

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12