

Н. В. ЛОГВИНЕНКО

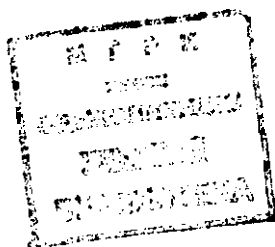
302
169

ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

(С ОСНОВАМИ МЕТОДИКИ
ИССЛЕДОВАНИЯ)

Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов геологических специальностей
вузов

Scan Pirat



ИЗДАТЕЛЬСТВО „ВЫСШАЯ ШКОЛА“
МОСКВА—1987

- 672441 -

Более четверти века курс осадочной петрографии читается в высших учебных заведениях нашей страны. В настоящее время по петрографии осадочных пород имеются учебники М. С. Швецова, Л. Б. Рухина и Л. В. Пустовалова. Как учебное пособие используют книгу Г. И. Теодоровича, по отдельным разделам курса — работы Г. Б. Мильнера, Н. А. Преображенского и С. Г. Саркисяна, Н. В. Логвиненко, а также ряд учебников на английском языке: Г. Б. Мильнера, В. К. Крумбейна и Ф. И. Петтиджона и Ф. И. Петтиджона.

Однако упомянутые выше учебники по своему объему, по объему и направленности не отвечают программе университетского курса.

Настоящий учебник содержит минимум сведений по петрографии осадочных пород, который можно изложить в объеме университетского курса.

Книга состоит из четырех частей: в первой части рассмотрены условия образования осадочных пород, во второй — дано описание наиболее важных типов пород, третья часть посвящена вопросам формирования осадочных толщ, в четвертой части изложены методы и приемы исследования осадочных пород. При написании книги учтены данные и результаты новейших исследований.

Содержание учебника соответствует программе курса петрографии осадочных пород с основами иммерсионного метода для специальностей «Геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых», «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» и «Геохимия» высших геологических учебных заведений.

История возникновения и развития петрографии осадочных пород

Петрография осадочных пород выделилась из общей петрографии в начале XX в. и наряду с радиогеологией, геохимией и другими является одной из наиболее молодых геологических наук.

Одной из основных причин возникновения новой научной дисциплины явились запросы практики — развитие промышленности и сельского хозяйства, особенно бурно происходившее в нашей стране, требовавшее все большего и большего количества различных полезных ископаемых. Огромное большинство полезных ископаемых — руды железа, марганца, алюминия, уголь, нефть, горючие газы, калийные соли, фосфориты, различные строительные материалы — представляют собой осадочные горные породы. Правильная организация поисков и разведок полезных ископаемых невозможна без знания их состава и условий образования, что и обусловило необходимость систематического, всестороннего изучения осадочных пород.

Естественно, что для возникновения новой научной дисциплины потребовался долгий подготовительный период. Систематически излагать историю развития петрографии, переплетающаяся с историей других геологических наук, мы здесь не будем, а остановимся кратко на некоторых важных вехах, подготовивших создание новой отрасли знаний.

Изучение современных осадков и некоторых осадочных пород началось в XVIII в. Одна из первых работ в этой области принадлежит Реомюру и посвящена золотоносным пескам Франции («История рек и ручьев Французского королевства, несущих золотые чешуйки»). Ценный вклад в развитие геологии внес великий русский ученый М. В. Ломоносов. В своей работе «О слоях земных» М. В. Ломоносов рассматривает и правильно для того времени объясняет происхождение угля и нефти, производит сравнение современных осадков и осадочных пород (торфа и каменного угля), а также высказывает общие, принципиально правильные соображения об условиях образования осадочных пород. Однако в целом XVIII в. явился периодом накопления фактического материала по современным осадкам и некоторым осадочным породам. Методы исследования были не-

совершенными, преобладало визуальное описание с простейшими физическими и химическими испытаниями.

В XIX в., наряду с дальнейшим накоплением фактического материала, усовершенствуется методика исследования и формулируется ряд важных теоретических обобщений.

РевOLUTIONизирующее значение для петрографии вообще и петрографии осадочных пород в частности имело изобретение поляризационного микроскопа. Заслуга введения в петрографию микроскопического метода исследования принадлежит Сорби (1850), Циркелю (1863), Д. И. Мушкетову, А. А. Иностранцеву, А. П. Карпинскому и А. В. Гурову (1867—1879). Француз Туле впервые применил разделение минералов осадочных пород по удельному весу в тяжелых жидкостях, а Делессе — электромагнитное разделение минералов (1899). Не меньшее значение имело введение в методику исследования осадочных пород термического анализа французским физико-химиком Ле Шателье (1885).

Наряду с усовершенствованием методов исследования появляются крупные теоретические обобщения. Теория словообразования, понятие о фациях и закон корреляции фаций введен в науку Н. А. Головкинским (1867) и И. Вальтером (1894), учение о циклах седиментации разработал Ньюберри и др. (1872). Эти работы имели большое значение не только для развития петрографии осадочных пород, но и для геологии вообще.

Крупные успехи были достигнуты в области изучения современных осадков. В 1872 г. закончила работу экспедиция Меррея и Ренара на судне «Челленджер», обследовавшая донные осадки океанов, в 1896 г. Н. А. Андрусов изучил условия осадконакопления в Черном море.

XX в. является веком создания петрографии осадочных пород. Большая заслуга в развитии этой науки принадлежит русским и советским ученым. Одним из основоположников ее заслуженно считается А. Д. Архангельский. Ему принадлежат классические работы по изучению меловых отложений, фосфоритов, бокситов, железных руд и современных осадков. А. П. Карпинский первым обратил внимание на связь осадконакопления с геотектоническими движениями, заложил основы палеогеографии — науки о географии древних времен. Учение об ископаемых углях и нефти разрабатывалось М. Д. Залесским, И. М. Губкиным и др. М. Д. Залесскому принадлежит классическое исследование по вопросу о происхождении углей, И. М. Губкин разработал основы учения о нефти и много сделал для ее поисков и разведки.

Современную методику термического анализа разработал Н. С. Курнаков. Ему и его ученикам принадлежат также исследования условий образования солей. Я. В. Самойлов посвятил свои работы выяснению роли организмов в процессе осадко- и породообразования.

Из иностранных ученых конца XIX и начала XX вв. следует упомянуть В. Мейке, Л. Кайе, Г. Потонье. В. Мейке одним из первых начал исследовать степень выветрелости обломочных минералов и использовать эти данные для реконструкции палеоклиматов. Л. Кайе принадлежат фундаментальные труды по меловым отложениям Франции, а также первая сводка по методам исследования осадочных пород (1916). Г. Потонье является одним из основоположников учения о происхождении углей и автором многочисленных работ по углям ГДР и ФРГ и палеоботанике.

Большое значение для развития петрографии осадочных пород, равно как и для всех геологических наук, имели идеи и мысли В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана, крупнейших минералогов-геохимиков XX в.

Особенно бурное развитие петрографии осадочных пород началось с 30-х годов XX в. Известно, что уровень развития науки в значительной мере определяется совершенством методики исследования. В 1925—1930 гг. в нашей стране получил широкое распространение иммерсионный метод (метод изучения зерен минералов в жидкостях при помощи поляризационного микроскопа), который значительно расширил возможности исследования осадочных пород и быстро завоевал всеобщее признание. Для разработки и усовершенствования иммерсионного метода много сделали О. М. Аншелес, В. П. Батулин, С. Г. Вишняков, В. Б. Татарский и др.

Одновременно совершенствовались и разрабатывались методы химического, термического и рентгеноструктурного анализов, электромагнитной и электростатической сепарации. В самое последнее время появились новые методы исследования — электронная микроскопия, электронография и др.

За последние тридцать лет детально изучены многие осадочные толщи и полезные ископаемые осадочного происхождения в различных областях нашей страны, а также современные осадки морей, озер и рек. Из работ этого периода назовем наиболее крупные: по изучению нефтеносных отложений — работы В. П. Батурина, Н. Б. Вассоевича, С. Г. Саркисяна и др.; угленосных толщ и углей — П. И. Степанова, Ю. А. Жемчужникова, Г. Ф. Крашенинникова и др.; карбонатных отложений — Г. И. Бушинского, Н. М. Страхова, Г. И. Теодоровича, И. В. Хворовой и др.; железных руд и бокситов — Н. М. Страхова, Л. Е. Формозовой, Ю. К. Горецкого и др.; современных осадков — М. В. Кленовой, Н. М. Страхова и др.

За эти же годы появились и новые обобщающие и теоретические работы, рассматривающие отдельные стороны процесса осадко- и порообразовании или весь осадочный процесс в целом. В этих работах освещены проблемы палеогеографического анализа на основании изучения обломочных минералов (В. А.

Батурин и др.), периодичность осадконакопления и дифференциация вещества в процессе переноса и отложения (Н. М. Страхов, Л. В. Пустовалов и др.), проблемы генезиса флиша — морских ритмичных осадков (Н. Б. Вассоевич, И. В. Хворова и др.), периодичность — цикличность осадконакопления в угленосных толщах (Ю. А. Жемчужников и др.), изменение осадочных пород в стратисфере (Л. Б. Рухин, В. Д. Шутов, А. Г. Коссовская, А. В. Коппелович и др.), закономерности современного осадконакопления (Н. М. Страхов и др.).

Для выяснения связи между осадконакоплением и режимом геотектонических движений большое значение имели исследования В. В. Белоусова, А. Б. Ронова и В. Е. Хаина и др.

В 1952 г. была проведена широкая дискуссия о состоянии науки об осадочных породах, во время которой были обсуждены результаты работ советских ученых за четверть века и намечены задачи на будущее. Основной задачей будущего признаю создание общей теории осадочного процесса и формирования полезных ископаемых осадочного генезиса.

В конце шестидесятых годов советскими учеными опубликован ряд методических руководств и справочников: руководство по изучению осадочных пород под редакцией Н. М. Страхова, по изучению глин под редакцией М. Ф. Викуловой, справочник по осадочным породам под редакцией Л. Б. Рухина и В. Б. Татарского и др.

В 1960 г. вышла в свет монография Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза», удостоенная Ленинской премии в 1961 г. В этой монографии автор рассматривает типы литогенеза (образования пород) и освещает общие закономерности осадкообразования.

За границей осадочная петрография в последний период успешно развивалась во Франции, Англии и особенно в США. Крупные достижения осадочной петрографии связаны главным образом с развитием нефтяной промышленности.

Выдающимися учеными в этой области за границей являются Г. Мильнер, П. Босвелл, К. Эдельман, В. Твенхофел, Ф. Петтиджон, Ф. Шипард и др.

Г. Мильнер занимался изучением обломочных минералов, минералов россыпей и разработкой методики иммерсионного анализа. Ему же принадлежит один из первых учебников по петрографии осадочных пород. П. Босвелл много сделал для изучения минералов осадочных пород и является автором первой сводки по минералогии осадочных пород. К. Эдельман изучал современные осадки Голландии и на основании состава обломочных минералов определял источники сноса (палеогеографические реконструкции по обломочным минералам). В. Твенхофел с сотрудниками является автором фундаментальной монографии, посвященной условиям образования осадков и осадочных

пород. Эта монография, насыщенная фактическим материалом по осадочным образованиям Америки и других частей Земного шара, представляет интерес и в настоящее время (русский перевод 1936 г.). Работы Ф. Шипарда посвящены геологии моря, исследованию современных морских осадков и процессов осадконакопления. В работах Корренса также рассматриваются современные морские осадки (Атлантика, Северное море) и различные вопросы минералогии осадочных пород. Ф. Петтиджону принадлежат наиболее обстоятельные учебники петрографии осадочных пород на английском языке и серия исследований, посвященных различным осадочным породам Америки. Кюнсен занимался исследованием флишевых отложений и разработал новую гипотезу образования флиша (в результате деятельности так называемых мутьевых потоков).

Предмет и задачи петрографии осадочных пород

Петрография осадочных пород призвана всесторонне изучать осадочные породы, их химический и минералогический состав, строение и сложение, органические остатки и т. п. и на основании этого решать вопрос об их генезисе. Важнейшей задачей петрографии является также изучение состава и происхождения полезных ископаемых осадочного генезиса.

Чтобы уяснить, какие конкретно проблемы разрешает осадочная петрография и какими методами, коротко остановимся на характеристике ее основных направлений.

Терригенно-минералогическое направление. Терригенно-минералогические исследования ставят своей задачей изучение обломочных минералов осадков и пород с целью использования полученных данных для корреляции немых осадочных толщ, а также для палеогеографических реконструкций. Например, сравнивая минералы исследуемой толщи с минералами возможных источников сноса, определяют, откуда они принесены — устанавливают питающую провинцию. Изучая состав и содержание минералов в породах по ряду разрезов немых осадочных толщ, сопоставляют отдельные горизонты различных разрезов по одинаковым или сходным комплексам минералов.

Аутигенно-минералогическое направление. При изучении осадочных пород особое внимание следует уделять минералам, образовавшимся в осадке или породе на месте ее залегания, а также изменению структур и текстур при процессах метаморфизации пород. Аутигенные минералы являются показателями физико-химических условий и термодинамического режима среды образования и изменения осадочных пород. На основании изучения состава и характера сообществ аутигенных минералов

можно определить условия образования и изменения осадочных пород.

Геохимическое направление. Геохимическое направление ставит перед собой задачу выяснения условий накопления и перемещения химических элементов и их комплексов в различных осадках и породах в связи с физико-химическими и геологическими обстановками. Основным методом этого направления является химический анализ осадочных пород на массовом материале и на обширных пространствах. В настоящее время для решения ряда геохимических проблем широко привлекается изучение изотопного состава элементов осадочных пород.

Фациально-формационное направление. Сущность этих исследований заключается в следующем: на основании детального изучения осадочных пород восстанавливаются условия их образования (фациальный анализ). Наряду с этим в самих толщах выделяют определенные генетически связанные между собой сообщества пород — формации — и прослеживают их размещение в разрезах и на площади. Формации возникают при определенном геотектоническом режиме, и их характер и размещение помогают выяснять геологическую историю региона.

Изучение современных осадков. Современные осадки — это тот материал, из которого со временем образуются осадочные породы. Как происходит образование осадков, мы наблюдаем непосредственно и во многих случаях можем детально исследовать среду осадконакопления. Знание условий образования осадков в настоящее время помогает геологам определять условия образования осадочных пород (древних осадков при аналогичном составе и строении). Этот принцип лежит в основе сравнительно-литологического метода. Изучение современных осадков сыграет большую роль в дальнейшем развитии петрографии осадочных пород и геологии вообще.

Связь петрографии осадочных пород с другими науками

Осадочные породы представляют собой геологические тела и минеральные агрегаты одновременно. Это обстоятельство определяет связь петрографии с науками геологическими (стратиграфией, палеонтологией, геологией, геотектоникой и др.) и науками минералого-геохимического цикла (кристаллографией, минералогией, петрографией кристаллических пород, геохимией и др.), а также физико-химическими и физико-математическими. Образование осадков происходит на суше, в реках, озерах, морях и океанах. Физико-географические условия суши и режим водных бассейнов изучаются физической географией, климатологией, гидрологией, океанологией и др. Поэтому, естественно, существует тесная связь петрографии осадоч-

ных пород с перечисленными выше науками. И, наконец, сама осадочная петрография с ее объектами и методами представляет интерес для ряда геологических (гидрогеология, учение о полезных ископаемых и др.) и технических (учение о строительных материалах, механика грунтов, горное дело и др.) наук и некоторых отраслей промышленности (керамическая, угольная и др.).

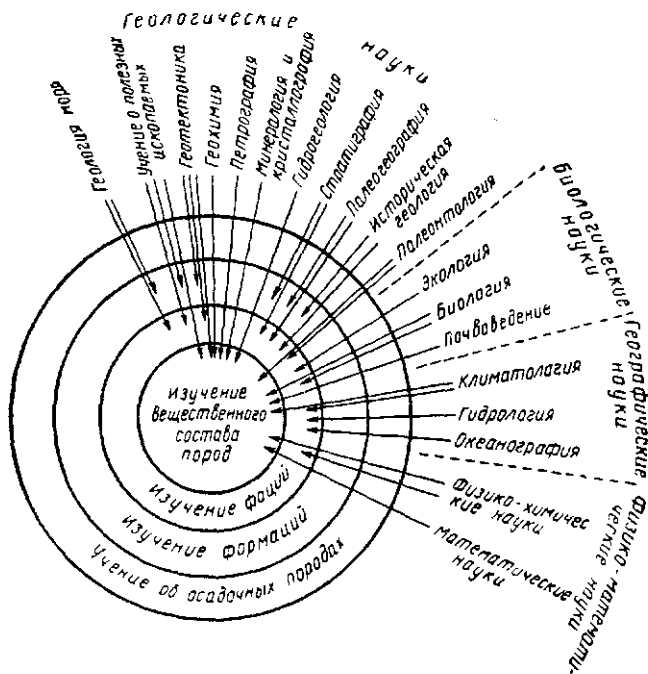


Рис. 1. Связь петрографии осадочных пород с другими науками (по Рухину)

Положение петрографии осадочных пород среди других наук показано на схеме (рис. 1).

Методы исследования осадочных пород

Изучение осадочных пород начинается в поле и завершается в лаборатории. В поле исследователь обращает внимание на условия залегания, сложение и строение пород, состав и условия захоронения органических остатков и т. п.

В лаборатории всеми доступными петрографическими методами про-

изводится определение вещественного состава, строения, физических и других свойств горных пород. Методика лабораторных исследований в наше время сложна и многообразна.

Основным методом изучения осадочных пород в лаборатории является кристаллооптический анализ в шлифах (тонких срезах) и в зернах в иммерсии (в жидкостях). Параллельно с кристаллооптическим анализом породы исследуются различными химическими методами: валовой химический анализ, определение содержания отдельных элементов, рациональный анализ — анализ кислотных и водных вытяжек и т. п. Содержание редких и малых элементов определяется с помощью спектрального анализа.

Для диагностики глинистых и карбонатных минералов применяются методы хроматического анализа (окрашивание порошков и шлифов различными реактивами). При изучении обломочных пород широко используют методы гранулометрического анализа (рассеивание на фракции различного размера при помощи сит или отмучиванием в воде).

При изучении тонкодисперсных пород, таких, как глины, руды железа, алюминия, карбонатные породы, применяются термический и рентгеноструктурный анализы — получение термограмм или кривых нагревания и рентгенограмм — дебаеграмм минералов. При нагревании минералов вследствие выделения воды, диссоциации, полиморфных превращений и т. д. происходит или поглощение, или выделение тепла. Эти реакции регистрируются на кривой нагревания. Каждый минерал имеет свою характерную кривую. При рентгеновском методе порошок вещества облучается рентгеновскими лучами в специальной камере. Отраженные от плоских сеток пространственной реперетки кристаллов лучи фиксируются на фотопленке. Так получается дебаеграмма, имеющая для каждого минерала свои характерные черты, определяемые строением пространственной решетки минерала.

В последнее время получил широкое развитие метод электронно-микроскопического исследования, а также электронно-графический метод структурного анализа. Последний использует явление дифракции электронов от плоских сеток пространственной решетки кристаллов и отличается от рентгеновского метода тем, что в нем вместо рентгеновских лучей применяется поток электронов.

Практическое значение петрографии осадочных пород

Изучение осадочных пород имеет большое практическое значение. Многие осадочные породы представляют собой ценные полезные ископаемые. Это уголь, нефть, руды алю-

миния, железа, марганца, редких, цветных и благородных металлов (россыпи), гипс, ангидрит, каменная и калийная соль, фосфориты, цементные мергели, мел, известняки, лески, песчаники, глины и др.

Без определения вещественного состава невозможно установить их качество, а без знаний условий их образования невозможно правильно направить поиски и разведки полезных ископаемых.

Петрография осадочных пород находит широкое применение в нефтяной геологии для расчленения и сопоставления разрезов немых осадочных толщ методами минералого-петрографической корреляции.

Осадочные породы являются основанием, на котором возводятся различные инженерные сооружения: заводы, фабрики, мосты, дороги, плотины и т. п. При возведении инженерных сооружений необходимо предварительное исследование оснований, определение физико-механических и несущих свойств.

Многие осадочные породы применяются как строительные материалы непосредственно без какой-либо обработки, из других пород изготовляются различные строительные материалы.

В осадочных породах заключены огромные массы подземных вод. Качество подземных вод и условия их циркуляции зависят от состава, пористости, трещиноватости и других свойств осадочных пород.

Таким образом, в строительном и дорожном деле, гидрогеологии и ряде отраслей промышленности требуется знание осадочных пород и методов их исследования.

На осадочных породах развивается почва. Состав и свойства почв в значительной степени зависят от состава и свойства осадочных пород. Следовательно, осадочная петрография представляет интерес для почвоведов и агрономов.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочной породой называют геологическое тело, возникшее из продуктов физического и химического разрушения литосферы или в результате химического осаждения и жизнедеятельности организмов, или того и другого одновременно.

Образование осадков, из которых возникают осадочные породы, происходит на поверхности земли и в водных бассейнах в результате различных геологических процессов. По своей сущности эти процессы являются процессами физико-механическими, физико-химическими, химическими и органическими и регулируются динамикой и физико-химическими условиями среды осадконакопления (состав и концентрация растворов, кислотность и щелочность, окислительно-восстановительный потенциал и т. п.).

В самом общем виде процесс образования осадочных пород можно представить в виде следующей схемы: возникновение исходных продуктов путем разрушения материнских пород и другими способами (выбросы вулканов и т. д.), перенос осадочного материала с частичным осаждением его на путях переноса, осаждение осадочного вещества в водных бассейнах — возникновение и преобразование осадков и переход их в осадочные породы.

Осадочные породы, попадая на большие глубины, в толщу осадочных пород земной коры (в результате длительного опускания), в условиях повышенного давления и повышенной температуры подвергаются различным изменениям. Выходя на поверхность земли (при поднятии), эти породы выветриваются.

Таким образом, возникновение и изменение осадочных пород представляет собой ряд последовательных закономерных процессов, происходящих в различных термодинамических и физико-химических условиях, которые накладывают отпечаток на их строение и минералогический состав. В настоящее время процессы образования и изменения осадочных пород принято разделять на ряд стадий и этапов.

Первая стадия — возникновение исходных продуктов для образования осадочных пород. Так как подавляющая масса этих продуктов возникает благодаря процессам выветривания или гипергенеза, ее называют *стадией гипергенеза*.

Вторая стадия — перенос и осаждение вещества; ее называют *стадией седиментогенеза* (образования осадков).

Третья стадия — преобразование осадков, возникновение осадочных пород, именуется *диагенезом*.

В конечном результате образуются осадочные породы, поэтому указанные выше стадии называют *стадиями литогенеза* (Страхов, 1960).

Условия образования осадков определяются климатом, рельефом и геотектоническим режимом территории. Из этих трех факторов, пожалуй, наибольшее значение имеет климат. Это обстоятельство послужило основанием для выделения типов литогенеза по климатическому принципу (Страхов, 1960). Выделяются следующие типы литогенеза: нивальный*, или ледовый, гумидный, или литогенез умеренно-влажной и влажной субтропической и тропической зон, и аридный, или пустынный.

Нивальный тип литогенеза наиболее простой. Преобладают процессы физического выветривания и, следовательно, скопление их продуктов — различных обломочных пород, ледниковых образований. Диагенез осадков проявляется в уплотнении.

Гумидный тип литогенеза значительно сложнее. Здесь широко развиты как процессы физического и химического выветривания, так и биологические. В результате образуются различные типы пород: обломочные, углистые, глиноземистые, железистые, марганцевые, фосфатные, кремнистые, карбонатные. Процессы диагенеза осадков сложны и многообразны.

Территории с гумидным климатом в настоящее время занимают большую часть поверхности земли. Есть основание предполагать, что в прошлые геологические эпохи они имели еще большее распространение. Следовательно, гумидный тип литогенеза был и остается господствующим, а осадочные породы — продукты этого типа литогенеза — являются наиболее распространенными и наиболее изученными.

Аридный тип литогенеза. В аридных зонах Земли преобладает физическое выветривание. Процессы осадкоаккумуляции и диагенеза сложны и многообразны. Огромная масса осадочного вещества поступает сюда из гумидных зон, что сильно усложняет процессы осадкоаккумуляции и диагенеза в их пре-

* Нивальный климат — климат полярных и высокогорных областей, где вся вода связана в лед и господствуют отрицательные температуры. Гумидный — климат влажных зон с положительными температурами большую часть года или весь год, с превышением количества осадков над испарением. Аридный — климат пустынь и полупустынь с дефицитом влаги (испарение превышает количество выпадающих осадков).

делах. Здесь образуются различные обломочные породы, доломиты, сульфатные, хлоридные и другие соли, а также ряд пород, характерных для гумидных зон: карбонатные, кремнистые, фосфатные и др. Н. М. Страховым (1960) выделяется еще один — четвертый тип литогенеза по источнику вещества — эффузивно-осадочный. Он связан с областями современной и прошлой вулканической деятельности.

Первые три типа литогенеза являются зональными, четвертый — азональный.

Вулканы поставляют большое количество материала — исходных продуктов для образования осадочных пород. Можно утверждать, что большинство осадочных пород содержат в небольших количествах вулканогенный материал и не только в областях вулканической деятельности, но и на расстоянии тысяч и нескольких тысяч километров от вулканов.

Большое количество вулканогенного вещества вносится в водные бассейны в виде растворов. Отдавая должное этому источнику осадочного вещества, выделяя специальный тип литогенеза, необходимо учитывать следующее. Эффузивная деятельность поставляет материал в осадки, формирующиеся в определенных климатических условиях, накладывается на основной тип литогенеза (нивальный, гумидный, аридный) — и это поступление вещества не уничтожает признаков гумидности или аридности, а только несколько усложняет геохимию и минералогию пород. Эффузивно-осадочный процесс как бы просвечивается через призму основного типа литогенеза, характерного для данной местности. Поэтому требуется более детальное изучение и разделение эффузивно-осадочных формаций и переходных типов пород между осадочными и вулканогенными. Эффузивные породы изучаются петрографией кристаллических пород.

Четвертая стадия — изменение осадочных пород в стратиферу. Она получила название *стадии катагенеза*. В стадии катагенеза происходит уплотнение пород, изменение их минералогического состава и отчасти структуры.

Пятая стадия — стадия глубоких структурно-минералогических изменений пород в нижней части стратиферы (в геосинклиналях), носит название метакатагенеза.

Дальнейшая история осадочных горных пород развивается по одному из двух вариантов: опускание на большие глубины и горообразование, т. е. переход в метаморфические породы или поднятие с выходом пластов на поверхность земли — затем выветривание и разрушение.

Учение о стадиях осадко- и породообразования в настоящее время представляет собой один из наиболее важных разделов петрографии осадочных пород. К изложению этого раздела мы и переходим.

СТАДИИ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Стадия гипергенеза

Типы выветривания. Выветривание — разрушение материнских пород на поверхности Земли под воздействием воздуха, воды, льда, изменения температур и других физических и химических явлений, а также жизнедеятельности организмов.

В зависимости от того, какие факторы воздействия являются главными, различают физическое и химическое выветривание.

Физическое выветривание. Главным фактором является изменение температуры, раздробляющая деятельность воды, льда и ветра.

Благодаря неодинаковым тепловым свойствам минералов суточные изменения температуры приводят к неравномерному расширению и сжатию их, в результате чего в породах появляются мельчайшие трещины. Трещины увеличиваются вследствие попадания в них воды и ее замерзания (морозное выветривание). Испарение воды и отложение в трещинах солей вызывают аналогичное действие.

Большую разрушительную работу производят текучая вода, волнение. Важным фактором разрушения является снег и лед. Движущийся лед (ледник) выскабливает и сглаживает свое ложе, механически раздробляя горные породы. Значительную механическую работу производит ветер (явления развевания и коррозии).

Физическое выветривание приводит к образованию обломков пород и минералов различной величины — от крупных глыб диаметром в несколько метров до тонких частиц размером менее 0,005 мм.

Химическое выветривание. Главным агентом химического выветривания является вода. Благодаря явлению диссоциации вода всегда содержит некоторое количество ионов H^+ и OH^- . В зависимости от концентрации ионов H^+ и OH^- вода обладает кислотными или щелочными свойствами. Мерой кислотности или щелочности является величина pH. Величина pH представляет собой логарифмический показатель концентрации водородных ионов, взятый с обратным знаком: $pH = -\lg H^+$. Величина pH возрастает с уменьшением концентрации водородных ионов и уменьшается с возрастанием концентрации водо-

родных ионов. При $pH > 7$ реакция растворов щелочная, $pH < 7$ — кислая и при $pH = 7$ — нейтральная. Наиболее кислые воды наблюдаются в болотах и торфяниках и некоторых термальных источниках. Морские воды обычно имеют слабощелочную реакцию. Воды соленых озер и грунтовые воды засоленных почв характеризуются резко щелочной реакцией. Величина pH определяет химическую активность вод.

Действие воды на минералы происходит тремя путями: растворение, гидратация (вытеснение ионами H^+ оснований из силикатов и других минералов), гидролиз — полный распад минералов.

Вторым важным фактором химического выветривания является кислород воздуха и кислород, растворенный в воде.

Воздействие кислорода на минералы называют окислением.

Процессу окисления особенно подвержены минералы, содержащие элементы с несколькими степенями валентностей: железо, марганец, сера и др. Окисление происходит энергично в растворах и при высокой дисперсности вещества. Наиболее энергично окисляется органическое вещество и сульфиды.

Степень окисленности или восстановленности соединений или среды (растворов) оценивается величиной окислительно-восстановительного потенциала — Eh . Величина Eh измеряется в милливольтках. При положительных значениях Eh (до $+500\text{ мв}$) среда окислительная, при отрицательных (до -250 мв) — восстановительная.

Изменение величины Eh в природных водах регулируется газовым режимом (наличие кислорода, сероводорода и др.) и жизнедеятельностью организмов.

Третьим важным агентом выветривания является свободная углекислота. Свободная углекислота, соединяясь с водой, образует угольную кислоту. Благодаря диссоциации угольной кислоты повышается кислотность среды (H^+ и HCO_3^-). Содержание углекислоты в воздухе равно $0,03\%$, в воде ее содержится в десятки и сотни раз больше, чем в воздухе. Присутствие углекислоты снижает значение pH . Кислые воды энергично растворяют карбонаты и вытесняют основания у силикатов.

Источником углекислоты является жизнедеятельность организмов, разложение органических остатков и карбонатов и вулканическая деятельность. Особенно много углекислоты в болотных водах и торфяниках.

И, наконец, большое значение для процессов химического выветривания имеет наличие в природных водах различных кислот: гуминовой, серной и др. Присутствие кислот значительно увеличивает интенсивность процессов химического выветривания.

Химическое выветривание приводит к изменению минералов глубинных зон земли, возникших в условиях высокого давления и высокой температуры, и превращению их в минералы, устой-

живые на земной поверхности. В большинстве случаев при химическом выветривании происходит изменение более сложных соединений и возникновение более простых (вынос катионов, изменение решетки), окисление и гидратация (переход закисных соединений в окисные, безводных в водные), а также полный распад — гидролиз минералов. При процессах химического выветривания большое количество вещества переходит в коллоидные и истинные растворы.

Устойчивость минералов при выветривании. Способность минералов противостоять внешним воздействиям зависит от их состава и свойств. Можно различать механическую и химическую устойчивость. Механическая и химическая устойчивость минералов взаимно связаны и влияют друг на друга.

Механическая устойчивость зависит от твердости, спайности и других физических свойств и от степени выветрелости или разложенности минералов.

Относительная твердость минералов определяется сравнением с эталонами (шкала Маоса). Абсолютная твердость измеряется при помощи специальных приборов — склерометров. Так как механическая устойчивость минералов зависит не только от твердости, но и от других свойств, определение ее с наибольшим приближением к истине можно производить путем шлифования (определение снашиваемости по Розивалю). Образец минерала шлифуется на шлифовальном круге в определенных стандартных условиях. Степень снашиваемости определяется отношением уменьшения объема образца к затраченной на это работе (табл. 1).

Таблица 1
Соотношение между относительной, абсолютной твердостью и снашиваемостью

Минералы	Твердость по Маосу (относительная)	Твердость по Ауэрбаху (абсолютная)	Снашиваемость по Розивалю
Тальк	1	5	50
Гипс	2	12	109
Кальцит	3	80	202
Флюорит	4	100	210
Апатит	5	200	322
Ортоклаз	6	220	947
Кварц	7	275	5250
Топаз	8	460	—
Корунд	9	1000	—
Алмаз	10	2500	—

Химическая устойчивость минералов зависит от состава, строения (конституции) и степени дисперсности материала, а также

от характера среды и времени пребывания минералов в этой среде.

Фактор дисперсности играет большую роль. Так, например, полевые шпаты, устойчивые по отношению к воде и соляной кислоте (практически нерастворимы), измельченные в порошок (диаметр частиц $< 0,002 \text{ мм}$), заметно растворяются в воде и почти полностью растворяются в соляной кислоте.

Одним из показателей химической устойчивости минералов служит их растворимость в воде (табл. 2).

Таблица 2

Некоторые сведения о растворимости минералов в воде

Минерал	Температура в °С	Растворимость в г на 100 г воды	Примечание
Натриевая селитра	20	87,5	Так как данные по растворимости минералов, приводимые различными авторами, противоречивы, все сведения, помещенные в таблице, относятся к искусственным соединениям. Данные заимствованы из Справочника химика, 1951 г.
Галит	20	36,0	
Сильвин	20	34,0	
Калийная селитра	20	31,7	
Гипс	20	0,24	
Ангидрид	20	0,20	
Магнезит	18	0,10	
Целестин	20	0,011	
Кальцит	25	0,0014	
Арагонит	25	0,0015	
Витерит	20	0,0022	
Стронцианит	20	0,0011	
Барит	20	0,00023	
Корунд	20	0,00010	
Полевой шпат	20	Почти нерастворим	
Кварц	—		

При повышении давления и температуры растворимость минералов в воде, как правило, возрастает.

Еще в большей степени, чем в воде, минералы растворяются в кислотах. Природные воды часто содержат растворы различных кислот: угольной, серной, гуминовой и др. И хотя эти растворы обычно имеют слабую концентрацию, наличие их является важным фактором разложения минералов.

Прямым показателем устойчивости минералов является способность их выветриваться (или противостоять выветриванию). Сведения такого рода можно получить, изучая свежие — невыветрелые породы и продукты их выветривания (табл. 3 и 4).

По данным табл. 3 и 4 видно, что устойчивыми минералами

Таблица 3

**Изменение минералогического состава диабаз и амфиболита
при выветривании (по Гольдичу)
(в весовых %)**

Минералы	Диабаз		Амфиболит	
	свежий	выветрелый	свежий	выветрелый
Апатит	7,7	10,0	0,39	0,54
Авгит	10,0	3,1	—	—
Биотит	14,0	9,4	—	—
Гранат	—	—	5,6	45,0
Лейкоксен	—	—	0,72	—
Гидроокислы железа и лейкоксен	0,90	29,0	—	—
Пирит	0,22	0,03	0,01	0,01
Роговая обманка	36,0	23,0	77,0	6,7
Выветрелая роговая обманка	—	—	—	26,0—32,7
Рудные черные	12,90	24,0	14,0	18,0
Титанит	—	—	0,03	0,03
Хлорит	18,0	0,28	2,2	3,4
Эпидот	1,3	0,51	0,47	0,02
Неизвестные минера- лы	0,43	0,12	—	0,14

Таблица 4

**Изменение минералогического состава гнейса
при выветривании (по Гольдичу)
(в весовых %, расчет на тяжелую + легкую фракции)**

Минералы	Гнейс	Элювиальная глина	
		Первая стадия	Вторая стадия
Алланит	0,06	—	—
Ортит	1,91	0,04	Следы
Биотит	76,89	18,55	0,70
Ильменит	2,27	—	—
Лейкоксен	0,11	—	—
Лимонит	0,01	79,73	98,34
Магнетит	5,65	—	—
Коллофанит	—	0,33	0,00
Пирит	0,05	0,07	Следы
Роговая обманка	9,84	0,13	0,00
Сидерит	—	0,28	0,05
Титанит	0,49	0,00	0,00
Хлорит	Присутствует	Присутствует	Присутствует
Циркон	0,43	0,74	0,76
Эпидот	2,24	0,09	0,14
Неизвестные	0,05	0,04	0,01
Кварц	30,0	35,0	40,0
Калиевые полевые шпаты	19,0	31,0	18,0
Плагиоклазы	40,0	4,0	1,0

Относительная устойчивость минералов при выветривании (и переносе)

Устойчивость	Минералы	
	породообразующие	акцессорные
Весьма устойчивые	Кварц Люмопит Глинистые минералы	Циркон Турмалин Рутил Корунд Топаз Шпинель Дюмортьерит Брукит Анатаз Гранаты—уграндиты
Устойчивые	Мусковит Ортоклаз Микроклин Кислые плагиоклазы	Моноцит Ксенотим Эпидот Касситерит Титанит Флюорит Магнетит Ильменит Лейкоксен Гранаты — уграндиты, содержащие до 20% молекул пиральспитов (в твердом растворе)
Неустойчивые	Средние плагиоклазы Пироксены Амфиболы Кальцит Доломит Глауконит	Апатит Барит Гематит Аксицит Андалузит Ставролит Силлиманит Дистен Гранаты—пиральспиты (железо-марганцевые)
Очень неустойчивые	Основные плагиоклазы Биотит Гипс Ангидрит Сидерит Галит, сильвин	Марказит Пирит Пирротин Сульфаты железа и других металлов Оливин Фельдшпатоиды

являются кварц, калиевые полевые шпаты, циркон, лимонит (вообще гидроокислы железа), количество которых в продуктах выветривания остается таким же, как в свежей породе, или заметно увеличивается. Неустойчивыми минералами являются плагиоклазы, пироксены, амфиболы, биотит, количество которых в продуктах выветривания резко снижается.

В табл. 5 делается попытка дать оценку относительной устойчивости наиболее распространенных породообразующих и акцессорных минералов при выветривании (и переносе) на основании данных о механической устойчивости, растворимости и способности противостоять выветриванию.

Способность минералов по-разному противостоять внешним воздействиям приводит к тому, что в процессе выветривания происходит концентрация устойчивых минералов и уменьшение содержания (вплоть до полного исчезновения) неустойчивых минералов в продуктах выветривания.

При переносе и отложении продуктов выветривания эти процессы проявляются значительно слабее.

Описанные явления имеют большое значение для правильного понимания того, почему в одних осадочных породах накапливаются устойчивые минералы, в других — неустойчивые, для реконструкции палеоклиматических и палеогеотектонических условий.

Характер выветривания в различных климатических зонах. Ареной выветривания является поверхность суши. В зависимости от климата, рельефа и гидрогеологических условий местности преобладает тот или иной тип выветривания.

В странах с резким континентальным климатом, в полупустынях и пустынях, а также в полярных и высокогорных областях преобладает физическое выветривание.

Во влажных тропиках и субтропиках, влажной экваториальной и умеренно-влажной зонах, особенно при равнинном рельефе и наличии богатой растительности, преобладают процессы химического выветривания.

Выветривание в областях с гумидным климатом. Избыточное увлажнение, положительные и высокие температуры и интенсивная деятельность организмов определяют характер и направление выветривания в гумидных зонах. Здесь происходит как физическое, так и химическое выветривание, однако преобладает последнее. Обычно выветривание (за редким исключением) начинается в щелочных условиях среды и по мере формирования профиля выветривания переходит в кислую фазу. Воздействие воды, содержащей углекислоту, приводит к выносу оснований, гидратации и растворению. Очередность и интенсивность выноса определяются растворимостью соединений и свойствами химических элементов.

Наибольшей подвижностью обладают галоиды и сера. За ни-

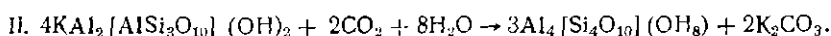
ми по степени подвижности следуют щелочные и щелочно-земельные металлы. Слабо подвижными являются железо, алюминий и титан и практически неподвижным — SiO_2 (табл. 6).

Таблица 6

Миграционные ряды элементов по Польшову и Перельману

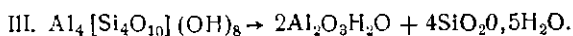
Характеристика элементов	Элементы и соединения	Порядок величины миграционной способности
Энергично выносимые	$\text{Cl}(\text{Br}, \text{I}), \text{S}$	$2n \times 10$
Легко выносимые	$\text{Ca}, \text{Na}, \text{Mg}, \text{K}, \text{F}, \text{SiO}_2$ силикатов	n
Подвижные	$\text{P}, \text{Mn}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Cu}$	$n \times 10^{-1}$
Инертные (слабо подвижные)	$\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti}$	$n \times 10^{-2}$
Практически неподвижные	SiO_2 окислов	$n \times 10^{-\infty}$

При выветривании кислых магматических пород, главными компонентами которых являются полевые шпаты и слюды, образуются гидрослюда и каолинит. Этот процесс проходит несколько стадий:



В высоких широтах этот процесс заканчивается образованием гидрослюда, в умеренно-влажной зоне средних широт процесс начинается в щелочных условиях и заканчивается в кислых условиях среды образованием каолинита.

В странах с влажным тропическим и субтропическим климатом происходит дальнейшее разложение каолинита с образованием свободных окислов и гидроокислов алюминия, железа и кремния (процесс латеритизации):



При выветривании основных и ультраосновных магматических пород образуются монтмориллонит-нонtronитовые продукты выветривания, иногда с оалом и карбонатами. В странах с тропическим и субтропическим климатом в верхних горизонтах коры выветривания появляется горизонт охр — накопление полуторных окислов алюминия и железа (иногда и титана).

Железосодержащие минералы (магнетит и др.) при выветривании окисляются и гидратируются, переходят в окислы и гидроокислы железа (процесс лимонитизации).

Сульфиды железа и других металлов переходят сначала в сульфаты, затем благодаря гидролизу и взаимодействию с кар-

бонатами — в гидроокислы железа и водные карбонаты. К процессам химического выветривания относятся также карбонатизация и декарбонатизация, окремнение и десилификация.

Минералы, легко растворимые в воде, в гумидной зоне не накапливаются, растворяются и выносятся подземными и поверхностными водами.

В процессах химического выветривания принимают участие организмы, поэтому часто говорят о биохимическом выветривании.

Выветривание в областях с аридным климатом. Дефицит влаги и высокие температуры воздуха (при наличии значительных колебаний температуры в течение суток) определяют характер выветривания в аридных странах. Здесь преобладают процессы физического выветривания (растрескивание, десквамация и т. п.), эоловые процессы (ветровая коррозия).

В результате выветривания происходит образование обломочного материала.

Химическое выветривание в аридных странах не имеет существенного значения и отличается рядом специфических особенностей. Одна из основных черт химического выветривания в аридной зоне — образование и накопление легко растворимых минералов — сульфатов железа и тяжелых металлов, сульфатов щелочных и щелочно-земельных металлов и алюминия и др. В результате происходит засоление почв карбонатами, сульфатами и хлоридами. Выветривание силикатных пород приводит к образованию гидрослюд, монтмориллонита и окислов железа.

Недостаток влаги не способствует возникновению коры выветривания заметной мощности и значительному выносу вещества в виде растворов.

Выветривание в областях с нивальным климатом. Отсутствие воды в жидкой фазе и отрицательные температуры на протяжении почти всего года определяют в полярных и высокогорных областях также преобладание процессов физического выветривания (морозное выветривание) и образование обломочного материала. Химическое выветривание не имеет существенного значения. Если оно и проявляется, то ограничивается процессами окисления и гидрослюдизации, а также образованием легко растворимых солей — сульфатов железа и тяжелых металлов подобно аридной зоне. Это, на первый взгляд, парадоксальное явление, объясняется той же причиной — дефицитом влаги.

Кора выветривания. В результате химического выветривания на месте залегания материнских пород возникает кора выветривания.

В процессе выветривания происходит дифференциация вещества: на месте выветривания остаются так называемые остаточные продукты, преобразованные в условиях поверхности земли

минералы, а вещества, перешедшие в раствор, выносятся за пределы зоны выветривания подземными и поверхностными водами.

При размывании коры выветривания поверхностными водами из остаточных продуктов возникают обломочные частицы, которые присоединяются на путях переноса к обломочному материалу, образовавшемуся при физическом выветривании.

Образование коры выветривания помимо климата и ландшафта определяется характером тектонических движений. В областях устойчивого опускания происходит накопление осадков и кора выветривания не образуется. При быстром темпе поднятий и высоком расчлененном рельефе, благодаря энергичному смыву (денудации), образование коры выветривания также невозможно. Таким образом, для того чтобы развивалось химическое выветривание и образовалась мощная кора выветривания, необходим определенный режим тектонических движений: медленное поднятие или стабильное положение территории.

Процессы выветривания развиваются постепенно и проходят ряд стадий, или этапов.

Стадийность выветривания обуславливает зональность коры выветривания. Изучение современной и древней коры выветривания показало наличие хорошо выраженной зональности.

Так, например, на гранитах Урала обычно наблюдается следующее строение коры выветривания (снизу вверх): 1) щебенисто-дресвяная, 2) гидрослюдистая и каолининовая зоны (кора выветривания мезозойского возраста).

На ультраосновных породах Южного Урала установлено иное строение коры выветривания (снизу вверх): 1) зона слабо разложившихся пород, 2) зона гидрослюды и гидроксидов, 3) зона каолинитов и монтмориллонитов и 4) зона охр (кора выветривания мезозойского возраста).

На кристаллических породах Индии наблюдается следующий профиль выветривания (снизу вверх): 1) неизменные кристаллические породы, 2) каолинизированные кристаллические породы, 3) кремнисто-каолининовая зона, 4) пятнистая зона, сложенная гидраргиллитом и гидроокислами железа, 5) поверхностная зона, сложенная красной глиной, состоящей из гидроокислов железа (современная кора выветривания).

Таким образом, в процессе выветривания образуются: обломочный материал, новые устойчивые в условиях поверхности земли минералы, коллоидные и истинные растворы. Все они являются исходным веществом, из которого впоследствии возникают осадочные породы.

В процессе выветривания начинается дифференциация вещества — отделение обломочного материала и остаточных продуктов от растворов.

Продукты выветривания представляют собой ценные полезные ископаемые. В результате физического выветривания (и пе-

реноса) возникают россыпные месторождения благородных металлов, драгоценных камней, редких и радиоактивных элементов.

В результате химического выветривания образуются месторождения первичного каолина, бокситы, руды никеля, кобальта, марганца и некоторых редких и благородных металлов.

Стадия гипергенеза или выветривания может быть подразделена в соответствии со стадийностью самого процесса на четыре самостоятельных этапа:

1) преобладание механического выветривания с образованием щебенисто-дресвянистых продуктов при наличии незначительного химического разложения в щелочных условиях среды;

2) химическое разложение в щелочных условиях среды с образованием гидрослюд и гидрохлоритов;

3) химическое разложение в щелочных и кислых условиях среды с накоплением различных глинистых минералов группы каолинита, группы монтмориллонита и др.;

4) химическое разложение — гидролиз силикатов с образованием охр, бурых железняков и латеритов.

Стадия седиментогенеза

Вслед за выветриванием и параллельно с ним происходит перенос и осаждение вещества — образование осадков. На путях переноса и в бассейнах седиментации к продуктам выветривания присоединяется вулканогенный материал и продукты жизнедеятельности организмов.

Осаждение вещества, за исключением коры выветривания, невозможно без переноса, и перенос завершается осаждением. Таким образом, перенос и осаждение являются последовательными процессами — двумя сторонами одного и того же явления — осадкообразования. Осаждение вещества начинается на путях переноса (образование делювия на склонах, аллювия в речных долинах, дельтовых отложений в устьях рек) и завершается в бассейнах седиментации. Это *второй этап дифференциации вещества — отделение части обломочного материала от растворов*. Характер процессов осадкообразования, их направление и интенсивность регулируются климатом и ландшафтом. В связи с этим целесообразно рассматривать условия осадкообразования по климатическим зонам.

Осадкообразование в областях с гумидным климатом. Перенос и осаждение обломочного материала. Главным агентом переноса и осаждения обломочного материала в областях с гумидным климатом являются текущие воды, второстепенными — ветер, сила тяжести и организмы.

Причина отложения обломков — уменьшение скорости транспортирующей среды — водного или воздушного потока. Сначала

откладываются обломки, переносимые волочением, затем взвешенные насосы.

Перенос и отложение дождевыми и талыми водами. Перенос обломочного материала дождевыми и талыми водами происходит на склонах гор и возвышенностей. Перенос осуществляется обычно на небольшое расстояние, поэтому частицы слабо окатаны и плохо отсортированы. Перемещение обломков происходит многократно по мере возникновения потоков, материал находится то на воздухе, то в воде. В результате образуются делювиальные (склоновые) и пролювиальные (у подножия склонов) осадки. В странах с равнинным рельефом делювий и пролювий представляют песчано-глинистые* и глинистые отложения с нормальной и диагональной слоистостью, с линзами более грубого материала.

В местностях с расчлененным рельефом временные потоки отлагают гравийно-галечниковые и песчано-глинистые серии осадков с диагональной слоистостью. В разрезе чередуются косые однонаправленные и горизонтальные серии слоев. Косые круто наклоненные серии грубого материала отлагаются во время действия водного потока, горизонтальные серии, сложенные тонким материалом, являются осадками временных водоемов.

В горах проливные дожди или быстрое таяние снега приводит нередко к образованию бурных потоков, состоящих из воды, грязи и камней — муров, или селей. Сели стремительно вырываются из ущелий, снося все на своем пути и отлагая материал на предгорных равнинах. Отложения грязевых потоков отличаются от других осадков почти полным отсутствием сортировки обломочного материала. Количество материала, перемещенного и осажженного дождевыми и талыми водами, огромно; оно, вероятно, превышает количество материала, переносимого реками. О масштабах этого явления можно судить хотя бы по широкому распространению делювиальных и пролювиальных отложений.

Перенос и осаждение обломочного материала речными водами. Речные воды переносят обломочный материал во взвешенном состоянии, волочением по дну, а также в растворенном виде. Соотношение растворенного вещества и материала, переносимого волочением и во взвешенном состоянии, для равнинных рек равно 100 : 4 : 53, для горных рек — 100 : 86 : 622.

О количестве осадков, переносимых реками, некоторое представление дает табл. 7.

Скорость течения в реках изменяется в широких пределах. Для равнинных рек максимальная скорость течения составляет 1,5—1,6 м/сек, для горных — до 5—8 м/сек. Характер движения воды — турбулентный. При такой скорости течения равнинные реки могут волочением по дну перемещать мелкую гальку размером до 50 мм, горные реки — крупную гальку и валуны (табл. 8).

* См. ниже. Глава пятая. Обломочные и глинистые породы.

Таблица 7

Транспортирующая деятельность некоторых рек

Название рек	Площадь стока в км ²	Годовой перенос осадков в т	Снос с 1 км ² поверхности суши в т	Повышение поверхности суши в мм в год
Иравади	1 250 000	291 000 000	2331	0,501
Рона	34 800	36 000 000	1034	0,270
По	27 100	67 000 000	2472	0,235
Дунай	320 000	108 000 000	337	0,090
Миссисипи	1 244 000	406 000 000	32	0,056

Таблица 8

Минимальные скорости течения, необходимые для начала движения частиц однородного осадка при глубине потока 1 м (по Рухину)

Размер частиц в мм	Скорость в м/сек	Размер частиц в мм	Скорость в м/сек
0,05	0,35	15,00	1,10
0,25	0,50	25,00	1,20
1,00	0,60	50,00	1,50
2,50	0,70	75,00	1,75
5,00	0,85	100,00	2,00
10,00	1,00	150,00	2,20

При минимальной скорости течения, необходимой для перемещения обломков, переносятся единичные частицы с повышенных участков дна в пониженные, в результате чего поверхность дна становится более или менее ровной. Когда скорость течения воды увеличивается в два — два с половиной раза, начинается массовое перемещение частиц, на дне потока возникают гряды. В равнинных реках гряды имеют длину 20—30 м и высоту 0,3—1,0 м, в горных реках они достигают 100—140 м при высоте 2—4 м. Форма гряд асимметричная, склон, обращенный против течения, пологий, по течению — крутой. Благодаря перемещению гряд по течению реки возникает характерная для аллювиальных отложений диагональная слоистость руслового типа (рис. 2).

В результате перекачивания обломочных частиц по дну они приобретают округлую форму. Степень окатанности зависит от дальности переноса и свойств самих обломков. Исследование песков нижних течений крупных рек (Миссисипи, Днепр и др.) показывает, что, как правило, частицы песка хорошо окатаны. Сортировка обломочного материала в реках осуществляется недоста-

точно хорошо. Это связано с большими изменениями скорости течения. Наиболее отсортированы песчаные осадки русла и прирусловых отмелей, значительно хуже — осадки прирусловых валов и плохо — осадки поймы. Перенос и отложение материала реками происходят в пределах русла в межень и по всей заливаемой долине — в половодье. Осадки равнинных рек сложены главным образом глинистыми, алевритовыми и песчаными отложениями; в реках горных областей широко распространены галечниковые и валунные отложения.

В процессе перемещения обломочного материала в реках от истоков к устью происходит уменьшение крупности частиц влекомых наносов и их отложение: песчаных осадков в русле и по

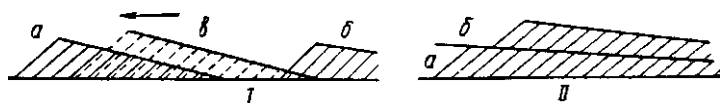


Рис. 2. Образование косослоистых песчаных серий в речном русле:

I, *a* — положение первого вала в данный момент, *б* — положение второго вала в данный момент, *в* — положение первого вала в предшествующее время, *II*. Второй вал (*б*), передвигаясь, наполз на первый (*a*)

его периферии, глинистых и песчано-глинистых на пойме, илов, обогащенных органическим веществом, и торфа в болотах и озерах поймы. Однако большая часть наносов откладывается в устьях рек, образуя обширные дельты. Благоприятными условиями для образования дельт является мелководность морского бассейна. В дельтах осаждаются наиболее тонкий песчано-глинистый материал, частично коллоиды и иногда накапливается органическое вещество (заболоченные дельты). В дельтах различают надводную часть, сложенную русловыми, пойменными, озерными и болотными отложениями, и подводную часть, сложенную песчано-глинистыми осадками, по простиранию переходящими в лагунные и морские.

Исследование взвешенных наносов и аллювиальных осадков таких крупных водных артерий, как Волга, Днепр, Миссисипи и др., показало, что при длительном переносе и на большие расстояния (1500—2000 км) изменение минералогического состава от истоков к устью не происходит. Отбор устойчивых минералов и исчезновение из осадков неустойчивых при переносе и отложении требуют большого промежутка времени и других благоприятных условий. Вероятно, в большинстве случаев, когда такой отбор имеет место, он является результатом не одного, а двух-трех последовательных циклов эрозии или результатом глубокого химического выветривания на территории суши, откуда принесен обломочный материал.

Перенос и осаднение обломочного материала в водных бассейнах. В морские и озерные бассейны поступают с суши раство-

ренные в воде вещества и часть обломочного материала, не осевшего на путях переноса. Значительная масса обломочного материала попадает в водоемы в результате размывания (абразии) берегов. Главными агентами переноса в водных бассейнах являются течения и волнения.

Течения возникают в результате самых разнообразных причин: ветра, вызывающего постоянные и периодические течения (так называемые дрейфовые), различия в плотности воды (конвекционные), различия уровней в соседних бассейнах (сточные), благодаря приливам и отливам (приливные и отливные течения) и т. п. Течения вовлекают в кругооборот почти всю толщу воды шельфа до глубины 200—250 м и иногда большую — до глубины 1000—2000 м. Скорость морских течений изменяется в широких пределах — от 0,01 до 2—3 м/сек и даже несколько больше, т. е. она соизмерима со скоростью течений равнинных и некоторых горных рек.

Ареной действий течений практически является почти вся акватория водных бассейнов, но наиболее интенсивные действия их наблюдаются в периферической части бассейнов (область береговых и циркулярных течений). Центральные части многих бассейнов лишены течений (халистатические зоны). Существуют так называемые транзитные течения, пересекающие огромные водные бассейны. Примером такого течения является Гольфстрим, пересекающий Атлантический океан от берегов Флориды до Норвегии.

Морские течения переносят огромное количество обломочного и другого материала. Об истинных размерах этого переноса мы не имеем пока правильного представления. Работа морских течений сочетается с деятельностью волн.

Причиной возникновения волн являются ветры. Ветровая волна проникает на глубину, соизмеримую с длиной волны, и периодически взмучивает донный осадок, оставляя на его поверхности знаки ряби. Глубина зоны взмучивания зависит от размеров бассейна: так, для океана она равна 200 м, в Черном море — всего 40 м, в озере Балхаш — от 0 до 3 м. Помимо ветровой волны, в морях и океанах возникают гигантские волны в результате землетрясений. Эти волны проникают на большие глубины — порядка 1000 м и более (волны цунами). Ареной действия волн является главным образом прибрежная зона литорали и сублиторали. Ветровая волна, воздействуя на осадок, сортирует материал по крупности, формирует текстуру осадка и осуществляет перенос обломочного материала. Подходя к берегу под косым углом, она выбрасывает на пляж обломочные частицы, которые смываются обратным током воды. И все повторяется вновь и вновь. Таким образом осадки перемещаются вдоль берега на десятки километров (продольное перемещение). Волна, подходящая к берегу под прямым углом, выбрасывает

обломочные частицы на пляж, способствуя формированию пляжевых накоплений (поперечное перемещение наносов).

Материал, поступающий с суши, перерабатывается морем — происходит механическая обработка частиц, их окатывание, сортировка по размеру и удельному весу, разнос по площади бассейна и отложение. Разнос и отложение материала регулируются гидродинамикой бассейна. Обычно основная масса обломочного материала захороняется на периферии вблизи берега. Грубообломочный материал захороняется на пляже и у берега, песчаный и алевритовый — в области мелководья и только глинистые частицы достигают центральной части бассейна. Распределение материала зависит также от рельефа местности: при равнинном рельефе отложение грубообломочного материала не происходит и уже на пляже накапливаются пески, а в мелководной области — глины.

Благодаря деятельности волн на пляже происходит обогащение осадков тяжелыми минералами. Таким путем образуются россыпные месторождения титана, циркония, редких земель, радиоактивных элементов и др. Слоистость осадков диагональная, пляжевого типа.

На мелководье благодаря деятельности волн образуются песчаные осадки с диагональной слоистостью знаков ряби. Изменчивость морских течений и их периодичность являются причиной образования песчаных и алевритовых осадков с диагональной слоистостью прибрежно-морского типа.

В процессе разноса и отложения обломочного материала в водных бассейнах осуществляется *разделение его по размеру частиц и удельному весу и дальнейшее отделение обломочных частиц от глинистых и растворенных веществ*. Это третий этап осадочной дифференциации вещества.

Наряду с этим наблюдаются и другие явления — отложение только с частичной — несовершенной сортировкой. В последнее время уделяется большое внимание мутьевым потокам, или турбидным течениям. Причиной образования мутьевых потоков является оползание осадков на крутом континентальном склоне в результате землетрясений, волн цунами и даже сильных штормов.

Оползающий осадок взмучивается и в виде своеобразного «грязевого» потока устремляется вниз по склону. Плотность потока может быть весьма значительной. У основания склона скорость движения потока постепенно замедляется, начинается осаждение обломочного материала. Сначала осаждается грубый, затем все более тонкий материал. Отложения мутьевых потоков характеризуются горизонтальной слоистостью и сортировкой материала в каждом слое — от более грубого (с наличием мелкого) внизу до более тонкого вверху (ритмичная слоистость — *graded bedding*). Однако эта сортировка является весьма несо-

вершенной. Мутьевые потоки зарегистрированы в Атлантике, Средиземном море и в других местах. Скорость потоков достигает 100 км/ч. Осадки потоков покрывают десятки и сотни квадратных километров.

Осаждение вещества происходит не только в текучей, но и в спокойной воде под влиянием силы тяжести. Скорость осаждения зависит от размера, удельного веса и формы частиц. Частицы песка и алеврита осаждаются согласно правилу Стокса:

$$v = \frac{2}{9} g r^2 \frac{(d_1 - d)}{\mu},$$

где v — скорость осаждения частиц;

d_1 — удельный вес частиц;

d — удельный вес воды;

μ — вязкость воды;

g — ускорение силы тяжести;

r — радиус частиц.

Правило Стокса исходит из предположения, что частицы имеют правильную шарообразную форму. Так как в природе часто встречаются частицы иной формы, например в виде листочков и чешуек (слюды), призматических и пластинчатых зерен (карбонаты, пироксены и другие материалы), правило Стокса не может считаться универсальным.

Листоватые и пластинчатые частицы осаждаются очень медленно, более крупные частицы (крупный песок, гравий, галька) — со скоростью, пропорциональной корню квадратному из радиуса частиц:

$$v = \sqrt{\frac{4(d_1 - d)gr}{3d}},$$

где все обозначения те же, что и в предыдущей формуле.

Скорость осаждения частиц в воде, помимо размера частиц, зависит от удельного веса.

При осаждении крупных частиц с малым или средним удельным весом (например, кварца с удельным весом 2,65) будут осаждаться и частицы менее крупные, но более тяжелые (граната, магнетита, ильменита и других минералов; табл. 9 и 10).

Осаждение обломочных частиц в воздухе происходит значительно быстрее, чем в воде. Так, например, скорость осаждения в воздухе песчаных частиц в 30—50 раз больше, чем в воде. По мере уменьшения размера частиц эта разница несколько сглаживается. Из-за небольшой плотности воздуха удельный вес частиц оказывает ничтожное влияние на скорость осаждения.

Плотность воздуха, пресной и морской воды различна. Частицы песка одинакового объема теряют в своем весе больше всего в морской воде, меньше в пресной и еще меньше в воздухе.

При отложении обломочных частиц из воздуха разница в раз-

Таблица 9

Скорость осаждения частиц в воде при 15°C (по Хазену)

Размер частиц в мм	Скорость осаждения в мм/сек	Размер частиц в мм	Скорость осаждения в мм/сек
1,0	100	0,06	3,7
0,8	83	0,05	2,9
0,6	63	0,04	2,1
0,5	53	0,03	1,3
0,4	42	0,02	0,62
0,3	32	0,015	0,35
0,2	21	0,010	0,154
0,15	15	0,008	0,098
0,10	8	0,005	0,0385
0,08	6	0,0001	0,0000154

данные
опыта
вычислено
по формуле

мерах зерен тяжелых и легких минералов должна быть незначительной, в пресной воде более значительной и наибольшей в соленой воде. Используя это явление, Л. Б. Рухин предложил метод

Таблица 10

Время, необходимое для погружения частиц на глубину 10 см

Размер частиц в мм	Время
1,0	1,0 сек
0,1	12,5 сек
0,01	18 мин 10 сек
0,001	18 ч 02 мин 15 сек
0,0001	75 дней 3 ч 45 мин
0,00001	2 года 29 дней

определения генезиса песков по разнице среднего (медианного) размера зерен тяжелых и легких минералов. Этот метод применим для определения генезиса однородных мелко- и среднезернистых песков.

Перенос и отложение коллоидов и истинных растворов. Воды рек приносят в бассейны седиментации огромное количество вещества в

виде коллоидов и истинных растворов. В виде коллоидов переносятся глинистые минералы, кремнезем, органическое вещество, соединения железа, марганца, фосфора и ряда малых элементов (ванадия, хрома, никеля, кобальта и др.). Многие малые элементы адсорбируются другими коллоидными частицами — мицеллами глинистых минералов, гуминовых соединений, железа и марганца. В виде истинных растворов переносятся все легко растворимые соли — хлориды, сульфаты, карбонаты щелочных и щелочно-земельных металлов (в виде бикарбонатов) *, частично кремнезем, органическое вещество, соединения железа, марганца, фосфора и некоторых малых элементов.

* В водах горных рек карбонаты, железо и органическое вещество переносятся в основном в виде механической взвеси.

Значительная часть коллоидов, принесенных в бассейны седиментации, осаждается вблизи устьев рек и в прибрежной зоне, некоторая часть попадает в срединные области бассейнов, где осаждается совместно с глинистым веществом.

Значение коллоидов для осадконакопления и минералообразования трудно переоценить, поэтому рассмотрим свойства коллоидов более подробно.

Коллоидные частицы имеют размер от 1 до 100 мкм. Коллоиды обладают такими свойствами: 1) не проходят через животные перепонки, т. е. не подвержены диализу; 2) обнаруживают явление диффузии гораздо слабее, чем истинные растворы; 3) обнаруживают эффект Тиндалля (опалесценция при косом освещении); 4) проходят через обычные фильтры и не проходят через ультрафильтры (фильтровальная бумага, пропитанная коллодием); 5) коллоидные частицы менее подвержены действию силы тяжести, медленно оседают на дно, но все же концентрация их у дна выше, чем в поверхностном слое жидкости; 6) обладают очень большой поверхностью и вследствие этого повышенной адсорбционной способностью; 7) в растворе несут электрический заряд. Появление его связано с различной адсорбционной способностью коллоидных частиц по отношению к ионам истинных растворов. Например, коллоиды окислов железа, алюминия, хрома, титана, циркония, церия имеют положительный заряд. Коллоиды кремнезема, гумусовые и глинистые коллоиды, а также сурьмы, свинца, ртути, кадмия, двуокиси марганца, олова, золота и ряд других имеют отрицательный заряд.

Коллоидные растворы могут быть в состоянии золей (наиболее дисперсное состояние) и гелей (студней) после коагуляции.

Коагуляция вызывается следующими причинами.

1. Действие электролитов. При приливании к золю электролита заряды коллоидных частиц нейтрализуются катионами или анионами раствора. В результате происходит свертывание (коагуляция) — увеличение размеров частиц ультрамикронов с образованием осадка или геля.

2. Действие коллоидов противоположного знака. При столкновении в растворе частиц положительного и отрицательного знаков заряда происходит нейтрализация зарядов и коагуляция.

3. Увеличение концентрации коллоидных частиц благодаря уменьшению количества дисперсной среды (растворителя).

4. Под влиянием излучения γ -лучей, рентгеновских и т. п.

5. Коагуляция происходит также в капиллярах. Раствор, подвигающийся по капиллярам, обычно заряжает стенки капилляров отрицательным зарядом (водный раствор), вследствие этого положительные коллоиды свертываются.

Процесс, обратный коагуляции, называется пептизацией. Коллоиды, которые могут быть переведены из гелей в золи, назы-

ваются обратимыми; коллоиды, не обладающие этим свойством, — необратимыми. Большинство неорганических коллоидов необратимы.

Одной из главных причин осаждения коллоидов является высокая концентрация солей.

Коагуляция коллоидов в массовых масштабах наблюдается в прибрежной области моря. Однако это не значит, что все коагулировавшие частицы здесь же и осадут на дно. Осаждение их возможно при соответствующем гидродинамическом режиме (отсутствие течений и сильных волнений). Если в прибрежной области моря наблюдается повышенная активность вод, коллоидные частицы выносятся в более глубоководную зону моря совместно с другими терригенными частицами и только там происходит их осаждение.

Следует учитывать также общую концентрацию коллоидов и наличие так называемых защитных коллоидов. При очень высокой концентрации коллоидов в прибрежной области моря может коагулировать только часть, другая же часть вместе с водой попадает во внутренние области морского бассейна. Известно, что коллоиды окислов железа в присутствии гумусовых соединений приобретают повышенную устойчивость. Последние являются «защитными» коллоидами — стабилизаторами по отношению к первым. Благодаря защитной роли гуминовых соединений коллоиды гидроокислов железа не осаждаются в реках, частично осаждаются в прибрежной области моря и в большом количестве проникают в центральные части морских бассейнов.

Большое значение имеет действие коллоидов противоположного знака заряда. Это явление имеет место на путях переноса, но главным образом в тех местах, куда сгружается осадочный материал — в озерных и морских бассейнах. Таким путем, вероятно, происходит взаимное осаждение кремнезема (—) и гидроокислов железа (+) в некоторых современных осадках и древних осадочных породах (железные руды протерозоя, керченские железные руды третичного возраста), золь алюминия (+) и глинистых частиц (—) в некоторых бокситах, коллоидов алюминия (+) и кремнезема (—) при образовании глинистых минералов и др.

Осаждение из истинных или ионных растворов (размер частиц менее 1 мкм) зависит от следующих факторов.

1. Концентрации вещества в водном растворе; осаждение происходит при насыщении или пересыщении раствора данным веществом.

2. Давления и температуры.

3. Реакции среды и ее окислительно-восстановительного потенциала.

Последнее в свою очередь связано с составом и концентрацией солей и растворенных в воде газов.

4. Состава растворенных в воде солей.

Осаждение из истинных растворов в областях с гумидным климатом имеет большое значение для накопления карбонатов, фосфатов, соединений железа, марганца и др. Легко растворимые соли — хлориды, сульфаты — при этом остаются в растворе.

Одновременно с осаждением обломочного материала в водных бассейнах происходит хемогенная и биогенная седиментация, в процессе которой в одних случаях осуществляется дифференциация вещества по химическим свойствам (четвертый этап), в других — смещение осадочного материала.

О смешении свидетельствуют средние содержания (кларки) фосфора, марганца, железа и алюминия в морских осадках. Обычно от берега в глубь бассейна песчаные осадки сменяются алевритовыми, последние — глинистыми. От песков к глинам наблюдается увеличение концентрации железа, марганца и алюминия. Причины осаждения каждого компонента в отдельности разные и вместе с тем имеется одна общая — одновременность осаждения обломочного материала, хемогенной и биогенной садки вещества и разнос его по площади бассейна, регулируемый размером частиц и гидродинамикой водоема.

Проявление дифференциации вещества демонстрируют рудные концентрации. Образование рудных концентраций алюминия и железа происходит в прибрежной области моря и в лагунах путем осаждения из истинных растворов и коллоидов. Рудные концентрации марганца возникают в более удаленной области шельфа благодаря хемогенной и биохемогенной садки. Осаждение фосфора происходит еще дальше — в глубоководной области шельфа, на границе с континентальным склоном. Кремнезем накапливается в глубоководной области шельфа, на континентальном склоне и в глубоководных впадинах. Главной причиной осаждения фосфора и кремнезема является деятельность организмов и хемогенная садка. Таким же путем возникают концентрации карбонатов в пределах всей мелководной области моря.

Перенос и осаждение благодаря деятельности организмов. Роль организмов как агента переноса трудно оценить правильно. Укажем только на некоторые стороны этого явления.

Грубообломочный материал (валуны, камни) очень часто переносится с корнями деревьев. Такое явление наблюдается в настоящее время и, возможно, имело место в геологическом прошлом. Валуны горных пород в угольных пластах, вероятно, имеют такое происхождение. Гравийный и песчаный материал переносится птицами (в зобу). Сведения о накоплении гравия и песчинок чуждого данной местности состава в областях птичьих базаров севера неоднократно публиковались в литературе. Мелкие песчаные и алевритовые частицы переносятся различными про-

стейшими (аглоutinированные раковины фораминифер) и беспозвоночными.

Велика роль организмов в процессе осаждения вещества. Организмы являются аккумуляторами различных веществ: карбонатов, кремнезема, фосфора, углерода и др. Они обладают специфической особенностью извлекать из растворов и концентрировать в своем теле, скелете или раковине вещества, присутствующие в растворах в небольшом количестве, далеко от насыщения. Так, например, кремневые организмы (губки, радиолярии, диатомы) извлекают из морской воды кремнезем, среднее содержание которого в морской воде $0,5-0,3$ мг/л, т. е. далеко от насыщения. Таким путем образуются кремнистые осадки и породы: диатомовый ил в современных морях и иногда в озерах суши, радиоляриевый ил и др.

Организмы с карбонатным скелетом или раковинной извлекают карбонат кальция из морской воды в высоких широтах, где наблюдается значительное недосыщение растворов карбонатами. Новейшие исследования советских геологов показали, что в осадках полярного бассейна довольно часто встречаются известковые раковины фораминифер. Естественно, что в условиях высокой концентрации растворов процесс извлечения вещества организмами происходит значительно интенсивнее. Примером этого является массовое развитие организмов с карбонатным скелетом и обилие крупных форм в мелких и теплых морях, где концентрация карбоната кальция достигает насыщения и пересыщения. В результате происходит образование известкового ила, ракушечников, коралловых рифов и т. п.

Деятельность организмов в одних случаях происходит параллельно с хемогенной садкой, накладывается на нее и усиливает процесс осадконакопления, в других случаях организмы являются единственной причиной осаждения вещества.

Мягкие тела организмов (простейшие, беспозвоночные) являются концентраторами фосфора. После гибели организмов они разлагаются и фосфор переходит в раствор, насыщая придонные слои морских вод и иловые растворы. Из этих растворов осаждаются фосфориты. Позвоночные (морские и наземные) концентрируют в своем скелете фосфорнокислый кальций и таким образом непосредственно осаждают фосфор.

Среди других организмов особенно важную роль играет наземная и водная растительность, концентрирующая углерод. Обширные заболоченные леса в долинах рек и на приморских равнинах дают начало торфу и ископаемым углям, фитопланктон морей и лагунов — начало битумам и нефти.

Перемещение и отложение вещества в значительных масштабах происходит благодаря деятельности человека: разработке месторождений полезных ископаемых, проведению каналов и туннелей, строительству дорог, водохранилищ и т. п.

Осадкообразование в областях с аридным климатом. Перенос и осаждение обломочного материала. Главным агентом переноса и осаждения в областях с аридным климатом является ветер и второстепенным — вода и сила тяжести.

Ветры возникают благодаря неравномерному нагреванию воздуха. Скорость ветров изменяется в довольно широких пределах: от 0,5 при штиле до 30 м/сек и более во время урагана. Пустыни и полупустыни характеризуются большой аэродинамической активностью, это центры бурь и ураганов.

Ветры могут переносить (табл. 11) во взвешенном состоянии тонкие частицы алевролита; песчаные частицы, гравий и мелкую гальку — частично во взвешенном состоянии, но главным образом перекачиванием.

Таблица 11

Размер кварцевых зерен, переносимых ветром различной силы (по Туле)

Скорость ветра в м/сек	Размер частиц в мм	Скорость ветра в м/сек	Размер частиц в мм
0,5	0,04	7,0	0,57
1,0	0,08	8,0	0,65
2,0	0,16	9,0	0,73
3,0	0,25	10,0	0,81
4,0	0,33	11,0	0,89
5,0	0,41	12,0	0,97
6,0	0,43	13,0	1,05

Ветер перемещает огромные массы обломочного материала в аридных областях и выносит тонкую пыль (алеврит) за их пределы. В процессе переноса обломочные частицы окатываются и сортируются по размеру. Эоловые пески являются наиболее отсортированными. Бесчисленные столкновения песчинок между собой и о поверхность скал приводят к полировке их поверхности. Характерные эоловые формы рельефа — барханы и дюны, песчаные гряды и бугры. Первые типичны для пустынь, дюны — для морских и речных побережий.

Барханы имеют форму полумесяца, пологий наветренный (5—12°) и крутой подветренный (30—35°) склон. Высота барханов несколько метров, грядовые барханы достигают в высоту несколько десятков метров. Под воздействием ветра дюны и барханы перемещаются в пространстве, в результате чего образуются песчаные осадки с диагональной слоистостью эолового типа (рис. 3). Частые изменения направления ветра обуславливают изменение наклона косых серий.

В областях с засушливым климатом общее количество осад-

ков невелико и выпадают они редко и в виде кратковременных ливней. В результате у подножий гор и возвышенностей возникают веерообразные конусы выноса обломочного материала. Эти конусы иногда сливаются вместе, образуя сплошные ленты значительной протяженности. Отложения конусов выноса представлены обломками горных пород и минералов, не окатанными и почти не сортированными. Остатки воды образуют в понижениях временные водоемы, которые довольно быстро высыхают, оставляя глинистые такыры с трещинами высыхания.

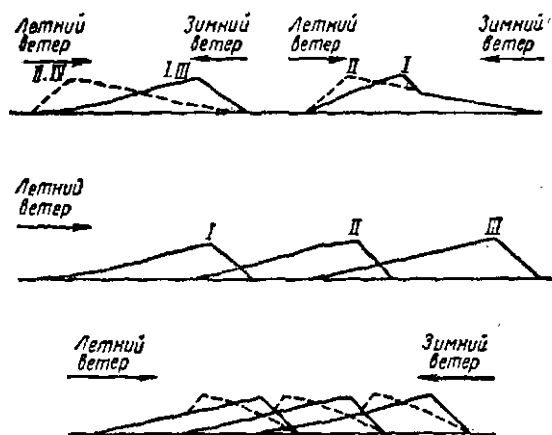


Рис. 3. Схема движения барханов:
1 — колебательные движения, 2 — поступательные движения, 3 — колебательно-поступательные движения

На склонах гор и возвышенностей происходит перемещение и накопление обломков, образовавшихся благодаря механическому выветриванию. Этот процесс проходит настолько интенсивно, что часто останцы коренных пород возвышенностей почти полностью погребаются под собственными обломками.

Перенос и осаждение растворенных веществ. Основная масса растворенного вещества поступает в аридные области из гумидных, расположенных по соседству (по горизонтали) или над ними (по вертикали — горные сооружения), через реки и подток вод из морских и океанических бассейнов в заливы и лагуны аридной зоны. Небольшая часть вещества поступает в результате химического выветривания в пределах самой аридной зоны. Массы воды концентрируются в континентальных озерах и лагунах, связанных с морем (в настоящем или прошлом). Преобладание испарения над количеством выпадающих осадков создает идеальные условия для выпаривания воды и химического осаждения вещества.

Существует определенная закономерность в расположении озер, обусловленная климатом: содовые озера с невысокой минерализацией воды располагаются на периферии аридной зоны, сульфатные озера с более высокой минерализацией в полупустынях и хлоридные озера с высокой минерализацией вод — в центральных частях аридных зон (в пустынях).

На начальных этапах осолонения в озерах происходит осаждение карбонатов — сначала кальцита, затем доломита. В хлоридных озерах осаждение кальцита продолжается до солености 18% и доломита не образуется. В содовых озерах примерно с этого этапа (соленость 18—20%) осаждается сода. При более высоком осолонении (в сульфатных озерах начиная с солености 4—6%) осаждаются сульфаты — гипс, глауберит, мирабилит, тенардит. И заканчивается хемогенная садка осаждением галита (соленость более 24% в хлоридных озерах и более 30% в сульфатных). Калийные соли в континентальных озерах не образуются.

В лагунах, связанных с морем, в начальные стадии осолонения осаждаются кальцит, затем доломит (соленость до 15%). При более высоком осолонении (15—27%) осаждается гипс с примесью карбонатов.

При солености выше 27% отлагаются хлориды, сульфаты и комплексные соединения в такой последовательности: галит с ангидритом; галит, полигалит, астраханит, кизерит; галит, сильвин, каинит, мирабилит; галит, карналлит, полигалит, каинит; галит, бишофит, каинит, кизерит.

Компоненты, выделившиеся из ионных или истинных растворов одновременно, образуют *парагенетические ряды совместного осаждения минералов*. Например, карбонаты и гипс; галит и ангидрит; галит, полигалит, астраханит и кизерит и др.

Благодаря периодическим изменениям солености и температуры, а также изменениям уровня воды и приноса терригенного материала в соленосных отложениях озер и лагун аридной зоны наблюдается сезонная и многолетняя ритмичность — чередование слоев различного состава.

В процессе химического осаждения в водоемах аридной зоны вещество дифференцируется по химическим свойствам (пятый этап осадочной дифференциации вещества).

Осадкообразование в областях с нивальным климатом. Перенос и отложение обломочного материала. Главный агент переноса в нивальной зоне — лед (ледники и плавающие льды), второстепенные — сила тяжести (перемещение и накопление обломков на склонах) и вода по периферии ледников.

В настоящее время ледники покрывают около 10% поверхности суши. Большая часть этой поверхности приходится на материковые ледники полярных стран (Гренландия, Антарктида) и

только небольшая — на горные ледники гумидных и аридных областей. В эпохи оледенений более значительная часть поверхности суши была покрыта ледниковым покровом.

Сведения о деятельности ледников относятся главным образом к современным горным ледникам. Скорость их движения от 1 до 10 м/сут и только в некоторых случаях достигает 20 м/сут и более. Ледник может перемещать материал на своей поверхности, вмержшим в тело льда, по ложу ледника и перед фронтом льда. Материал, перемещенный ледником, имеет самые различные размеры: от тонких глинистых частичек до глыб огромного размера и веса. Он подвергается некоторой обработке и отлагается при таянии и отступании ледника в виде различных моренных образований: конечные, донные, срединные, боковые, поверхностные и другие морены. Морены представляют собой смесь глины и песка с гравием и валунами. Характерной чертой морен является отсутствие сортировки материала.

С деятельностью ледника связаны и такие образования, как озы, друмлины, флювиогляциальные пески и ленточные глины. Все они представляют собой более отсортированный обломочный материал (валуны и галька, гравий, песок, глина), образовавшийся в результате деятельности подледниковых или приледниковых вод.

Некоторые альпийские ледники выносят в год более 6000 м³ обломочного материала. Материковые ледники прошлого перемещали и отлагали неизмеримо большие массы обломочного материала. О масштабах этой работы мы можем судить по широкому распространению валунных глин и суглинков на территории СССР, Канады и других стран.

Значительную роль в переносе и отложении обломочного материала играет плавающий лед. Для литолога особый интерес представляет припайный лед, образующийся на границе с сушей и в полосе мелководья, а также доинный лед, часто возникающий в полярных морях. Припайный лед достигает толщины 2—3 м. При замерзании воды в лед вмержают осадки литорали — валуны, галька, гравий и песок. Припайный лед неоднократно взламывается приливно-отливными течениями и сильными штормами. Оторванный от берега, он уносится течениями, растаивает в летний период, отлагая на морское дно вмержшие в него осадки. Материал, отложенный в этом случае, хорошо окатан, так как какое-то время находился в волноприбойной зоне.

Помимо припайного льда большое значение имеет глетчерный лед. В Антарктике и Арктике глетчерный лед, сползая с суши в море, дает начало айсбергам. Айсберги на своей поверхности и в толще льда могут нести большое количество обломочного материала, вплоть до крупных валунов и глыб. Переместившись в низкие широты (айсберги достигают широты Сицилии, а в южном полушарии 33° ю. ш.), они растаивают и отлагают

принесенный ими материал на морское дно. Этот материал обычно не окатан или плохо окатан.

В полярных и высокогорных странах помимо переноса и отложения обломочного материала льдом происходит перемещение и накопление продуктов морозного выветривания на склонах. Так образуются каменные россыпи (каменные моря).

Таким образом в условиях нивального климата осаждается в основном несортированный или частично сортированный обломочный материал.

Осадочная дифференциация вещества. При переносе и отложении осадочного вещества осуществляется его разделение по размеру частиц, удельному весу, химическим свойствам и химическому родству.

Впервые учение об осадочной дифференциации вещества ввел в науку Л. Б. Пустовалов, выделивший два типа дифференциации: механическую и химическую.

Механическая дифференциация проявляется в сортировке обломочных частиц по размеру и удельному весу. В результате такой сортировки горные области окаймляются полосой грубо-обломочных осадков, далее от источников сноса располагаются пески и еще дальше глинистые осадки. Аналогичная картина наблюдается в водных бассейнах по мере движения от берега к центру.

Химическая дифференциация вещества в водных бассейнах заключается в последовательном осаждении соединений из водных растворов согласно их растворимости (от трудно к легко растворимым). Так окислы алюминия, железа и марганца являются трудно растворимыми и осаждаются вблизи берега. Вдали от берега осаждаются фосфаты, силикаты железа и карбонаты. Завершается дифференциация осаждением легко растворимых солей в заливах и лагунах.

В настоящее время наши знания о процессах дифференциации и ее значении для осадкообразования значительно расширились, выделяются различные типы дифференциации вещества.

1. *Механическая* — рассортировка обломочного материала по размеру частиц и удельному весу (последняя дает мономинеральные осадки — минералогическая дифференциация).

2. *Физико-химическая* — рассортировка коллоидного материала.

3. *Хемобиогенная* — осаждение и рассортировка вещества благодаря жизнедеятельности организмов.

4. *Химическая* — осаждение и разделение вещества истинных растворов.

В различных обстановках обычно проявляются все типы дифференциации (в водных бассейнах), но в определенный период времени в данном месте преобладает один какой-либо тип дифференциации, определяя этим характер осадков (рис. 4).

Ведущими началами процесса дифференциации служат климат, ландшафт и тектонический режим территории.

Дифференциация начинается на суше в коре выветривания (I этап — отделение растворенных веществ от остаточных продуктов выветривания), продолжается на путях переноса (II этап — образование делювия, пролювия, аллювия, дельтовых осадков, т. е. дальнейшее отделение обломочного материала от растворенных веществ) и завершается в бассейнах седиментации, где происходит рассортировка обломочного материала — отделение валунов, гальки, песка и алеврита друг от друга и

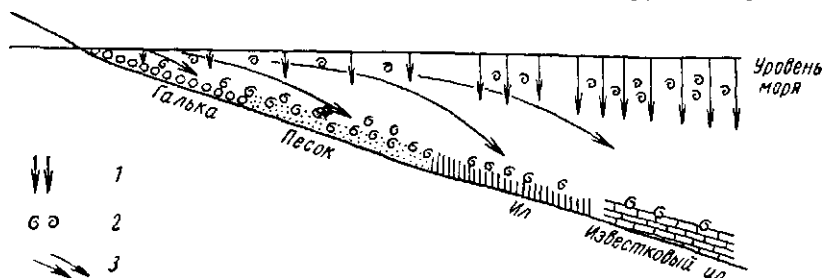


Рис. 4. Схема, иллюстрирующая процесс осадочной дифференциации вещества в морском бассейне:

1 — хемогенная дифференциация, 2 — хемобиогенная, 3 — механическая и физико-химическая

от глинистых и растворенных веществ — и разделение трудно растворимых соединений железа, марганца, алюминия и др. — III и IV этапы осадочной дифференциации. V этап — осаждение и разделение легко растворимых солей осуществляется только в заливах, лагунах и озерах аридной зоны (в солеродных бассейнах).

Наряду с дифференциацией происходит смещение осадочного материала разного состава и различной размерности, поступающего из разных источников сноса благодаря изменению динамики среды, а также в результате одновременного осаждения обломочного, хемогенного и биогенного вещества в бассейнах седиментации. Образование осадков постоянно происходит под знаком борьбы этих двух противоположных тенденций.

В результате дифференциации образуются осадки чистой линии, при смещении — гибридные.

В заключение необходимо отметить некоторые характерные черты седиментогенеза в различных структурных зонах. Во-первых, неодинакова скорость осадконакопления: в геосинклиналях она больше, чем на платформах (табл. 12—14). Во-вторых, заметные различия имеются в характере осадков: в геосинклиналях наблюдается обилие вулканогенных и терригенных, в том числе грубообломочных и полимиктовых осадков слабой разло-

Таблица 12
Средние скорости накопления осадков в геосинклиналях (по Хайну, 1956 г.)

Стратиграфическое подразделение	Скорость накопления в см за 1000 лет
Средний и верхний миоцен Кавказа	5—30
Нижняя юра Кавказа	3—24
Карбон Донбасса	28—32
Неоген Суматры	20

Таблица 13
Средние скорости накопления осадков на платформах (по Хайну, Ронову, 1956, 1958 г.)

Стратиграфическое подразделение	Скорость накопления в см за 1000 лет
Ордовик и карбон Иллинойса	1,3
Нижняя юра Русской платформы	0,5
Средняя юра Русской платформы	1,1
Верхняя юра Русской платформы	0,3

Таблица 14
Скорости накопления осадков в современных водоемах (по Страхову, 1956 г.)

Бассейн	Влажный осадок	Сухой осадок
Каспийское море в северной части	100	30
Черное море у Кавказа	40	—
Северный Ледовитый океан	0,3	0,1

женности, в то время как на платформах накапливаются преимущественно сортированные отложения мономинерального состава и нет или мало вулканогенного материала.

Стадия седиментогенеза разделяется на два этапа: склоново-долинный и бассейновый. В ископаемом состоянии мы чаще встречаем отложения второго этапа.

Стадия диагенеза

Диагенезом называют изменения, происходящие в осадке (диагенез* — означает перерождение). По своей сущности процессы диагенеза являются процессами физико-химическими, химическими и органическими. В стадии диагенеза происходит уплотнение осадка и уменьшение его влажности, старение коллоидов, образование новых минералов из иловых растворов, разложение одних минералов и возникновение других, перераспределение вещества в осадке — его перемещение и концентрация. Диагенез представляет собой уравнивание сложной многокомпонентной системы осадка в новых физико-химических условиях среды. В результате диагенеза из осадка образуется осадочная порода.

Наиболее распространенными минералами стадии диагенеза являются сульфиды (пирит, марказит и др.), окислы и гидроксиды (опал, халцедон, кварц, гидроокислы железа и марганца), сульфаты (барит, целестин и др.), карбонаты (кальцит, доломит, минералы изоморфного ряда, сидерит — магнезит), фосфаты (даллит, курскит, коллофанит и др.), силикаты (глаукоцит, лептохлориты, каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, цеолиты — филлипсит, гейландит и др.). Они обычно характеризуются очень малыми размерами зерен, часто это пелитоморфные и микрозернистые образования, сферолиты и оолиты, мельчайшие зерна неправильной формы и агрегаты, образуют цемент, конкреции и конкреционные образования.

Физико-химические условия среды осадка заметно отличаются от условий, существующих в водном бассейне, и изменяются с глубиной (табл. 15).

Из данных таблицы видно, что в иловых растворах наблюдается повышенная и высокая концентрация ряда компонентов.

Для осадка характерно также и накопление большого количества органического вещества, служащего пищей для бактерий и обуславливающего их интенсивное размножение. Особенно большое количество бактерий содержится в поверхностном (до глубины 1—3 см) слое осадка (в 1 г осадка в пересчете на сухой вес содержится 20 000 бактерий в песках, 80 000 в алевритах и более 400 000 в глинистых илах, по Бушискому). По мере углубления в ил количество бактерий резко уменьшается (табл. 16).

Благодаря жизнедеятельности бактерий и разложению орга-

* Диагенез в нашем понимании соответствует раннему диагенезу или диагенезу осадка Швецова. Сингенез Пустовалова отвечает частью седиментогенезу, частью диагенезу в нашем понимании. Термин сингенез следует применять для обозначения времени образования минерала или времени прохождения процесса. Сингенетический — значит одновременный чему-то — образованию осадка или породы и т. п.

нического вещества на некоторой глубине в осадке появляются сероводород, углекислота и другие газы, создается восстановительная обстановка.

Следовательно, осадки водоемов по мере погружения и перекрывания новыми порциями из окислительной среды попадают в восстановительную.

На раннем этапе диагенеза происходит взаимодействие иловых растворов с обломочными зернами и ранее отложенными аутигенными минералами. В щелочных условиях среды, при $pH > 8-9$, они координируют зерна кварца и полевого шпата, происходит дальнейшее разложение полевых шпатов и слюд с образованием гидрослюд и вынос катионов и кремнезема в раствор. Одновременно может идти осаждение кальцита, доломита, магнезита в окислительной обстановке и минералов изоморфного ряда магнезит — сидерит в восстановительной или нейтральной среде. Железисто-магнезиальные минералы — пироксены, амфиболы, цветные слюды в слабоокислительной и нейтральной среде постепенно превращаются в глауконит. В кислых условиях среды происходит разведение и растворение карбонатов, фосфатов и ряда других минералов, а полевые шпаты и слюды превращаются в каолинит. Наряду с этим возможна непосредственная осадка из иловых растворов тех веществ, концентрация которых достигает насыщения (карбонатов,

Таблица 15

Физико-химические условия среды осадка и придонных вод в Каспийском море (по Бруевичу и Виноградовой)

Воды	Компоненты	Влага в %	Cl в %	pH	Щелочность в мг/экв/л	Фосфаты в мг/л^8	SiO_2 в мг/л^3	Аммиак в мг/л^3
Придонная вода Грунтовые растворы	...	—	5,4	8,1—8,3	3,6	3—7	100—250	17—84
	Ракушки	29	5,4	7,8—8,0	—	24—34	16—45	310—13
	Песка илесто-го	24	5,4	7,7—7,9	5,4	26—150	6 600—12 100	1 000—2 500
	Ила песчаного	34	5,4	7,6	6,4—156	35—45	6 900	2 500
	Ила	65	5,4	7,8	18,8—35,8	200—1100	2 300—38 000	1 500—22 000

Таблица 16

Количество бактерий на 1 г донного осадка бухты Сан-Диего
(Ю. Калифорния) (по Зобеллу и Андерсону, 1936 г.)

Глубина от поверхности осадка в см	Число бактерий		Соотношение	Окислительно- восстанови- тельный потенциал в мг
	анаэробных	аэробных		
0—3	1 160 000	74 000 000	1:64	—0,12
4—6	14 000	314 000	1:22	—0,29
14—16	3 900	56 000	1:14	—0,37
24—26	3 100	10 400	1:3	—0,32
44—46	5 700	28 100	1:5	—0,37
66—68	2 300	4 200	1:2	—0,39

сульфидов и др.), а также синтез некоторых глинистых минералов и цеолитов путем взаимодействия коллоидов SiO_2 и Al_2O_3 и адсорбции ими различных катионов.

Взаимодействие среды и находящихся в ней минералов приводит к уравниванию сложной многокомпонентной физико-химической системы путем преобразования старых и синтеза новых минералов.

Как происходит диагенез и какие минералы образуются, зависит от состава минералов, состава и концентрации растворов, количества органического вещества и продуктов его разложения.

Диагенез в осадках различных климатических зон. При диагенезе терригенных, существенно глинистых морских осадков гумидной зоны ранние этапы характеризуются щелочными и окислительными условиями среды (в толще осадка 10—15 и до 40 см). Осаждаются железо-марганцевые конкреции, глауконит, фосфаты и цеолиты.

По мере погружения осадка и перекрывания его новыми порциями условия резко изменяются: поглощение кислорода организмами вызывает восстановление гидроокислов железа и марганца, а также сульфатов. Среда в осадке из окислительной становится восстановительной, Eh понижается, а pH, после некоторого понижения вначале, снова повышается. Находящиеся в осадке карбонаты, фосфаты, кремнезем и другие постепенно растворяются. Разложение органического вещества составляет углекислоту, сероводород, аммиак, метан и другие газы, растет восстановленность среды. В результате изменяется состав иловых вод и между наддонной водой и иловым раствором устанавливаются медленные диффузные токи.

Ряд веществ в иловом растворе достигает стадии насыщения и выпадает в осадок (сульфиды железа, карбонаты железа и др.). Таким путем возникают аутигенные минералы стадии

диагенеза на ее раннем этапе; распределены они по осадку более или менее равномерно.

В водоемах гумидной зоны с аномальным газовым режимом — сероводородным заражением придонных вод и с разделом между восстановительной и окислительной средами значительно выше поверхности осадка — первый этап окислительного минералообразования, видимо, отсутствует.

В песчаных, песчано-алевритовых, песчано-гравийных осадках благодаря хорошей аэрации и окислению органического вещества или его изначальному отсутствию при седиментогенезе и раннем диагенезе восстановительная обстановка не возникает и могут сохраняться окисные минералы.

На позднем этапе диагенеза в терригенных, существенно глинистых осадках водоемов гумидной зоны, вследствие изменения Eh и pH и неравномерной концентрации иловых растворов в разных частях осадка, происходит перераспределение диагенетических минералов — растворение их в одних местах и отложение в других; образуются сгущения диагенетических минералов — конкреции (и конкреционные прослои) и зацементированные участки осадка. Конкреции обычно приурочены к границе между осадками разного состава (песчаными и глинистыми) и к плоскостям напластования, т. е. к путям дегазации.

Материал конкреций во многих случаях первоначально представлял коллоидное вещество. На позднем этапе диагенеза одновременно с процессами уплотнения осадка и отжима поровых вод, уменьшения влажности осадка и его коллоидов, конкреции уменьшаются в объеме и растрескиваются, а трещины заполняются различными минералами: халцедоном, кварцем, каолинитом, баритом и др. Таким путем образуются конкреции септарии.

В состав конкреций входит большинство минералов, образующихся при диагенезе. Широким распространением пользуются железо-марганцевые конкреции, сульфидные (пиритовые и марказитовые), карбонатные (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, брейнеритовые, сидероплезитовые, сидеритовые), сульфатные, фосфатные конкреции, состоящие из окислов кремния и др.

Конкреции из сульфидов железа и сидерита образуются в условиях нейтральной (сидерит) и восстановительной обстановки при кислой, нейтральной и слабощелочной реакции среды. Чаще всего они возникают в глинистых осадках на небольшой глубине от поверхности, реже у самой поверхности (в условиях сероводородного заражения придонных вод). Иногда пиритовые и сидеритовые конкреции образуются в зернистых осадках на большой глубине от их поверхности или там, где имеется скопление органического вещества (конкреции по раковинам моллюсков, фораминиферам, растительным остаткам).

Условия образования пиритовых и сидеритовых конкреций сходны, но не тождественны. Для образования пирита необходим сероводород и восстановительная обстановка, для образования сидерита сероводород не нужен и среда может быть слабовосстановительной до нейтральной и слабоокислительной ($pH < 7$).

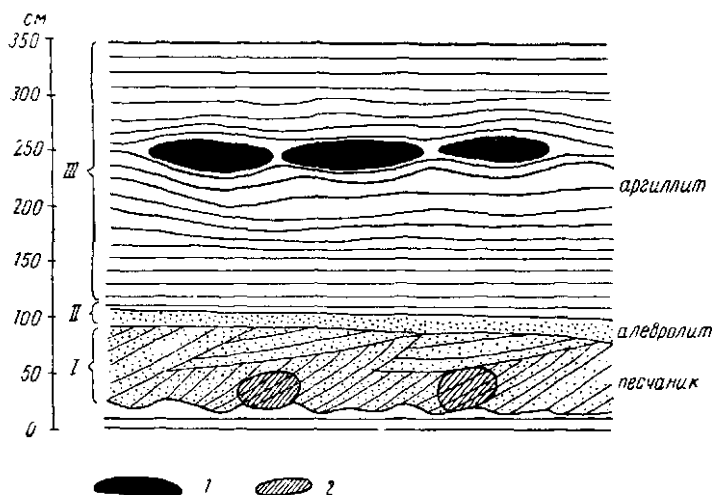


Рис. 5. Конкреции в таврической свите Крыма. I, II, III — элементы ритма:
1 — карбонатные, 2 — сульфидные

При наличии в растворе закисного железа образование пирита и сидерита регулируется концентрацией сероводорода и углекислоты.

Возникающие в осадке сероводород и углекислота могут пространственно разделяться из-за различия их свойств. Примером может служить распределение конкреций пирита и сидерита в таврическом флише Крыма (рис. 5).

Конкреции других карбонатов — кальцита, доломита — образуются при различных значениях Eh , но всегда при щелочной реакции раствора ($pH > 7,5$), поэтому они встречаются как в глинистых, так и в зернистых породах. Кремневые конкреции, наоборот, возникают в кислых и нейтральных условиях среды ($pH < 7$) независимо от величины окислительно-восстановительного потенциала. То же самое можно сказать о конкрециях барита, целестина и других сульфатов.

Фосфатные конкреции образуются в щелочных окислительных условиях среды, железо-марганцевые — в окислительных щелочных условиях морских бассейнов и кислой среде коры выветривания тропических влажных стран.

О диагенетическом происхождении конкреций свидетельствуют многие факты.

1. Расположение конкреций согласно с напластованием пород и приуроченность их к границе раздела осадков различного состава.

2. Соотношение конкреций со слоистостью — слои обтекают конкреции.

3. Наличие в конкрециях органических остатков — раковин, не подвергшихся деформации, в то время как в самой породе органические остатки уплощены, раздавлены, т. е. деформированы во время уплотнения осадка и перехода его в породу.

4. Наличие в конкрециях хорошо сохранившихся ходов плодов.

5. Большинство минералов конкреций присутствуют в современных осадках.

Все эти факты свидетельствуют о том, что конкреции образовались в еще незатвердевшем осадке. Большинство конкреций имеет тонкую пелитоморфную структуру основной массы, многие из них имеют трещины сокращения, заполненные вторичными минералами.

О диагенезе в континентальных отложениях гумидной зоны можно судить по современным отложениям болот и торфяников, богатых органическим веществом, находящимся на разных стадиях разложения. Диагенез протекает здесь в кислых и нейтральных условиях в присутствии кислорода (при осушении) или при затрудненном его доступе (при затоплении). Осаждаются карбонаты железа, вивианит и некоторые другие закисные минералы, образуются каолинит и галлуазит. В болотах, связанных с морем, в значительных количествах осаждаются сульфиды железа.

Диагенез в осадках аридных и нивальных областей изучен слабо. В соляных озерах и лагунах он осуществляется в щелочных и резко щелочных окислительных, нейтральных и слабовосстановительных условиях среды. Одним из важных факторов диагенеза является взаимодействие минералов осадка с иловыми растворами (рапой) и преобразование неустойчивых соляных минералов в устойчивые. Так, например, выделившиеся в стадию седиментогенеза мирабилит и эпсомит в процессе диагенеза дают астраханит (устойчивая фаза). В результате в осадках соляных озер и лагун образуются устойчивые соляные минералы, растворяются неустойчивые, происходит перекристаллизация соляных минералов, глинистое вещество, взаимодействуя с рапой, преобразуется в гидрослюды. Нередко возникают также магнезиальные водные силикаты.

Изучение процессов диагенеза имеет огромное значение для фацеального анализа. Минералы диагенеза наряду с текстурно-структурными особенностями осадков и органическими остатка-

ми являются документами, на основании которых можно судить об условиях образования осадков, осадочных пород и полезных ископаемых осадочного происхождения.

В настоящее время достигнуты заметные успехи в изучении диагенеза современных морских осадков, некоторые шаги сделаны в области изучения диагенеза осадочных пород.

На основании изучения минералов диагенеза создано учение о геохимических фациях и минералах — индикаторах среды осадкообразования (Пустовалов, Теодорович, Бушинский, 1940—1958). Г. И. Теодорович выделяет в современных осадках и осадочных породах ряд геохимических фаций по минералам-индикаторам условий среды осадкообразования. Так, например, образование каолинитовых глин происходит в «каолинитовой фации», которая характеризуется наличием кислой среды ($pH=2,1-5,5$), восстановительными, нейтральными и окислительными условиями по Eh. Образование марганцево-железисто-кремнистых осадков и конкреций происходит в фации того же названия в кислой ($pH=4,2-5,6$) и окислительной средах.

Четкие комплексы диагенетических минералов, характеризующие условия накопления осадков, установлены в угленосной толще Донбасса — *парагенетические ряды совместного и последовательного образования минералов* (Логвиненко, Карпова, 1955). Для почвы угольных пластов (болотные фации) характерны пирит, сидерит и каолинит, для подпочвы — каолинит, пирит (не всегда), сидерит и окислы кремния, для осадков с морской фауной (собственно морские фации) — пелитоморфный кальцит и гидрослюда, для лагунных отложений — пелитоморфный доломит, сидерит, барит, гидрослюда, монтмориллонит, для континентальных отложений (аллювий) — каолинит, гидроокислы железа, окислы кремния. Зернистый анкерит и железистый доломит встречаются во всех породах и являются более поздними — эпигенетическими минералами. По мере движения от кровли угольного пласта вверх по разрезу парагенезис карбонатных минералов изменяется. В непосредственной кровле присутствует сидерит, выше — доломит и кальцит и еще выше — кальцит.

Диагенез в осадках платформ и геосинклиналей. На платформах скорость и величина опускания незначительна и скорость накопления осадков также невелика. Стадия диагенеза здесь растягивается на большой отрезок времени. Материал осадка длительное время находится во взаимодействии с иловыми растворами и в какой-то степени с наддонными водами бассейна. Вследствие этого происходит глубокая переработка осадочного вещества, приспособление его к новым условиям среды. Полевые шпаты, слюды и гидрослюда в кислой среде полностью превращаются в каолинит, в щелочных условиях образуются монтмориллониты. В геосинклиналях амплитуда

опусканий большая, темп быстрый и скорость накопления осадков велика. Стадия диагенеза в геосинклиналях является кратковременной, поэтому осадок не всегда успевает полностью приспособиться к новым условиям среды, несет значительно больше черт своего исходного состава. Процессы диагенеза не всегда завершаются и продолжаются в последующую стадию изменения осадочной породы.

Стадия диагенеза подразделяется на следующие этапы (в современных морских осадках гумидной зоны по Страхову, 1960).

1. Окислительное минералообразование происходит в осадке мощностью до 40 см. В прибрежной зоне образуются железо-марганцевые конкреции, дальше от берега — глауконит, фосфориты, в глубоководной зоне — марганцевые конкреции и цеолиты.

2. Восстановительное минералообразование осуществляется в более глубоких горизонтах осадка, для современных осадков это глубины 2—4 и до 10 м. В этот этап образуются силикаты железа (лептохлориты), карбонаты железа, магния, кальция и марганца, сульфиды железа и других металлов.

3. Перераспределение аутигенного материала, возникновение в осадке зацементированных участков, образование конкреций.

Выделение этапов диагенеза легко осуществимо в современных осадках. В древних осадках — осадочных породах — мы наблюдаем суммарный результат процессов, происходивших на протяжении всех трех этапов и, следовательно, выделение их представляет не такую простую задачу.

Вместе с тем представляет большой интерес выделение типов диагенеза в зависимости от характера бассейна и осадка, климата и ландшафта, а также физико-химических условий среды осадкообразования.

В результате диагенеза осадок превращается в породу.

Вследствие уплотнения и цементации он обычно становится твердым — окаменевают. Иногда остается рыхлым. Рыхлые — нецементированные породы встречаются не только среди молодых третичных и меловых отложений, но известны и среди древних отложений. Например, в кембрийских и силурийских отложениях Прибалтики встречаются обычные глины и пески.

При дальнейшем погружении осадочные породы подвергаются различным изменениям в толщах осадочной оболочки Земли, при поднятии и выходе пластов на поверхность Земли — выветриваются.

СТАДИИ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Стадия катагенеза

Изменение осадочных пород в стратисфере называют *катагенезом* *. «Катагенез породы обнимает огромную область явлений приспособления минералов к новым условиям вне залегания их под поверхностью водного бассейна» (Ферсман, 1924). Процессы изменения осадочных пород в стратисфере происходят при повышенных температуре и давлении (см. табл. 17) в присутствии подземных вод и грунтовых растворов.

Таблица 17
Изменение давления и температуры с глубиной

Глубина от поверхности в м	Давление рассчитано по удельному весу в кг/см ²	Давление рассчитано по объемному весу в кг/см ²	Температура в °С определена по геотрическому градиенту
100	27	15	3
500	135	85	15
1000	270	200	30
2000	540	420	60
3000	810	690	90
4000	1080	978	120
5000	1350	1255	150
7000	1890	1828	210
9000	2430	2372	270
10000	2700	Существенно не отличается от давления, рассчитанного по удельному весу	300
120000	3240		360
15000	4050		360

* Эту стадию именуют также стадией эпигенеза. Термин эпигенез — эпигенетический — означает, что явление произошло или минерал образовался после чего-то, в данном случае — после образования породы. После образования породы происходит ее изменение, метаморфизм и выветривание. Все эти процессы эпигенетические. Поэтому Н. Б. Вассоевич, Н. М. Страхов, Г. И. Теодорович и другие предложили заменить термин эпигенез термином катагенез (по Ферсману).

Катагенез в отличие от диагенеза по своей природе процесс неорганический (физико-механический и физико-химический). Живое вещество, и в частности бактерии, являющиеся одним из факторов преобразования осадков при диагенезе, во время катагенеза не играют существенной роли.

В стадию катагенеза происходят уплотнение пород и различные процессы минералообразования: коррозия и растворение, регенерация, образование новых минералов из растворов или путем метасоматического замещения, дальнейшее изменение обломочных зерен, перекристаллизация и т. п.

Наиболее распространенными минералами стадии катагенеза являются: сульфиды железа и тяжелых металлов (пирит, марказит, галенит, сфалерит и др.); окислы (халцедон, кварц, гематит, рутил, анатаз, брукит); сульфаты (барит, ангидрит); карбонаты (кальцит, доломит, железистый доломит, аикерит, сидерит и др.); силикаты (гидролюда, каолинит, монтмориллонит, смешанно-слоистые минералы, ортохлориты, цеолиты — анальцит, гейландит, десмин, ломонтит, сколецит, полевые шпаты, эпидот, сфен, турмалин и др.). Характерная черта многих минералов катагенеза — их значительные размеры (медленная и длительная кристаллизация). Это обычно зерна и зернистые агрегаты, иногда кристаллы, имеющие правильную форму.

Ряд минералов образуется по обломочным зернам, приурочен к ним и представлен кристалликами идеально правильной формы (минералы двуокиси титана и некоторые другие по цветным слюдам).

Некоторые минералы образуют каемки нарастания на обломочных зернах, облекают их, выполняют поры, капиллярные трещины, трещины отдельностей, пустоты и образуют конкреции и секреции.

Процессы уплотнения. Давление вышележащих толщ по-разному действует на глинистые и зернистые, сцементированные и несцементированные породы.

Глинистые породы, насыщенные водой, воспринимают нагрузку на твердые частицы — скелет и заключенную в порах воду. Под воздействием нагрузки вода медленно вытесняется из пор и частицы сближаются между собой. Постепенно давление на твердые частицы увеличивается и при полном отжиме воды полностью воспринимается ими. Этот процесс начинается еще во время диагенеза, но благодаря небольшой мощности покрывающих осадков проявляется в самом зачаточном виде.

До определенного предела процесс этот является обратимым: снятие нагрузки (при возможности фильтрации воды) приводит к увеличению пористости и влажности.

После отжима гравитационной воды в породе сохраняется пленочная и гигроскопическая вода, прочно удерживаемая по-

верхностью частиц. Удаление этой воды происходит при значительно большем давлении.

Экспериментальные исследования сжатия глин показывают, что свободная вода вытесняется при давлении 40—80 кг/см² (соответствует глубине погружения 400—600 м), пленочная — при давлении до 3000—5000 кг/см². В лабораторных опытах даже при давлении 5000 кг/см² в глинах остается часть пленочной и гигроскопическая вода (Ломтадзе, 1955).

Влажность каолинита и кембрийской глины, обжатых давлением 1000 кг/см², была 7,8 и 7,0%. Так как эксперименты проводились с грунтовой массой — тестом из глины, замешанной с водой, то величина влажности представляет собой меру пористости. Давление 1000 кг/см² соответствует погружению на глубину 4000 м. Определение пористости пород из буровых скважин на глубине 4000 м показало, что она, как правило, у глинистых пород не превышает 5% (Вассоевич, 1962). Таким образом, мы видим только небольшие расхождения между лабораторными опытами и природными объектами, последнее, естественно, учитывая кратковременность лабораторных опытов.

Фактор времени значительно сильнее сказывается при высоких давлениях. Кембрийская глина, обжатая нагрузкой 3000 кг/см², имела пористость 7%, в то время как горные породы с глубины 10 000 м имеют пористость около 1%.

Глинистые частицы имеют чешуйчатую или листоватую форму и под давлением ориентируются параллельно наиболее развитой поверхности (001), вследствие чего могут плотно прилегать друг к другу, образуя агрегаты с ничтожной пористостью. Глинистые и слюдяные частицы обладают также способностью к пластическим деформациям. Это очень хорошо проявляется в смешанных песчано-глинистых породах — деформации глинистых и слюдяных минералов между жесткими кварцевыми песчинками.

В зернистых породах (песчано-алевритовых и др.) под давлением происходит уменьшение пористости благодаря смещению частиц. При укладке песчинок, имеющих форму идеального шара, по кубу пористость достигает 47,6%, при укладке по тетраэдру — 25,9% (пористость определялась путем расчета). Таким образом, пески под давлением стремятся уложиться по тетраэдру, занять минимальный объем. Параллельно с уменьшением пористости происходит удаление из пор воды. Давление нагрузки вышележащих толщ в зернистых породах с самого начала полностью воспринимается твердыми частицами — скелетом. При высоком давлении дальнейшее уменьшение пористости возможно за счет раздробления зерен.

Увеличение давления на грубозернистый песок от 200 до 3000 кг/см² привело к тому, что количество фракции размером 2—1 мм уменьшилось с 90 до 30%, соответственно произошли

изменения в других фракциях, а пористость уменьшилась от 48—36 до 28—21%.

При обжати песка давлением 530 кг/см^2 зерен первоначального размера (1—0,5 мм) осталось только 55%. Песок, обжатый под нагрузкой 280 кг/см^2 , уменьшил пористость на 6%, под нагрузкой 1960 кг/см^2 — на 19% (Рухин, 1962).

Однако к оценке возможности раздробления зерен следует подходить осторожно, так как кварц и некоторые другие породообразующие минералы обладают высокой прочностью (табл. 18).

Таблица 18

**Механические свойства некоторых минералов
(по Григсу)**

Минералы	Временное сопротивление сжатию в кг/см^2	Сопротивление сдвигу в кг/см^2	Всестороннее давление в кг/см^2
Галит	—	900	10 000
Гипс	—	1000	10 000
Кальцит спайности	140	—	1
То же	400	—	4000
"	2 800	2800	10 000
Анортит	—	2200	10 000
Кварц оси c'	24 200	—	1
То же	27 200	—	9000
"	118 500	14 500	19 500

Вероятно, раздроблению подвергаются зерна кварца и других минералов, прочность которых понижена благодаря наличию включений, трещин, спайности и т. п.

В зависимости от формы и размеров поверхностей соприкосновения давление на контакте зерен может возрастать в десятки раз по сравнению с исходным. Особенно велико давление на точечных контактах зерен.

Высокое давление на контакте зерен при наличии растворов способствует растворению и внедрению их друг в друга. Это явление получило название гравитационной коррозии. Растворенное вещество осаждается на поверхности частиц, образуя регенерационные каемки и заполняя поры. Таким путем происходят конформация (приспособление поверхности зерен друг к другу — механическое и химическое с растворением), инкорпорация (внедрение одного зерна в другое) и образование микростилолитовых швов и микростилолитового сочленения зерен.

Растворению подвергается кварц, обломки эффузивов, вулканического стекла, различных кремнистых пород и др. Опыты по растворению кварца под давлением показали, что в чистой воде при давлении 100 атм, температуре 300°C растворяется

245 мг/л кварца. В воде, содержащей хлориды и бикарбонаты, при давлении 100 атм и 300°С растворяется 1887 мг/л кварца (Хитаров, 1952).

В цементированных породах давление передается на контакты зерен и цемент. Значительное уплотнение за счет уменьшения пористости здесь невозможно или происходит в весьма ограниченной степени (когда не все поры заполнены цементом).

При обжати песчаника слабым давлением уплотнения не происходит, под давлением 560 кг/см² (примерно соответствует погружению на 2000—2500 м) он уменьшается в объеме менее чем на 1%. При более высоком давлении возможно некоторое уплотнение за счет раздробления зерен и цемента.

В зернистых породах с цементом из галита, гипса, кальцита цементирующее вещество, благодаря пластичности, течет в твердом состоянии, заполняя пустые поры. Аналогичное явление возможно в породах с глинистым цементом. В породах с кварцевым цементом уплотнение не наблюдается.

Физико-механические процессы приводят к уплотнению горных пород — увеличению объемного веса и уменьшению пористости; одновременно уменьшается содержание воды и изменяется отношение пород к воде. Однако высокий объемный вес и малая пористость не всегда следствие одного уплотнения, а могут быть результатом полной цементации. Поэтому при систематизации и анализе результатов лабораторных исследований необходимо оперировать массовым материалом и средними цифрами.

Плотность пород и отношение к воде являются важными константами, показывающими степень их изменения (табл. 19).

Процессы уплотнения всех остальных пород происходят аналогично уплотнению глинистых либо зернистых пород, рыхлых или цементированных. Так, например, бокситы и неокременевшие мергели уплотняются аналогично глинистым породам, обломочные известняки и другие породы обломочного происхождения, состоящие из твердых зерен, — аналогично зернистым породам. Конечно, в процессе уплотнения каждой породы проявляются свои индивидуальные черты, но принципиально это одни и те же явления.

Исключение составляют породы коллоидного генезиса и ископаемые угли. В первых (некоторые разновидности кремнистых, железистых и глинистых пород) первоначально отлагаются легко деформируемые гелевые комочки и первичная пористость в осадке, вероятно, была незначительной. Старение коллоидов приводит к сокращению объема и появлению трещин синерезиса. Дальнейшая раскристаллизация переводит их в твердое состояние. Такие породы при высоком давлении не подвергаются уплотнению или уплотняются слабо.

Пористость и отношение пород к воде

Свойства Название породы	Пористость в %	Отношение к воде	Покрывающие осадки
Озерный ил; Ст. Русса .	78	Легко распускается в воде	Десятки сантиметров воды и ила
Озерный ил; Бердянск .	52	То же	То же
Аллювиальная глина; р. Волга	50	Легко размокает в воде	Несколько метров пород
Ленточная глина; Сев.- Зап. часть СССР . . .	47	То же	То же
Киевская глина; Нижнее Поволжье	47	"	Несколько десятков метров пород
Нижнемеловая глина; там же	47	"	100—200 м пород
Юрская глина; там же .	42	"	То же
Глина нижнего карбона; Подмосковье	37	"	Несколько сот метров пород
Глина верхнего карбона; Подмосковье	36	Легко размокает в воде	То же
Кембрийская глина; При- балтика	34	Размокает в воде	100—200 м пород
Меловая глина формации Вайэн, Вайонминг; США	25	То же	?
Верхнемеловая глина фор- мации Найт; там же .	23	"	?
Аргиллиты среднего кар- бона Донбасса; Лисичанск	10—12	С трудом размокают в воде	Более 4000 м
Аргиллиты триаса Крыма	1—4	Не размокают в воде	Более 5000 м
Аргиллиты среднего кар- боната Донбасса; Шег- ловск	1—3	"	Более 7000 м
Глинистые сланцы антра- цитовых районов Дон- басса	0,9—2	"	Более 10000 м

Превращение торфа и сапропеля в ископаемый уголь сопровождается очень большим уплотнением. Однако это уплотнение можно рассматривать как механический процесс только на начальной стадии. Дальнейшее уплотнение сопровождается дегидратацией молекул органических соединений, отщеплением боковых цепей и удалением летучих компонентов (процесс физико-химический).

Таким образом, процесс уплотнения осадочных пород начинается как физико-механический и заканчивается как физико-химический. В одних случаях глинистые и зернистые породы

уплотняются как породы несцементированные, в других — как сцементированные. Возможны и такие условия, когда в начальной стадии они уплотняются как породы несцементированные, а в конечной — как сцементированные. Уплотнение может замедляться и полностью приостанавливаться.

Процессы минералообразования. Характер процессов минералообразования определяется термодинамическими условиями, составом пород и составом подземных вод.

Вся толща стратисферы с точки зрения условий циркуляции и состава подземных вод разделяется на три зоны (сверху вниз).

1. Зона свободного водообмена до глубины 200—700 м (в зависимости от местных условий). В этой зоне наблюдается интенсивная циркуляция подземных вод и обмен их с поверхностными.

2. Зона затрудненного водообмена до глубины 1500—2000 м, где условия циркуляции мало благоприятны, а обмен с поверхностными водами осуществляется лишь частично.

3. Зона застойных вод на глубинах более 2—2,5 ^к км, где циркуляция подземных вод еще более затруднена или вообще не имеет места, а обмен с поверхностными водами полностью исключен.

Границы между зонами определяются местными гидрогеологическими условиями и изменяются в широких пределах.

Изучение химизма подземных вод показало, что существует определенная вертикальная и горизонтальная (климатическая) зональность. Вертикальная зональность создается условиями циркуляции. Обычно в зоне свободного водообмена развиты гидрокарбонатные мало минерализованные воды, в зоне затрудненного водообмена — гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные, в зоне застойных вод — хлоридно-сульфатные и хлоридные высокоминерализованные воды и рассолы. Климатическая зональность сказывается только на верхних горизонтах подземных вод и проявляется примерно в *таком же порядке изменения химизма* вод при движении от зон избыточного увлажнения к засушливым и пустынным областям.

В связи с изменением состава и минерализации вод с глубиной происходит изменение реакции и окислительно-восстановительного потенциала. В зоне свободного водообмена реакция растворов щелочная и среда окислительная. Исключение могут составлять только воды угленосных и других формаций, богатые органическим веществом и углекислотой, имеющие нейтральную и иногда даже кислую реакцию и низкий восстановительно-окислительный потенциал. Аналогичные условия наблюдаются в местах выходов термальных источников.

По мере углубления в толщу стратисферы увеличивается рН и падает Eh; на больших глубинах в зоне застойных вод на-

блюдаются восстановительные и щелочные (даже резко щелочные) условия среды.

В стадию катагенеза при повышенной температуре и давлении в присутствии щелочных растворов происходят химические

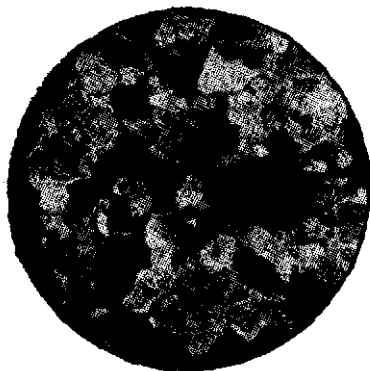


Рис. 6. Кварцевый регенерационный цемент в песчанике; средний карбон Донбасса (увеличение 22, николи скрещены)



Рис. 7. Известняк, рассеченный жилками кальцита; средний карбон Донбасса (увеличение 100, при одном николе)

и физико-химические реакции: растворение неустойчивых минералов — пироксенов и амфиболов, основных плагиоклазов. Затем начинается растворение кварца и кремнистых пород. Растворение сопровождается регенерацией здесь же или растворенное вещество выносится в соседние пласты (рис. 6). Одновременно происходит гидрослюдизация слюд и кислых плагиоклазов с образованием гидрослюд, смешанно-слоистых минералов и далее монтмориллонита. Взаимодействие поровых растворов с кальцитом приводит к образованию карбонатов кальция, магния и железа. Местами наблюдается массовое осаждение карбонатов в порах и по трещинам (рис. 7).

В кислых условиях среды образуется каолинит в глинистых породах и в цементе зернистых, корродируются и растворяются карбонаты и фосфаты. Все эти процессы еще напоминают процессы диагенеза (отчасти выветривания) или являются их естественным продолжением.

При высоком давлении (1000—2000 атм) и более высокой

температуре (100—200° С) в присутствии щелочных растворов значительно большей концентрации (уплотнение почти закончено, зерна максимально сближены) наблюдаются более интенсивные изменения: массовое растворение обломочных зерен кварца и полевых шпатов с выносом кремнезема в поры и смежные участки, образование микростилолитовых структур. Начинается интенсивная гидрослюдизация и хлоритизация глинистых минералов с образованием гидрослюды и ортохлоритов, перекристаллизация пелитоморфных и микрозернистых карбонатов (седиментогенных и диагенетических) — образование зернистых карбонатов.

В кислых условиях среды при запечатывании в порах глинистого вещества наблюдается диккитизация каолинита. В породах, богатых вулканическим материалом, образуются маловодные цолиты.

В стадии катагенеза можно выделить два этапа: начальный, или ранний, и глубинный, или поздний, катагенез.

Начальный этап характеризуется наличием в глинистых и цементе зернистых пород неизменного глинистого вещества, унаследованного от стадии диагенеза или образовавшегося уже при катагенезе, широким развитием процессов внутрислоевого растворения неустойчивых минералов, коррозией кварца и полевых шпатов (с частичной регенерацией) и образованием различных карбонатов. Пористость пород высокая, порядка 30—15%, сохраняются еще рыхлые и слабо сцементированные породы: глины, аргиллиты, размокающие в воде, пески, рыхлые и пористые песчаники, ракушечники, мел, мергели, бурые и каменные, длиннопламенные и газовые угли.

Текстуры и структуры осадочных пород заметно не изменяются.

В зависимости от продолжительности этапа глубина зоны раннего катагенеза изменяется от 1000 до 5000 м.

В древних породах рифея и нижнего палеозоя мощность зоны неизмененного глинистого цемента 1000—2000 м, в молодых третичных отложениях — до 4000—5000 м.

Процессы минералообразования на раннем этапе протекают при повышенных, но все же невысоких давлениях и температуре (давление до 1000 атм, температура до 100—120° С). Дальнейшее повышение давления приводит к максимальному сближению зерен, их раздроблению и массовому растворению.

Поздний катагенез характеризуется массовым растворением под давлением обломочных зерен кварца, полевых шпатов, обломков горных пород (с регенерацией и микростилолитизацией), интенсивной гидрослюдизацией и хлоритизацией глинистого вещества, перекристаллизацией карбонатов и т. п. Пористость пород сильно уменьшается — до 3—5%. Текстуры осадочных пород сохраняются, структуры испытывают заметные изменения: появ-

ляются конформные, регенерационные структуры, стилолитовые, структуры перекристаллизации в известняках, ориентированные структуры в глинистых породах.

В результате этих изменений глины переходят в аргиллиты, не размокающие в воде, пески и рыхлые песчаники в плотные и крепкие песчаники, ракушечники в плотные известняки, происходит перекристаллизация мела, мергелей и известняков. Каменные угли типа газовых и длиннопламенных переходят в спекающиеся (коксовые и паровично-спекающиеся). Поздний катагенез осуществляется при температуре до 200°C и давлении до 2000 атм.

Процессы начального катагенеза осуществляются сходно в геосинклиналях и на платформе (зона неизмененного глинистого цемента), поздний катагенез в геосинклиналях несколько отличается от аналогичного процесса на платформах благодаря большей мощности осадков и некоторому влиянию стресса.

Зоны катагенеза могут быть выделены и картированы. Границы зон секут стратиграфические границы и согласуются с глубиной погружения. Так, например, граница между ранним и поздним катагенезом на территории Большого Донбасса проходит между средним и верхним карбоном в центральном Донбассе, поднимается до границы верхнего карбона и перми в восточном Донбассе и опускается в девонские отложения на северо-западе и в Днепровско-Донецкой впадине. На юго-востоке Русской платформы она совпадает с подошвой девона (Сердобск) и поднимается до границы между нижним и средним карбоном в районе г. Пугачев (Шутов, 1962).

В последнее время предприняты попытки выделить типы катагенеза и расчленить его на ряд этапов. Так, Н. Б. Вассоевич (1955) выделяет пять самостоятельных этапов, связывая их с изменениями органического вещества и плотности пород. Л. Б. Рухин (1953) различает прогрессивный эпигенез (катагенез в нашем понимании — Н. Л.) при погружении участков земной коры и регрессивный эпигенез — при поднятии. Нам кажется, что такое дробное разделение преждевременно. Расчленение стадий на много этапов возможно только по органическому веществу, минеральное вещество более консервативно, изменяется медленно и уловить тонкие его изменения трудно. Кроме того, регрессивный этап выделяется по таким процессам минералообразования как каолинизация, карбонатизация, переход ангидрита в гипс, т. е. процессам, характерным для начального катагенеза и частично для выветривания. Поэтому всегда возникает вопрос — не сказались ли здесь процессы выветривания?

Несомненно, что регрессивный процесс существует, но в настоящее время устанавливается он главным образом на основании логических рассуждений, а не бесспорных фактов.

Стадия метатенеза

Глубокие изменения осадочных пород, происходящие в нижних частях стратисферы, по своему характеру близкие, а во многом тождественные начальным стадиям регионального метаморфизма мы будем называть *метатенезом* * (протометаморфизм Страхова, сильный эпигенез или слабый метаморфизм Рухина).

Метатенез происходит в геосинклиналях при мощности осадочной толщи свыше 7000—8000 м, давлении 2000—3000 атм, температуре 200—300°С и наличии минерализованных растворов. Одним из важных факторов метатенеза является стресс.

Процессы метатенеза, вероятно, проявляются и на платформе в осадочных породах докембрия, где минералообразование шло при более низких температурах и давлении, но многие сотни миллионов лет.

Метатенез по своей природе процесс физико-химический. Уже на стадии глубинного кататенеза, как мы видели, уплотнение пород в основном заканчивается, пористость достигает величины 2—3%. Следовательно, уплотнение в метатенезе не играет существенной роли. Однако движение масс при складчатости вызывает появление тонкой трещиноватости — многочисленных поверхностей кливажа скольжения, создавая этим новые пути для миграции растворов.

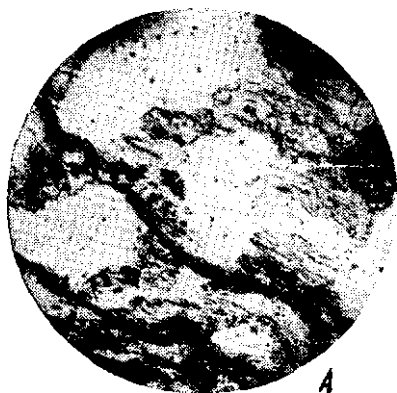
Активной циркуляции растворов способствует высокая температура. В зоне метатенеза широко развиты процессы растворения и регенерации, перекристаллизации, реакции взаимодействия растворов и минералов породы с привнесом и выносом вещества (метасоматоз). В результате осадочные породы переходят в категорию метаморфизованных, но еще не настоящих метаморфических. Во время метатенеза происходит полное преобразование цемента зернистых пород и частичное (редко полное) — основной массы глинистых и карбонатных пород. Обломочные зерна терригенных пород, как правило, не перекристаллизованы или перекристаллизованы только по периферии, редко по всему зерну. Явления катаклаза имеют место, но обычно значение их невелико.

В стадию метатенеза образуются: окислы (кварц, анатаз, рутил, брукит, гематит, магнетит); карбонаты (кальцит, анкерит, доломит и др.); силикаты (гидрохлорид, близкая к серициту, серицит, мусковит, ортохлориты — рипидолит, афросидерит и др. — альбит, эпидот, стильпномелан, пирофиллит и др.

Ряд минералов возникает в виде каемок регенерации на обломочных зернах — циркон, турмалин, эпидот, цоизит, клиноцоизит, титанит. Некоторые из них образуют отдельные кристаллы и скопления — турмалин, эпидот, сфен.

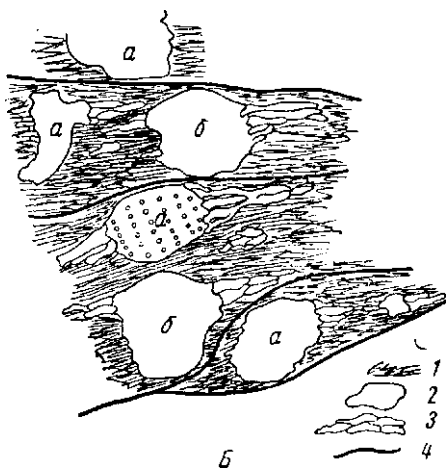
* Термин «метатенез» введен автором совместно с Коссовской и Шутовым в 1957 г. и одновременно Вассоевичем.

В стадию метабазиса широко развиты процессы направленной коррозии, кристаллизации и перекристаллизации под воздействием стресса. В зернистых породах, богатых цементом, образуются «бородатые» зерна кварца (рис. 8, А и 8, Б), в породах, лишенных цемента, — стилолитовое сочленение зерен (части стилолиты под углом к напластованию). Иногда наблюдается коррозия гранатов, ставролита, дистена, силлиманита, регенерационное обрастание и разрастание кварца, полевых шпатов и других минералов. Гидрослюдазация и хлоритизация усиливаются и получают дальнейшее развитие, приводя к массовому появлению гидрослюда, близкой к серициту, серицита и даже мусковита (глубинный метабазис). Обломочный биотит на раннем этапе еще сохраняется, на позднем — переходит в пакеты мусковита и хлорита. Минералы метабазиса представлены зернистыми агрегатами, контакты между зернами зазубренные и волнистые. Одновременно происходит перестройка структур осадочных пород: широкое распространение получают мозаичные (конформно-регенерационные) сланцеватые линзовидно-сегрегационно-полосчатые, зубчатые — шиповидные, структуры направленной коррозии и кристаллизации, перекристаллизации под давлением стресса и т. п. (рис. 8). На позднем этапе метабазиса преобладают текстуры: появляются сегрегационно-полосчатые текстуры, массовое развитие получают секущие кварцевые жилки и линзоч-



А

Шлиф-6



Б

Рис. 8. Песчаник ашинской свиты (ордовик Урала). А — структура направленной коррозии и кристаллизации, «бородатые» зерна кварца, кливаж течения и разрыва (при 1 никеле, увеличение 200); Б — зарисовки по шлифу того же песчаника: 1 — серицит, 2 — кварц, 3 — вторичный кварц, 4 — кливаж разрыва, а — нормальный кварц, б — кварц с волнистым погасанием

жи. Широко развиты кливаж, течения и кливаж разрыва (рис. 8).

В глинистых породах и цементе зернистых часто наблюдается парагенез гидрослюд, близкой к серициту, серицита, ортохлоритов, кварца, карбонатов (в палевошпатовых — кварцевых и аркозовых породах), серицита, мусковита, стильпомелана, ортохлоритов, кварца и карбонатов (в граувакковых породах), т. е. ассоциация минералов, характерная для мусковит-хлоритовой зоны фации зеленых сланцев.

Отличие от настоящих метаморфических пород фации зеленых сланцев заключается в незначительной перекристаллизации обломочных зерен, в слабом развитии альбита, эпидота и мусковита (здесь они являются еще аксессуарными минералами).

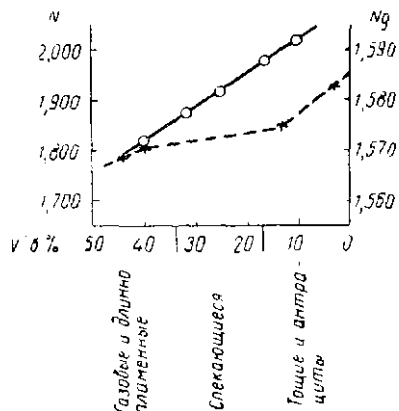
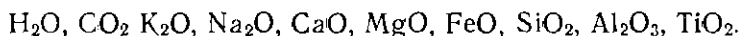


Рис. 9. Кривые изменения показателей преломления угля (сплошная линия) и гидрослюда (пунктир) в угленосной толще Донецкого бассейна

К процессам метабенеза — в значительной мере процессам метасоматическим — приложимо учение о дифференциальной подвижности компонентов, развиваемое А. Д. Коржинским. Парагенезы минералов метабенеза в обломочных и глинистых породах позволяют наметить такой ряд дифференциальной подвижности компонентов:

К процессам метабенеза — в значительной мере процессам метасоматическим — приложимо учение о дифференциальной подвижности компонентов, развиваемое А. Д. Коржинским. Парагенезы минералов метабенеза в обломочных и глинистых породах позволяют наметить такой ряд дифференциальной подвижности компонентов:



В результате метабенетических изменений глинистые породы превращаются в глинистые, аспидные, филитоподобные сланцы, зернистые породы — в песчаники-кварциты, кварцито-песчаники и кварциты, известняки — в мраморизованные известняки, ископаемые угли — в тощие угли и антрациты.

Наличие последовательных нарастающих изменений можно наблюдать в ряду хорошо изученных ископаемых углей и глинистых пород.

Ископаемые угли образуют непрерывный ряд от бурого угля, близкого к торфу, через бурый блестящий уголь, близкий к каменному углю, целую гамму каменных углей (от длиннопламенных до тощих) до антрацитов. Бурые угли представляют собой аморфное — изотропное вещество, каменные угли обнаруживают анизотропию и другие признаки кристаллического вещества. В группе каменных углей степень изменения нарастает от

длиннопламенных к антрацитам. Так, например, показатели преломления каменных углей Донбасса возрастают от 1,750 у длиннопламенных до 2,04 у тощих (рис. 9).

Бурые и большинство каменных углей характеризуют стадию катагенеза, тощие угли и антрациты — метагенеза.

Глинистые породы можно расположить в непрерывный ряд: глины (и камнеподобные глины, сланцеватые глины), аргиллиты, сланцеватые аргиллиты, глинистые, аспидные и филлитоподобные сланцы. Глины и большая часть аргиллитов сложены различными глинистыми минералами, имеют высокую пористость и размокают в воде. Глинистые сланцы сложены гидрослюдами, серицитом, хлоритом, кварцем и карбонатами, имеют ничтожную пористость и не размокают в воде. Еще более измененными являются аспидные и филлитоподобные сланцы.

Гидрослюды от аргиллитов к глинистым сланцам (и далее) изменяют свой состав — растет содержание щелочей и изменяются физические свойства. Так, например, в глинистых породах Донбасса (средний карбон) гидрослюды районов развития длиннопламенных углей имеют N_g не выше 1,576 и двупреломление до 0,020, а гидрослюды антрацитовых районов — N_g — 1,590 и двупреломление до 0,030 (см. рис. 9).

Наблюдается характерный парагенетический ряд превращений минералов:

мусковит $\rightleftharpoons$ серицит $\rightleftharpoons$ гидрослюда $\rightleftharpoons$ каолинит.

При процессах выветривания и раннего катагенеза изменение происходит слева направо, при процессах метагенеза и глубокого катагенеза — справа налево.

Глины и аргиллиты присущи стадии катагенеза, глинистые, аспидные и филлитоподобные сланцы характерны для стадий метагенеза.

Таким образом, метагенез представляет собой глубокие структурно-минералогические преобразования пород в новых условиях их существования — в нижней части стратисферы. Степень и характер преобразований определяются составом пород и расстановкой, глубиной погружения и интенсивностью орогенических движений (интенсивностью стресса).

Большое значение имеет продолжительность процессов изменения. Однако в условиях геосинклинали влияние геосинклинального режима является определяющим. Так, например, пермские отложения Большого Кавказа и ордовикские Урала находятся на стадии глубокого катагенеза, а каменноугольные отложения Прибалхашья и юрские Верхоянья — на стадии глубокого катагенеза — испытали одинаковую степень изменения. Стадия катагенеза установлена в пермских отложениях Верхоянья, ордовике Урала, силуре Прибалхашья, перми Забайкалья, карбоне Донбасса и Предкавказья и др. Можно предположить, что осадочный комплекс Пенсильванского антрацитового райо-

на и Острavo-Карвинского бассейна находятся на той же стадии изменения.

Зоны метакенеза, так же как и зоны катагенеза, могут быть выделены и картированы. Это уже сделано для Верхоянья и других районов.

В стадии метакенеза можно наметить два этапа.

Первый этап — ранний или начальный, происходящий на глубинах свыше 7000—8000 м при температуре 200—300°С и давлении 2000—3000 атм. Для него характерно развитие кварцитовидных песчаников, глинистых сланцев, частично перекристаллизованных известняков, тощих каменных углей и антрацитов. Наблюдается интенсивная гидрослюдизация и хлоритизация глинистых минералов, развитие конформных и регенерационных структур, микростилолитов. Однако еще сохраняются реликты обломочного биотита, текстуры осадочных пород, структуры перестраиваются, пористость пород невысокая — 2—4%. Появляется кливаж течения (ориентировка чешуйчатых минералов перпендикулярно давлению стресса) и кливаж разрыва.

Второй этап — поздний, или глубинный, метакенез, происходит на глубинах свыше 9000—10000 м при температуре 300°С и выше и давлении 3000 атм и более. Для него характерны кварцито-песчаники и кварциты, аспидные и филлитоподобные сланцы, мраморизованные известняки, антрациты и графитизированные антрациты. В породах появляется гидрослюда, близкая к серпенту, серицит, иногда мусковит; обломочный биотит переходит в пакеты хлорита и мусковита. Появляются структуры, характерные для метаморфических пород, — сланцеватые, линзовидно-сегрегационные, полосчатые, шиповидные, стилолитовые. Интенсивно проявляется направленная коррозия и кристаллизация под воздействием стресса*, кливаж течения и кливаж разрыва. Пористость пород 1—2%.

Стадия глубинного метакенеза частично сопоставляется с начальной стадией регионального метаморфизма — фацией зеленых сланцев.

Гипергенез

Условия выветривания осадочных и кристаллических пород одинаковы, однако в связи с различием минералогического состава существует некоторая специфика выветривания осадочных пород. В настоящем разделе речь идет о процессах химического выветривания. Благодаря выветриванию происходит существенное изменение состава осадочных пород: вещества

* По принципу Рикке — растворение со стороны давления и кристаллизация со стороны, перпендикулярной давлению. Образуются «бородатые» зерна кварца, перекристаллизовываются минералы цемента — перекристаллизация под давлением с образованием однозначной ориентировки чешуйчатых минералов.

цемента, обломочных зерен, основной массы биогенных и хемогенных пород.

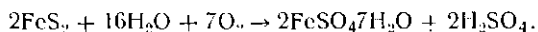
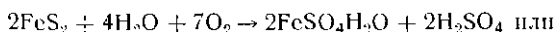
Процессы окисления, гидратации и растворения. В осадочных породах, содержащих сульфиды, происходит окисление и гидратация железа и серы. Сульфиды железа и других металлов на первой стадии выветривания переходят в сульфаты закиси водные и безводные. Сульфаты закиси в присутствии кислорода, воды и серной кислоты окисляются и переходят в сульфаты окиси. При этом образуется целый ряд минералов: сидерит, смольнокит, фиброфферит, галотрихит, мелантерит и многие другие.

Одновременно с образованием сульфатов возникает и серная кислота. Часть ее расходуется на окисление сульфатов закиси. Сульфаты в большинстве своем представляют легко растворимые соединения и уносятся грунтовыми водами. Только в условиях сухого климата пустынь и полупустынь сульфаты металлов еохраняются и накапливаются.

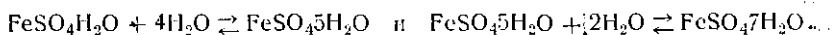
Сульфаты окиси железа, помимо высокой растворимости, являются неустойчивыми соединениями, легко подвергаются гидролизу и выпадают из растворов в виде гидроокислов железа.

Этот процес проходит в четыре этапа и может быть охарактеризован следующими уравнениями.

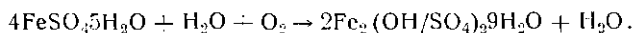
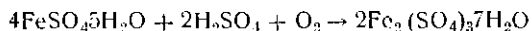
1. Растворение пирита и образование ионов железа и серы. Окисление серы и образование серной кислоты, взаимодействие серной кислоты с ионами железа — возникновение маловодных сульфатов закиси железа:



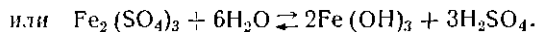
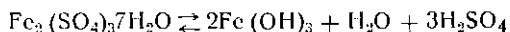
2. Присоединение воды и образование богатых водой сульфатов закиси железа:



3. Взаимодействие сульфатов закиси железа с серной кислотой, водой и кислородом воздуха — окисление железа и образование нормальных и основных сульфатов окиси железа:



4. Гидролиз сульфатов окиси железа и образование гидроокислов железа:

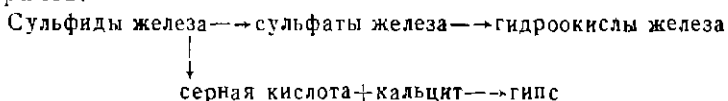


Возникшая при окислении сульфидов серная кислота в процессе обменных реакций с другими соединениями, и в частности

с карбонатами, а также при взаимодействии с растворами, содержащими калий, натрий, кальций, магний, алюминий, железо, образует ряд менее растворимых сульфатов: гипс, квасцы, ярозит, алунит и др.

Таким образом, при наличии в породах сульфидов в процессе выветривания образуются следующие минералы: гидроокислы железа, мелантерит, гипс, квасцы, ярозит, алунит, сульфаты тяжелых металлов (сохраняются в сухом климате).

Намечаются следующие парагенетические ряды превращений минералов:



Описанный выше процесс наиболее выражен в зоне окисления сульфидных рудных месторождений, но вместе с тем почти всегда проявляется в осадочных породах (глины, аргиллиты, глинистые сланцы, ископаемые угли, реже в других типах осадочных пород, содержащих сульфиды). Отличие заключается лишь в масштабах: в рудных месторождениях упомянутые выше минералы образуют значительные концентрации (в зоне окисления), в осадочных породах значительные концентрации, как правило, не встречаются.

Образование сульфатов происходит в кислой среде ($\text{pH} < 7$) и сопровождается разъемлением карбонатов, фосфатов вплоть до полного их растворения и замещения сульфатами, реже кремнеземом.

Очень часто наблюдаются псевдоморфозы сульфатов (в частности гипса и др.) по зернам карбонатов, раковинам моллюсков и т. п.

Кислые условия среды способствуют процессу каолинизации полевых шпатов, слюд, гидрослюд, а в некоторых случаях возможно и образование свободных гидратов глинозема (действие H_2SO_4 на каолинит с образованием гидраргиллита).

Процесс гидратации в чистом виде наблюдается при переходе ангидрита в гипс (в соленосных толщах), при гидратации минералов железа (гематита, гетита, лепидокрокита и др.) с образованием гидроокислов железа. Широко распространен процесс окисления и гидратация магнетита, глауконита, железистых хлоритов (бурые пленки и налеты лимонита на зернах магнетита, глауконита) и других минералов железа.

Не менее важным процессом зоны гипергенеза является растворение и вынос вещества поверхностными и подземными водами.

Растворению подвержены в первую очередь наиболее растворимые соединения: галоиды, сульфаты, нитраты, затем карбонаты и фосфаты.

Особенно активны кислые воды, содержащие органические и неорганические кислоты.

В результате растворения и выноса вещества увеличивается пористость, появляется пористость, кавернозность, осадочные породы становятся менее плотными, иногда полностью теряют цемент.

В случае минерализованных вод одновременно с растворением происходит образование новых минералов (см. выше образование сульфатов).

Стадийное изменение силикатов. Наиболее распространенные процессы зоны гипергенеза — процессы изменения силикатов.

Среди силикатов, как известно, особое значение имеют полевые шпаты и слюды, составляющие больше 50% массы минералов земной коры и около 30% массы минералов осадочных пород.

В щелочных условиях среды полевые шпаты и слюды превращаются в серицит, гидрослюда, реже в хлорит, монтмориллонит.

Средние и основные плагиоклазы при выветривании в тех же условиях среды переходят в гидрослюда, кальцит, эпидот с выносом геля кремнезема.

В кислых условиях среды полевые шпаты и слюды в конечном счете превращаются в каолинит. В результате этого часть обломочных зерен в песчаниках и алевролитах переходит в гидрослюда и каолинит и из полиминеральных пород возникают мономинеральные и маломинеральные породы с гидрослюдистым, гидрослюдисто-каолинитовым и каолинитовым цементом.

В шлифах таких пород наблюдаются прекрасно выраженные «воротничковые» или «вермикулитоподобные» агрегаты гидрослюда и каолинита, развивающиеся по полевым шпатам и слюдам.

Освобождающаяся при процессе каолинизации кремнекислота минерализуется в виде опала, халцедона или кварца.

В условиях тропического климата возможно дальнейшее разложение каолинита с образованием гидроокислов алюминия и геля кремнекислоты.

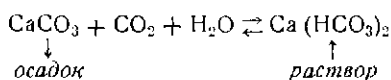
Таким образом, в результате выветривания полевых шпатов и слюд в осадочных породах появляются следующие минералы: серицит, гидрослюда, каолинит, хлорит, монтмориллонит, карбонаты, главным образом, кальцит, минералы группы эпидота, опал, халцедон (кварцин, кварц), гидроокислы алюминия (гидраргиллит).

В выветрелых осадочных породах наблюдаются такие парагенетические ряды превращений минералов:

ортоклаз → каолинит + опал, халцедон, кварцин;
плагиоклаз → серицит → гидрослюда + опал, халцедон, кварцин;
плагиоклаз → серицит → гидрослюда → монтмориллонит + опал, халцедон, кварцин;

мусковит→серицит→гидрослюда→каолинит;
 биотит→хлоритизованный биотит→хлорит→гидрохлорит;
 биотит→гидробиотит* + иллит→каолинит (при смене условий среды от щелочных до кислых);
 биотит→белая обесцвеченная слюда+гематит (при свободном доступе кислорода).

Карбонатизация и декарбонатизация. В условиях поверхности земли угольная кислота является довольно активным реагентом. Она образует средние и кислые соли кальция. Средние соли, или монокарбонаты ($R''CO_3$), почти не растворяются в воде, кислые соли, или бикарбонаты $[R''(HCO_3)_2]$, соединения растворимые. Режим карбонатов регулируется содержанием углекислого газа в растворах. Между ними существует следующая зависимость:



При избытке углекислого газа монокарбонаты переходят в бикарбонаты (уменьшается значение pH), при недостатке его бикарбонаты переходят в монокарбонаты, т. е. выпадает осадок (увеличивается значение pH). Эта зависимость регулирует как растворение, так и осаждение карбонатов на земной поверхности и в водных бассейнах.

На земной поверхности происходит с одной стороны растворение карбонатов в кислых и нейтральных условиях среды — выщелачивание карбонатного цемента в зернистых породах, конкреций в глинистых и других породах, растворение известняков, доломитов и других карбонатных пород. С другой стороны — образование карбонатов — осаждение их из растворов в порых и трещинах горных пород в щелочных условиях среды.

Растворение обычно идет избирательно: сначала растворяются пелитоморфные карбонаты с очень малыми размерами частиц, затем зернистые карбонаты и т. д. Наиболее растворимы карбонаты кальция, менее — карбонаты других металлов.

При осаждении карбонатов из раствора чаще всего возникает кальцит. Однако во многих случаях образуются карбонаты кальция, магния и железа, представляющие двойные соли и изоморфные смеси. Это объясняется тем, что грунтовые воды обычно содержат не только ион кальция, но и ионы железа, магния, марганца и др.

Гипергенез в восстановительных условиях. На некоторой глубине от поверхности земли, особенно при застойном режиме грунтовых вод, грунтовые растворы обеднены кислородом. Обогащение кислородом до полного его исчезновения может иметь

* Смешанно-слоистые минералы.

место в породах, содержащих органическое вещество и бактерии (разложение органического вещества и бактериальная деятельность потребляют кислород). В этих условиях выветривание происходит в восстановительной обстановке и образуются следующие минералы: самородные элементы (сера), вторичные сульфиды (пирит, марказит, галенит, сфалерит и др.), карбонаты (брейнерит, сидероплезит, пистомезит, сидерит), окислы (кварц, халцедон и др.), силикаты (каолинит, железистые хлориты и др.).

В результате выветривания в осадочных породах происходят различные изменения вплоть до полного их разрушения или растворения. В зависимости от состава эти изменения проявляются по-разному: каменная соль, калийные соли, гипс, ангидрит — растворяются, карбонатные породы (известняки, доломиты) — частью растворяются, частью замещаются кремнеземом, гидроокислами железа, доломитизируются или дедоломитизируются. В глинистых породах изменяется состав поглощенных катионов, частично изменяется минералогический состав, структуры и текстуры. При наличии сульфидов обогащаются вторичными минералами — сульфатами и гидроокислами. В зернистых породах (песчаники, алевролиты, конгломераты, брекчии и др.) изменяется состав цемента, иногда полностью теряется цемент, изменяются обломочные зерна. За счет разрушения обломочных зерен увеличивается количество цемента.

В породах, содержащих глауконит и железистые хлориты, происходит окисление закисного железа — обогащение окислами и гидроокислами. Ископаемые угли при выветривании разлагаются с образованием различных гуминовых соединений (кислот), превращаются в порошок и обогащаются вторичными минералами — сульфатами и гидроокислами. Нефти окисляются, переходят в полутвердые и твердые битумы.

СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы состоят из различных по составу и происхождению составных частей — компонентов:

1. Аллотигенные компоненты, принесенные из других областей — источников питания. Это, главным образом, обломочный или терригенный, материал, поступающий с суши (terra — земля), частично продукты перемыва осадков дна бассейна.

2. Аутигенные компоненты, возникающие на месте в осадке или породе «in situ» на разных стадиях образования, изменения или разрушения осадочных пород.

3. Органические остатки.

4. Вулканогенный материал.

5. Космогенный материал.

Аллотигенные компоненты. Аллотигенные минералы. Аллотигенные минералы слагают основную массу обломочных и некоторых глинистых пород и входят в виде примесей в состав других пород.

В настоящее время в осадочных породах известно свыше 200 аллотигенных минералов и большое количество обломков самых различных горных пород. Теоретически все известные минералы и горные породы нашей планеты могут встречаться в виде обломков в осадках и осадочных породах. Практически в осадках и осадочных породах мы встречаем главным образом наиболее устойчивые минералы. Среди них на первом месте находится кварц, каолинит, гидрослюда, лимонит, затем полевые шпаты, слюды, обломки горных пород и далее все остальные минералы.

Аллотигенные—обломочные минералы осадочных пород

Кубическая сингония

Алмаз	Золото	Периклаз	Торианит
Андрадит	Лаурит	Перовскит	Тетраэдрит
Альмандин	Магнетит	Пикотит	Уваровит
Анальцим*	Меланит	Пироп	Флюорит*
Беккелит	Медь*	Пирит*	Хромит
Галенит*	Спессартин	Плеонаст	Шпинель
Гроссуляр	Серебро	Платина	
Герцинит	Сперрит	Палладий	

Гексагональная сингония

Апатит*	Графит	Кварц*	Смитсонит*
Берилл	Доломит*	Магнетит*	Турмалин*
Бенитоит	Даллит*	Молибденит	Фенакит
Горсейксит	Ильменит	Осмистый иридий	Флоренсит
Гояцит*	Кальцит*	Сенаит	
Гематит*	Киноварь	Сидерит*	

Тетрагональная сингония

Анализ*	Касситерит	Рутил*	Циркон
Везувиан	Лейцит	Скаполит	Шеелит
Ксенотим	Пиролюзит*		Халькопирит*

Ромбическая сингония

Антигорит	Гиперстен	Манганит*	Танталит
Андалузит	Гумит	Оливин	Форстерит
Арагонит*	Гетит*	Силлиманит	Фоялит
Антимонит	Диаспор*	Ставролит	Хризоберилл
Ангидрит*	Дюмортьерит	Поликраз	Хризотил
Барит*	Лавсонит	Пирофиллит*	Цоизит*
Бемит*	Колумбит	Приорит	Экстатит
Брукит*	Корднерит	Псиломелан*	Эвксенит
Бронзит	Марказит*	Топаз	

Моноклиная сингония

Авгит	Глаукоцит*	Клиноцоизит*	Оттрелит
Актинолит	Глаукофан	Кроссит	Пьемонтит
Азурит	Гипс*	Лепидомелан	Пеннин*
Арфедсонит	Гадолинит	Лепидолит	Рибекит
Биотит	Гидраргиллит*	Мусковит	Роговая обманка
Баркевикит	Диаллаг	Монацит	Серицит*
Бадделит	Диопсид	Нефрит	Санидин
Бейделлит*	Делессит*	Омфацит	Саннин натрия
Вольфрамит*	Датолит	Ортит	Серпентин
Волластонит	Каолинит*	Ортоклаз*	Сфен*
Гастальдит	Клинохлор		Сподумен
			Тальк
			Тремолит
			Флогонит
			Хлоритид
			Эпидот*
			Эгирин

Триклиная сингония

Альбит*	Анортит*	Бирюза	Микроклин*
Андезин*	Аксинит	Дистен	Олигоклаз*
Анортоклаз	Битовнит*	Лабрадор	

Минералы невыясненного оптического характера

Браннерит	Гидрослюды*	Монтмориλλονит*	
Базобисмутит	Индиголит	Нонтронит*	Ферригаллузит*
Галлуазит*	Левверрьерит*		Халцедон*

Минералы аморфные

Агат	Лейкоксен*	Опал*	Янтарь*
Вулканическое стекло	Лимонит*	Уголь*	
Коллофанит*			

Примечание. Минералы, отмеченные звездочкой, бывают как аллотигенными, так и аутигенными.

Аллотигенный характер минералов определяется по окатанности или угловатости зерен и обломков.

Зерна минералов, испытавшие механическую обработку в водной или воздушной среде, в той или иной степени округлены: от зерен со слегка сглаженными углами до зерен с идеальной сферической или шарообразной формой. Зерна минералов, не испытавшие механической обработки или слабо обработанные, имеют неправильную — угловатую форму.

Ассоциации аллотигенных минералов. Аллотигенные минералы в осадочных породах образуют определенные, часто весьма характерные ассоциации, состав которых отражает состав пород питающей провинции или источника сноса обломочного материала. Рассмотрим конкретные примеры таких ассоциаций.

1. Осадочная толща состоит из обломочных пород мономинерального состава, преимущественно кварцевых, и содержит прослойки каолинистых глин. Породообразующие минералы представлены почти исключительно кварцем и каолинитом, акцессорные — цирконом, сфеном, апатитом, заметно измененным мусковитом и лимонитом.

Состав толщи и ее минералогия свидетельствуют о том, что размывалась кора выветривания кристаллических пород (гранитов, гнейсов).

2. Осадочная толща состоит из обломочных и карбонатных пород, среди которых часто встречаются песчаные, обогащенные полевыми шпатами. В составе породообразующих минералов преобладают кварц, кислый плагиоклаз, в небольшом количестве встречается ортоклаз, микроклин и мусковит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом, сфеном, биотитом, в небольшом количестве присутствуют пироксены и амфиболы.

Минералогия пород и состав толщи свидетельствуют о том, что размывались магматические породы гранитоидного типа (граниты, гранодиориты и др.).

3. Разрез состоит из различных типов обломочных пород, среди которых отмечены песчаники грауваккового типа, содержащие в большом количестве обломки горных пород.

Породообразующие минералы — основные плагиоклазы и обломки эффузивных пород, акцессорные — пироксены, амфиболы, эпидот.

Подобный состав минералов осадочных пород свидетельствует о размыве эффузивных пород основного состава (диабазы, базальты и др.).

4. Осадочная толща сложена обломочными и глинистыми породами. Породообразующие минералы — основные плагиоклазы, акцессорные — пироксены, рутил, ильменит, пикотит и хромит.

Такая ассоциация аллотигенных минералов может сложиться в результате размыва ультраосновных магматических пород.

5. Осадочная толща сложена обломочными породами, преимущественно кварцевого состава.

Среди породообразующих минералов преобладает кварц и присутствуют обломки осадочных пород, среди акцессорных минералов отмечены циркон, турмалин, рутил, гранат. Зерна минералов хорошо окатаны.

Состав толщи и ассоциация минералов дают основание заключить, что образовалась она в результате перемывания осадочных пород (преимущественно обломочных).

6. Разрез состоит почти целиком из обломочных пород. Породообразующие минералы — кварц (часто с волнистым угасанием), полевые шпаты (в основном кислые и средние плагиоклазы), акцессорные — дистен, ставролит, силлиманит, гранат, слюды и хлориты.

Подобная ассоциация аллотигенных минералов свидетельствует о размывании комплекса метаморфических пород (гнейсы, кристаллические сланцы).

Более сложные ассоциации аллотигенных минералов возникают в том случае, когда одновременно размываются различные комплексы пород в пределах двух-трех областей сноса, а обломочный материал поступал в один и тот же бассейн седиментации. Усложнение в состав ассоциаций вносят также последующие процессы изменения осадочных пород.

Влияние диагенеза и последующих процессов на состав аллотигенных компонентов. В результате сложного и многообразного воздействия различных факторов зоны осадкообразования на исходный материал возникают различные типы осадка с определенным составом аллотигенных минералов. Неустойчивые минералы частично или полностью разрушаются, и в осадке, как правило, являются акцессорными компонентами (основные плагиоклазы, пироксены, амфиболы, оливин, фельдшпатоиды). Однако на этом процесс формирования комплекса минералов не заканчивается. Обломоч-

ные минералы подвергаются различным воздействиям в процессе диагенеза, катагенеза, метagenеза, а также при выветривании на земной поверхности. Неустойчивые минералы продолжают разрушаться или переходить в другие минеральные виды, количество их в осадках и породах уменьшается. Устойчивые минералы сохраняются и количество их относительно других минералов увеличивается. Такой процесс изменения состава пород наблюдается в песках, песчаниках, алевролитах и вообще в породах, проницаемых для грунтовых растворов и газов. В породах, непроницаемых для грунтовых растворов и газов, — в глинах, аргиллитах и т. п. — процессы разрушения замедлены или совсем не имеют места. В связи с этим неустойчивые минералы здесь сохраняются и количество их относительно устойчивых увеличивается. Для примера рассмотрим условия концентрации минералов в угленосной толще среднего карбона Доибасса. Это породы, содержащие одну и ту же ассоциацию аксессуарных минералов. Содержание минералов определялось в различных структурных типах пород для одной и той же фракции (фракция диаметром 0,25—0,01 мм (табл. 20).

Таблица 20

Распределение минералов по типам пород в угленосной толще C_2 Донецкого бассейна

Минералы Порода	Устойчивые				Неустойчивые			Число исследуемых образцов
	циркон	турмалин	рутил	Са гранат	анатит	биотит	роговая обманка	
Песчаники крупнозернистые	10,5	8,9	5,8	21,4	11,5	10,0	0,0	8
Песчаники среднезернистые	10,9	16,6	5,3	18,7	14,7	17,9	0,6	9
Песчаники мелкозернистые	11,3	8,5	6,5	15,8	13,6	23,7	1,1	19
Алевролиты	11,6	6,5	4,7	13,5	14,5	24,5	2,0	12
Аргиллиты	16,3	6,6	6,7	9,3	14,9	14,8	3,0	15

Данные таблицы показывают, что концентрация устойчивых минералов происходит в песчаных породах, а неустойчивых — в глинистых. При этом отмечается накопление некоторых устойчивых минералов и минералов новообразований наряду с неустойчивыми минералами в глинистых породах.

Факторами, регулирующими условия концентрации минералов, являются рассортировка материала в процессе отложения и изменение их при последующих процессах (диагенез, катагенез, метagenез и выветривание).

Если рассматривать все минералы обломочных пород (как аллотигенные, так и аутигенные), влияние последующих процессов видно еще яснее.

Во время диагенеза, катагенеза и метagenеза в осадочных породах происходит образование новых минералов. В настоящее время описаны новообразования сульфидов, сульфатов, окислов, гидроокислов, силикатов. Широким распространением, например, пользуются вторичный пирит, галенит, сфалерит, барит, целестин, флюорит, кварц, халцедон, кварцин, анатаз, брукит, рутил, гетит, гидрогетит, гематит, гидрогематит, опал, минералы группы апатита, цеолиты, полевые шпаты, гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, кальцит, доломит, сидерит и многие другие. Известны также новообразования циркона, сфена, эпидота, турмалина и некоторых других минералов.

Таким образом, минералогический состав обломочных пород изменяется при диагенезе, катагенезе и метagenезе. Эти изменения могут значительно усиливаться во время выветривания на поверхности земли.

Весьма показательными в этом отношении являются материалы по распространению акцессорных минералов и полевых шпатов в осадочных породах и осадочных формациях Северной Америки (табл. 21, рис. 10).

Таблица 21
Содержание полевых шпатов в песках и песчаниках Северной Америки (по Петтиджону, 1957)

Возраст	Число формаций	Содержание в %
Докембрий	5	8,2
Палеозой	28	3,0
Палеозой (до пенсильвании)	20	2,2
Палеозой (пенсильванец)	8	5,0
Мезозой	10	22,6
Третичный	11	27,3
Плейстоцен и современные осадки Америки и Англии . . .	17	Среднее 19,3 (изменяется от 1 до 77)

Анализируя таблицу и рисунок, можно выявить следующие закономерности.

1. Неустойчивые минералы концентрируются в молодых осадочных породах; вернее, частота встречаемости этих минералов

растет от древних пород к молодым. Так, например, оливин появляется только в отложениях плейстоцена и еще чаще встречается в современных осадках. То же самое можно сказать и о ряде других неустойчивых минералов — авгите, диопсиде, роговой обманке, актинолите, гиперстене, полевых шпатах и других — все они обнаруживают одну и ту же тенденцию — частота встречаемости их увеличивается от древних отложений к молодым.

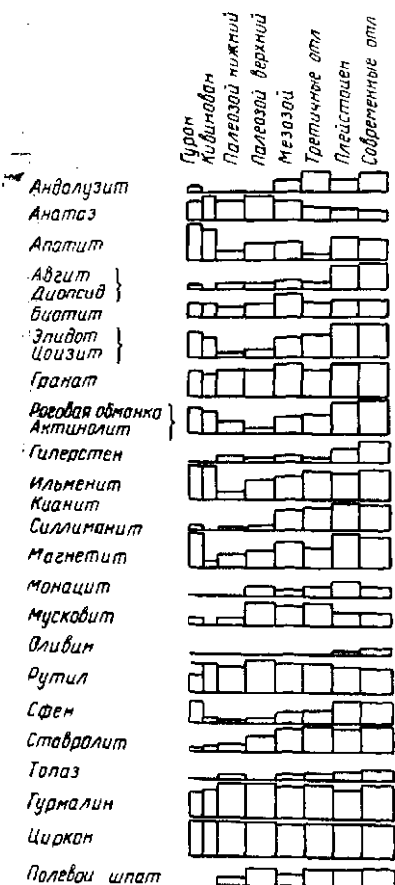


Рис. 10. Распространение обломочных минералов в песчаниках разного возраста Северной Америки (по Петтиджону)

2. Минералы, дающие новообразования, такие, как анатаз, брукит, сфен, эпидот и ряд других, ведут себя прямо противоположно — частота встречаемости их растет от молодых осадочных пород к древним. В первых содержание их очень небольшое и, возможно, обязано своим происхождением обломочным минералам, во вторых — содержание их значительно и возрастает.

Связь между минералогическим и гранулометрическим составами осадочных пород. Между гранулометрическим и минералогическим составами осадочных пород существует определенная зависимость. Так, например, известно, что обломки горных пород преобладают в составе грубообломочных отложений (галька, щебень, конгломераты и т. п.), в более или менее значительных количествах встречаются в некоторых песчаных породах и отсутствуют в алевритовых и глинистых.

Слюды обычно накапливаются в тонкозернистых песчаниках, в алевритовых и глинистых породах. Глинистые минералы концентрируются в глинах, аргиллитах и других глинистых породах. Для современных морских осадков эта зависимость между минералогическим и гранулометрическим составом изображена

Слюды обычно накапливаются в тонкозернистых песчаниках, в алевритовых и глинистых породах.

Глинистые минералы концентрируются в глинах, аргиллитах и других глинистых породах.

Для современных морских осадков эта зависимость между минералогическим и гранулометрическим составом изображена

на рисунке 11. Однако это только общая схема, требующая детализации. Когда мы пытаемся проследить распространение отдельных минеральных видов в различных типах осадков и пород, оказывается, что распределение минералов по фракциям различного размера представляет собой сложное явление и зависит от многих факторов.

Во-первых, выделяется две категории факторов, формирующих первичный состав осадков: внутренние причины, заложенные в самом минерале и материнских породах, — физические

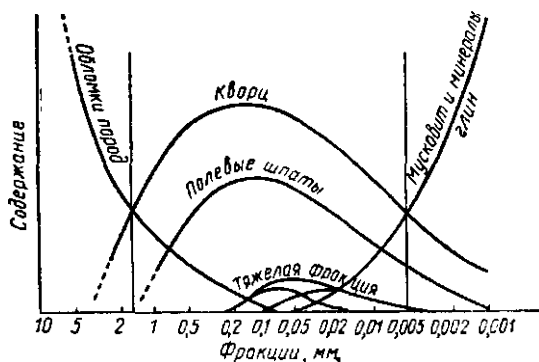


Рис. 11. Зависимость между гранулометрическим и минералогическим составом в современных морских осадках (по Страхову)

свойства минералов (удельный вес, твердость, спайность, коэффициент теплового расширения, окраска и др.), химические свойства (растворимость, способность вступать в реакции и др.), количество и исходная величина зерен минералов в породах области сноса (питающей провинции) — и внешние причины, зависящие от физико-географических условий (климат, рельеф) и геотектонических процессов — характер и интенсивность выветривания минералов в материнских породах на месте их залегания, дальность переноса и способ транспортировки материала, условия отложения материала, скорость захоронения осадков и характер вмещающих осадков.

Во-вторых, можно говорить о факторах, изменяющих (деформирующих) первичный состав осадка — диагенез, катагенез, метagenез и выветривание на земной поверхности, их продолжительность, интенсивность и характер.

В зависимости от сочетания факторов воздействия и их продолжительности, теоретически возможны следующие типы распределения и концентрации минеральных видов по гранулометрическому спектру осадков и пород.

1. Концентрация неустойчивых и устойчивых минералов происходит примерно в равной степени в песчаных и глинистых по-

породах. Минералов-новообразований нет или их очень мало. Подобные условия наблюдаются в современных осадках и в молодых осадочных породах, на которых не сказались или сказались в слабой степени процессы диагенеза, катагенеза и выветривания. Юнные осадки и породы, процессы эволюции вещества находятся в зачаточной стадии.

2. Концентрация неустойчивых минералов происходит в песчаных породах, устойчивых — в глинистых. Минеральные новообразования присутствуют, но в сравнительно небольших количествах.

Основным фактором, регулирующим распределение минералов по гранулометрическому спектру, является рассортировка в процессе переноса и отложения. Последующие процессы хотя и изменили состав пород, но эти изменения не являются существенными.

Подобные условия наблюдаются в молодых и частью древних породах. Зрелые породы — процессы эволюции вещества достигли стадии зрелости.

3. Концентрация неустойчивых минералов наблюдается в глинистых породах, концентрация устойчивых минералов — в песчаных породах.

При этом наряду с неустойчивыми минералами в глинистых породах концентрируются некоторые устойчивые минералы и новообразования. Концентрация устойчивых минералов происходит в песчаных породах, где наряду с ними встречается большое количество новообразований.

Факторы, регулирующие распределение минералов, следующие: рассортировка в процессе переноса и отложения и процессы диагенеза, катагенеза, метагенеза и выветривания, накладывающиеся на результаты первичной рассортировки обломочного материала. Такие условия наблюдаются в «дряхлах породах», где процессы эволюции вещества завершены (древние осадочные породы).

Аутигенные компоненты. Аутигенные минералы. В осадках и осадочных породах описано свыше 200 аутигенных минералов (см. ниже). Среди них наибольшее значение имеют глинистые минералы, карбонаты, сульфаты, соли, затем следуют хлориты, окислы и гидроокислы железа, марганца, алюминия, минералы кремнезема, фосфаты и др.

Аутигенные минералы осадочных пород

Кубическая сингония

Анальцим*
Галит
Гауерит

Галенит*
Квасцы
Нашатырь

Медь*
Сфалерит
Пирит*

Пирротин
Сильвин
Сульфогалит
Флюорит*

Гексагональная сингония

Лангбейнит	Даллит*	Манганокальцит	Смитсонит*
Апатит*	Доломит*	Олигонит	Турмалин*
Алунит	Деннисонит	Псевдовавелит	Трахигидрит
Анкерит	Кененит	Риннеит	Франколит
Гояцит*	Кальцит*	Сванбергит	Цирклерит*
Гематит*	Кварц*	Селитра	Шрекингерит
Ганксит	Магнезит*	Сидерит*	Шайерит
Глазерит			

Тетрагональная сингония

Анаказ*	Вардит	Левеит	Пинноит
Бисмутит	Каломель	Пиролузит*	Рутил*
			Халькопирит*

Ромбическая сингония

Алуминит	Гетит*	Пирофиллит*	Туяминит
Ангидрит*	Галотрихит	Подугидрат	Уванит
Арагонит*	Днаспор*	Пидомелан*	Фельзобаннит
Ашарит	Карналлит	Пирсонит	Фиброферрит
Барит*	Карнотит	Селитра калиевая	Фольбортит
Бемит*	Каламин	Сера	Церуссит*
Борацит	Леконит	Сидеронаитрит	Целестин*
Баррандит	Ленидокрокит	Стронцианит	Цоизит*
Брукит*	Манганил*	Стеррегит	Шортит
Ваваелит	Марказит*	Тенардит	Эпсомит
Витерит	Мансфельдит	Тейлорит	Ярозит
Варисцит	Ньюберит	Термонаитрит	Халькозин
Гейлюссит	Натролит	Тарапакант	

Моноклиная сингония

Адуноген	Гидроборацит	Клиноцоизит*	Патерноит
Азуриг*	Глауберит	Люнебургит	Пандермит
Астраханит	Гидраргидлит*	Лехит	Пенний*
Ардеалит	Диксит	Леонит	Сола
Аттапульгит	Датолит	Люрингит	Сфен*
Бишофит	Делассит*	Лансфордит	Сульфобарит
Браунит	Дюфренит	Мирабилит	Серицит*
Бобьеррит	Дугласит	Малахит	Тальк*
Бура	Индерборит	Накрит	
Гипс*	Каолинит*	Ортоклаз*	

Моноклиная сингония

Бейделлит*	Кернит	Манганил	Филлипсит
Брушит	Калиционит	Мартинит	Ферванит
Витчит	Кураковит	Метаварисцит	Циппеит
Виванит	Колеманит	Натромагнетит	Шейнерит
Вантгоффит	Калиборит	Нахколит	Шамозит
Глауконит*	Клинохлор*	Трона	Шенит
Гексагидрит	Мелантерит*	Турингит	Эпидот*
Каинит	Монотермит*	Улексит	

Триклинная сингония

Альбит*	Ганнаит	Микроклин*	Россит
Андезин*	Гордонит	Метароссит	Сассолин
Апапатит	Индерит	Олигоклаз*	
Бирюза	Коллонсит	Полигалит	

Минералы невыясненного оптического характера

Азовскит	Гидрослюда*	Кеффеке-лит-кил	Нонтронит*
Асболоан	Гарниерит	Лютецит	Палыгорскит
Бакерит	Ревденскит	Люсатит	Раувит
Брадлейит	Галлуазит*	Леверрьерит*	Турынт
Базобисмутит	Кварцин*	Миллисит	Ферригаллуазит*
Ваноксит	Кальциоферрит	Монтмориллонит	Хризоколла
Волокоискоит	Корвусит	Нитрокальцит	Халцедон*
			Керченит

Минералы аморфные

Аллофан	Коллофанит*	Мельниковит	Уголь*
Асфальт	Лимонит*	Озокерит	Нефть
Борицкит	Лейкоксен*	Опал	Янтарь*

Примечание. Минералы, отмеченные звездочкой, бывают как аутигенными, так и аллотигенными.

Аутигенные минералы составляют основную массу карбонатных, фосфатных, глиноземистых, железистых, марганцевых пород, солей, часть глинистых пород, цемент обломочных и конкреции. Они принадлежат к следующим классам минералов.

1. Самородные элементы: а) благородные металлы, б) тяжелые металлы, в) сера.

2. Сульфиды: а) железа, б) тяжелых металлов.

3. Галоиды: а) фториды, б) хлориды, в) комплексные соединения.

4. Окислы и гидроокислы: а) кремнезема, б) железа и марганца, в) алюминия, г) титана.

5. Нитраты.

6. Карбонаты: а) группы кальцита, б) арагонита, в) малахита, г) водные карбонаты.

7. Сульфаты: а) сульфаты щелочных и щелочно-земельных металлов, б) сульфаты железа, в) сульфаты тяжелых металлов.

8. Фосфаты: а) фосфаты кальция, б) фосфаты железа.

9. Бораты.

10. Силикаты: а) полевые шпаты, б) цеолиты, в) слюды, г) глинистые минералы, д) хлориты, е) прочие.

Аутигенные минералы возникают в осадке или породе и являются индикаторами физико-химических условий среды.

Аутигенный характер минералов определяется по целому ряду признаков: идиоморфности кристаллов в порах и пустотах, неправильной и гипидиоморфной форме зерен и мельчайшим размерам в основной массе хемогенных и цементе обломочных пород, сферолитовому и оолитовому строению, наличию коллоидных и метаколлоидных структур, выполнению и выстиланию пор и пустот, перемежаемости с другими аутигенными минералами, замещению обломочных зерен и др.

Аутигенные минералы — индикаторы физико-химических условий среды. Многие аутигенные минералы осадочных пород могут быть индикаторами среды образования, показывающими значение pH , Eh , соленость вод бассейна и т. п.

Минералами-индикаторами pH являются: гидроокислы железа (выпадают и устойчивы при $pH > 2,3-3,0$), опал — образуется в кислых, слабокислых и нейтральных условиях среды и устойчив в слабощелочной среде, карбонаты (кальцит и доломит) характерны для щелочной среды — pH более 7,4, сидерит образуется при $pH = 7,0-7,2$).

Минералы группы каолинита осаждаются в кислой среде, галлуазит — в слабокислой и нейтральной среде. Минералы группы монтмориллонита характерны для щелочной среды. Минералы группы гидрослюд образуются и устойчивы в слабощелочной и щелочной среде.

Минералами-показателями Eh являются пирит, сидерит, шамозит, глауконит, окислы и гидроокислы железа и марганца и др.

Пирит образуется в резко восстановительной обстановке при отрицательных значениях Eh , сидерит — в слабовосстановительных до нейтральных и слабоокислительных условиях среды, шамозит — в нейтральных.

Для глауконита характерны слабоокислительные до нейтральных условия среды, и, наконец, окислы и гидроокислы железа и марганца образуются в окислительных условиях среды (положительные значения Eh).

Минералами-показателями солености являются карбонаты, сульфаты, галит и калийные соли: доломит осаждается в интервале соленостей от 4% до 15%; сульфаты осаждаются при солености свыше 12—15%; галит — при солености около 25—27%; калийно-магнезиальные соли осаждаются при солености около 30—32%.

Парагенетические ряды аутигенных минералов. Изучение аутигенных минералов осадочных пород показало, что они образуют закономерные ассоциации, т. е. определенные парагенезисы. Можно различать парагенетические ряды совместного осаждения минералов и парагенетические ряды превращений минералов. Первые характерны для процессов седи-

ментогенеза и диагенеза, вторые — для процессов катагенеза, метагенеза и выветривания.

Парагенетические ряды совместного (или последовательного) осаждения. В солеобразующих лагунах и озерах после выделения гипса происходит совместное осаждение каменной соли, гипса, ангидрита и полигалита.

В угленосных отложениях при диагенезе совместно образуются пирит, каолинит и сидерит (почва угольного пласта), каолинит, окислы кремния, сидерит (подпочва угольного пласта), пелитоморфный кальцит и гидрослюда (морское мелководье), доломит, сидероплезит, гидрослюда, монтмориллонит (лагуны и заливы).

В терригенных породах, содержащих органическое вещество, в процессе диагенеза образуется последовательный ряд минералов в связи с постепенным падением Eh: глауконит — шамотит — сидерит — пирит.

Парагенетические ряды превращений минералов. При процессах катагенеза и метагенеза, например, происходит преобразование глинистых минералов и гидроокислов железа:

каолинит → гидрослюда → серицит → мусковит,
лимонит → гидрогетит → гетит → гидрогематит → гематит.

При процессах выветривания эти же минералы изменяются в обратном порядке:

мусковит → серицит → гидрослюда → каолинит,
гематит → гидрогематит → гетит → гидрогетит → лимонит

Изучение парагенетических рядов аутигенных минералов помогает восстанавливать условия образования осадка, характер диагенеза и последующих изменений породы.

Органические остатки. Значение органических остатков. В осадках и осадочных породах присутствуют органические остатки или следы жизнедеятельности организмов. Количество органических остатков в породах биогенного происхождения достигает 50—70% от всего состава породы, а в ряде случаев они целиком сложены ими (ископаемые угли, некоторые известняки, диатомиты и др.).

Наиболее важными пороодообразователями являются организмы с кремневой раковиной или скелетом (радиолярии, губки, диатомеи), с известковой раковиной или скелетом (фораминиферы, губки, кораллы, мшанки, брахиоподы, пелециподы, гастроподы, цефалоподы, тентакулиты, остракоды, кокколитофориды, синезеленые, зеленые и багряные водоросли), с фосфорнокислым скелетом или раковиной (позвоночные и два вида беззамковых брахиопод), организмы, концентрирующие углерод, дающие начало торфу и ископаемым углям (псилофитовые, па-

поротникообразные, папоротники, хвойные, кордаитовые, цветковые), нефти и битумам (фитопланктон морей, зоопланктон морей, различные представители макрофлоры и макрофауны морей и растительный детрит, принесенный с суши).

Черви и бактерии в ископаемом состоянии, как правило, не сохраняются, однако в осадках, где они обитали, мы почти всегда обнаруживаем достаточно ясные следы их жизнедеятельности: ходы червей илледов (иногда их настолько много, что порода почти полностью бывает переработана ими), накопления минерального вещества — карбонатные, железистые осадки, самородная сера и др.

Следы жизнедеятельности животных проявляются также в виде скопления их экскрементов [скопления птичьего помета (гуано) на тихоокеанском берегу Южной Америки и в полярных странах, некоторые известняки, состоящие из комочков пелитоморфного кальцита, — копролитовые известняки и др.].

И, наконец, следы жизнедеятельности организмов проявляются в виде отпечатков животных и растений или следов их передвижения (см. флишевые текстуры).

Ниже приводится краткая характеристика наиболее важных групп организмов-породообразователей.

Организмы с кремневым скелетом. *Радиолярии* — микроскопические одноклеточные животные с опаловым скелетом. Форма скелета шаровидная, эллиптическая, конусовидная и др.; состоит он из опаловых сеток и часто имеет отростки или шипы (см. рис. 114). В шлифах обычно виден поперечный срез в виде овалов, эллипсов с шипами и без них. Радиолярии живут в морских водах на различных глубинах (планктонные организмы). Известны они с докембрия. Скопление их в современных осадках дает начало глубоководному радиоляриевому илу (Тихий и Индийский океаны).

Кремнистые губки — морские прикрепленные ко дну животные с внутренним опаловым скелетом, состоящим из иголочек — спикул. Спикулы бывают одно-, четырех- и шестилучевые и имеют полый осевой канал. Канал этот часто заполняется глауколитом, глиной и другими веществами. Живут они на глубинах от нескольких десятков до 1000—2000 м. Известны с докембрия. В осадках северных морей встречаются илы, обогащенные спикулами губок.

Диатомовые водоросли — микроскопические растения с внешним опаловым скелетом, состоящим из двух створок (наподобие коробки с крышкой). Форма створок дисковидная, эллиптическая, треугольная и другие, поверхность имеет тончайший узор. Диатомеи живут в морских и пресных водах. Известны они с карбона, но наиболее интенсивно развивались в третичную и современную эпохи. В современных морях и озерах встречается диатомовый ил.

Опал скелетов кремневых организмов (водорослей, губок и др.) при диагенезе и последующих изменениях пород превращается в халцедон и кварц.

Организмы с известковым скелетом. *Фораминиферы* — морские одноклеточные животные с известковой раковиной различной формы и строения. Большинство из них донные, относительно мелководные, животные, некоторые пелагические (глобигерины и др.). Раковина фораминифер бывает одно- и многокамерная сферической, цилиндрической, яйцевидной и другой формы. Расположение камер однородное — прямое, двухрядное, спиральное, винтовое и т. п. Стенки сложены из зернистого волокнистого или пелитоморфного кальцита, реже — агглютинированные — из скрепленных цементом песчинок (см. рис. 40). Являются важными породообразующими организмами, слагают пласты известняков, встречаются в мелу, образуют современные осадки.

Известковые губки — морские животные теплых и мелких морей. Спикюли их состоят из кальцита, имеют вид гладких одиночных трех- или четырехлучевых иголочек. Встречаются сравнительно редко, иногда образуют заметные скопления (спикюлевые известняки).

Кораллы. Имеют значение колониальные рифообразующие формы, обитающие на небольших глубинах в чистых и теплых водах тропических морей. Скелет состоит из пластинок или слоев, сложенных волокнистым арагонитом. Пучки волокон имеют концентрическое или радиально-лучистое строение. Сечения в шлифах выглядят в виде крупных ячеистых сеток и столбиков сетчатого строения. Со временем арагонит переходит в кальцит, замещение происходит с изменением структуры — образованием агрегатов микрзернистого кальцита, реже без изменения структуры.

Иглокожие — морские прикрепленные или свободно живущие животные с подкожным известковым скелетом, состоящие из пластинок и игл. Каждая пластинка и игла состоят из одного кристалла кальцита. Как породообразователи наибольшее значение имеют морские лилии. Остатки их встречаются в виде отдельных члеников округлой, пятиугольной формы с осевым каналом (поперечное сечение) или в виде цилиндра, прямоугольника (продольное сечение). Членики в приосевой части имеют мелкосетчатое строение. Из члеников морских линий состоят многие известняки палеозоя.

Остатки морских ежей встречаются в виде многоугольных пластинок и игл. Пластинки имеют ячеистое строение. Иглы — палочки, состоящие из целого кристалла кальцита. В продольном сечении ячеисты, в поперечном — радиально-сетчатые. Морские ежи встречаются в основном в карбонатных породах мезозоя.

Мшанки — морские прикрепленные, колониальные животные, часто участвуют в строении рифов. Скелет состоит из кальцита и арагонита (у более молодых форм), имеется примесь карбоната магния (до 10—17%). В сечении они обнаруживают мелкоячеистое строение. Ячейки имеют овальную форму, стенки их сложены волокнистым, реже зернистым кальцитом. Волокна кальцита ориентированы параллельно наружной поверхности и вокруг ячеек. Мшанки известны с силура, часто встречаются в отложениях палеозоя, мезозоя и третичных.

Брахиоподы — морские, главным образом, донные животные с двусторонней симметрией. Раковина у них известковая, редко состоит из фосфорнокислого кальция (беззамковые). В строении раковины обычно принимают участие два слоя: волокнистый и призматический. Некоторые виды имеют шипы — выросты на поверхности раковины. Шипы состоят из волокнистого кальцита и в поперечном срезе имеют вид колец, в продольном — заостренных палочек (см. рис. 114).

Гастроподы — водные и наземные животные с известковой спирально свернутой раковиной. Морские виды живут в мелких водах (до 100 м), редко в глубоких. Раковина сложена арагонитом. Стенки ее многослойны, слои состоят из различно ориентированных в разных слоях пластинок. При перекристаллизации арагонита в кальцит структура раковины нарушается. Известны с палеозоя.

Цефалоподы — морские, свободно плавающие животные со спирально свернутой и прямой раковиной, состоящей из многих камер. Раковина сложена арагонитом (наutilus) или кальцитом (белемниты). У современного наутилуса в строении раковины выделяются два слоя: внешний — фарфоровидный и внутренний — перламутровый. Ростры белемнитов состоят из радиально расположенных конусов призматического кальцита. Известны с нижнего палеозоя, как пороодообразователи не имеют существенного значения.

Пелециподы — морские, солоноватоводные и пресноводные животные с известковой двусторончатой раковиной, состоящей из двух слоев: внешнего — призматического и внутреннего — пластинчатого (перламутрового). У современных и третичных видов есть третий, самый внешний слой из рогового вещества. У одних видов скелет чисто арагонитовый, у других — внешний слой сложен кальцитом, а внутренний — арагонитом. Известны они с палеозоя.

Тентакулиты — морские животные с узкой конической раковиной. Внутренний ее слой состоит из пластинок, ориентированных параллельно внешней поверхности, внешний сложен мало прозрачным веществом. В поперечном сечении они имеют вид колец и овалов со стенками, пронизанными тонкими канальцами и

утолщениями. Играть значительную роль в составе девонских пород.

Остракоды — обитатели соленых (опресненных) и пресных вод. Чаще всего это жители мелкого моря и лагун. Раковина остракод состоит из двух створок, имеет овальную или миндалевидную форму, небольшие размеры (до 1 мм). Стенки сложены очень тонкими, почти невидимыми волокнами кальцита, одинаково ориентированными поперек стенок. Часто встречаются перекристаллизованные раковины, сложенные микрозернистым кальцитом. Остракоды являются пороодообразующими с палеозоя и до нашего времени.

Кокколитофориды — морские планктонные водоросли с известковым панцирем. Размер их очень небольшой, менее 10 и даже 1 мк. Изучение при помощи электронного микроскопа установило большое разнообразие кокколитофоринов (см. рис. 105—109). Известны с палеозоя и живут в современных морях, особенно много кокколитофоринов в белом пишущем мелу.

Синезеленые водоросли — морские и пресноводные растения, живущие на небольших глубинах (несколько метров). Это отдельные клетки или нити из многих клеток, снаружи покрытые микрозернистым или пелитоморфным кальцитом. Они образуют желваки (онколиты) и наросты (строматолиты). Общий облик водорослевого образования зависит от того, на каком субстрате она поселилась: песчинке, раковине или скале. Оно может обволакивать субстрат со всех сторон или расти в одну сторону. Желваки имеют концентрическое строение, наросты микрослоистые. Появились еще в протерозое, широко развиты в палеозойских отложениях.

Зеленые водоросли — морские мелководные растения с известковым скелетом. Остатки их представляют трубки, с различно расположенными каналами. В шлифах встречаются поперечные срезы в виде изгибающихся полосок, пронизанных рядом маленьких отверстий. Стенки трубок сложены пелитоморфным кальцитом. Известны с палеозоя (кальцифолиум, двинелла), особенно широко развиты в мезозойских отложениях, живут и в настоящее время.

Багряные водоросли — морские мелководные растения; современные представители этих водорослей живут на глубинах до 150 м. Они образуют корки, наросты, желваки, иногда нити (палеозойская донецелла). В шлифах видно, что скелеты багрянок представляют собой как бы пересечение тонких продольных и поперечных перегородок, образующие мелкие четырехугольные клетки — остатки полостей живых клеток, выполненных кальцитом. Перегородки сложены очень тонким — пелитоморфным кальцитом (темные). Известны они с палеозоя, особенно широко развиты в мезозойских и третичных отложениях. Современные багряные водоросли тяготеют к умеренному поясу.

В мезозое и кайнозое они жили в более теплых водах и были рифообразователями. Помимо карбоната кальция в их скелете накапливается карбонат магния (от 16 до 36%).

Прочие органические остатки. Кости и зубы позвоночных животных редко являются порообразователями, обычно встречаются в виде разрозненных обломков и редко целых скелетов. Они состоят из фосфорнокислого кальция, имеют форму неправильных обломков с многочисленными полостями, заполненными и незаполненными другим веществом. В шлифах и иммерсии довольно легко определяются по высокому показателю преломления, низкому двупреломлению, часто волнистому угасанию.

Иногда фосфат костей изотропен. При одном николе обломки костей имеют желтоватую и буроватую окраску и слабо заметные, ветвящиеся каналцы. Известны с палеозоя.

Организмы, концентрирующие углерод, — высшие растения, не имеют скелета. Значительные скопления их в виде торфа и ископаемых углей представляют собой углефицированные и геифицированные ткани, довольно часто сохраняющие клеточное строение. Значительно чаще в породах встречаются микроскопические обрывки растительных тканей разной степени разложения. Хорошая сохранность тканей наблюдается при пропитывании их минеральным веществом. Обрывки растительных тканей в зависимости от степени изменения и характера изменения окрашены в бурые, красно-бурые и черные тона, сохраняют или не сохраняют клеточное строение. Очень хорошо сохраняются споры и пыльца, вообще смолистые ткани, слабо изменяющиеся в процессе углефикации. Они легко могут быть определены по характерной форме. Это мешочки разного вида с оболочкой и швами. Сохраняются также смолистые тельца — овальные и линзовидные комочки, желтые или оранжевые в проходящем свете.

Вулканогенный материал. В значительной части современных осадков и древних осадочных пород в том или ином количестве присутствует примесь вулканогенного, или пирокластического, материала.

Пирокластический материал представлен обломками вулканического стекла и различных минералов: пироксенов, амфиболов, кварца, кристобалита, полевых шпатов, биотита, лейцита и др. В отличие от обломочных минералов он попадает в осадок, не подвергаясь выветриванию и обработке во время переноса и отложения (вулканический пепел в современных осадках и осадочных породах). Иногда он отлагается на больших площадях более или менее выдержанным слоем и поэтому может служить хорошим корреляционным признаком.

При значительном содержании пирокластического материала возникают породы переходного типа — эффузивно-осадочные.

Помимо обломочного материала вулканы поставляют большое количество растворенных в воде веществ (кремнезема, железа, марганца, меди, мышьяка, свинца, цинка, серебра и др.) в виде гидротермальных растворов, проникающих в толщу осадков (осадочных пород) или непосредственно в воды морей и океанов. Поступление вулканогенного материала, особенно в непосредственной близости от вулканов, сильно изменяет минералогию и геохимию осадочных пород и в целом ряде случаев является причиной возникновения месторождений полезных ископаемых.

Космогенный материал. Космогенный материал не играет существенной роли в составе осадков и осадочных пород, хотя метеоритное вещество и космическая пыль постоянно поступают на поверхность земли. Количество его настолько мало (5000—7000 т в год), что это не сказывается на составе осадков.

Может быть только в красной глубоководной глине на дне мирового океана, накопление которой происходит очень медленно (обломочный материал с материков не достигает глубоководных океанических впадин), можно обнаружить космическое вещество. Наличие метеоритных шариков, состоящих из никелистого железа, неоднократно отмечалось при описании красной глубоководной глины и глобигринового ила.

КЛАССИФИКАЦИЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Классификация. Классификация осадочных пород основана на генезисе и вещественном составе. По генезису выделяют породы обломочные, химические и органогенные (Лучицкий, 1948) или обломочные, глинистые и хемобиогенные (Швецов, 1958; Рухин, 1953 и др.). Дальнейшее подразделение в пределах крупных генетических групп производится по вещественному и минеральному составу. Так, например, в хемобиогенной группе выделяются глиноземистые, железистые, марганцевые и другие породы. Железистые, в свою очередь, подразделяются на окисные и гидроокисные, карбонатные, силикатные и породы смешанного состава. В некоторых случаях используют также условия залегания (пластовые и конкреционные тела в кремнистых, фосфатных и других породах) и текстурно-структурные особенности. Например, разделение обломочных пород по размеру частиц на грубообломочные, песчаные, алевритовые и т. д.

Таков наиболее распространенный способ классификации осадочных пород, принятый в большинстве учебников и руководств. Существуют и другие принципы классификации. Л. В. Пустовалов (1940) в основу разделения пород положил теорию осадочной дифференциации вещества, выделяя ряды пород, возникших при механической и химической дифференциации. В. М. Батурин (1937) — фазы исходного вещества, из которых образуются породы, Ф. Петтиджон (1957) — тектонический принцип формирования пород в различных тектонических условиях и т. д. Однако все эти классификации являются более сложными и громоздкими и не получили широкого распространения.

При классификации любых природных объектов и явлений следует, конечно, стремиться к использованию генетического принципа.

Но большая часть горных пород является полигенетическими образованиями и поэтому трудно создать стройную генетическую классификацию. Ниже приведена схема (табл. 22), показывающая состав и происхождение различных осадочных пород.

Проанализировав таблицу, видим, что только три группы пород — обломочные, соли и каустобиолиты — образуются одним каким-либо способом. Все же остальные возникают при различных процессах, т. е. являются полигенетическими. Из-за этого неудобна чисто генетическая классификация с выделением

Состав и происхождение осадочных пород

Генезис	Состав									
	гилла, конгломераты, пески, песчанки, алевриты, алевролиты	глины и аргиллиты	латериты и бокситы	железистые породы	марганцевые	фосфатные	кремнистые	известняки и доломиты	сульфатные, хлоридные и другие соли	торф, уголь, нефть
Обломочный	+	+	+	+				+		
Химический		+	+	+	+	+	+	+	+	
Хемобиогенный				+	+	+	+	+		
(главным образом бактериальный)										
Биогенный						+	+	+		+

крупных групп пород, например хемобиогенных, в которой приходится объединять чуждые друг другу образования, — бокситы и соли, известняки и угли или помещать карбонатные породы в группу органогенных, в то время как они имеют самое разнообразное происхождение. Несколько лучше получится классификация, если за основу подразделения пород взять вещественный состав. Однако и в этом случае нельзя охватить все разнообразие пород, выпадают из общей классификации обломочные породы и не все гладко получается с солями. Может быть, более перспективной окажется химико-генетическая классификация, но разработка ее — дело будущего. Пока не создана единая генетическая или химико-генетическая классификация, нам кажется целесообразным за основу подразделения осадочных пород принять вещественный состав и генезис одновременно. При этом не выделять крупных генетических групп или отделов, как это делалось раньше, и использовать более широко генетический признак в широком и узком смысле слова вплоть до учета обстановок осадконакопления. Генетический признак может и должен сочетаться с подразделением по минеральному составу, а также следует, когда это целесообразно, учитывать текстурно-структурные особенности осадочных пород.

Классифицируя различные группы осадочных пород, не следует какому-либо признаку отдавать предпочтение перед другим в угоду однообразию или ложной стройности. Например, в

группе обломочных пород на первое место выступает структурный признак — размер частиц. По размеру частиц они разделяются на грубообломочные, песчаные, алевритовые и глинистые, а дальнейшее подразделение производится по генезису и минеральному составу.

В группе кремнистых пород на первое место выдвигается генетический признак. По генезису их делят на биогенные, хемобиогенные и хемогенные, а дальнейшее подразделение осуществляется по минеральному составу и структуре и т. д.

Изложенным выше требованиям более всего отвечает классификация Н. М. Страхова, разработанная на основе учения о типах литогенеза.

По вещественному составу и генезису выделяются: 1) обломочные, 2) глинистые (алюмосиликатные и силикатные) *, 3) глинземистые (аллитные), 4) железистые, 5) марганцевые, 6) фосфатные, 7) кремнистые, 8) карбонатные, 9) солн, 10) каустобиолиты.

Каждая осадочная порода состоит из обломочных — аллотигенных и аутигенных — хемобиогенных и биогенных компонентов в различных соотношениях. И только сравнительно редкие породы состоят из какого-либо одного компонента. Для того чтобы показать соотношение между выделенными группами пород, нанесем их на циклограмму (рис. 12). Образование осадочных пород начинается с физического выветривания материнских пород — образования обломков. Поэтому обломочные породы, как продукты физического выветривания и переноса, начальной стадии дифференциации вещества, поместим внутри циклограммы, а все остальные — покажем на окружности, проведя в соответствующих местах радиусы. Таким образом, центр циклограммы отвечает 100% содержания обломочного компонента — чистая обломочная порода, а окружность — 100% содержания хемобиогенных и биогенных компонентов — чистая хемобиогенная и биогенная порода. Введем также промежуточные окружности и радиусы, соответствующие содержанию 5,50 и 95% того или иного компонента, отражающие соотношение между компонентами и определяющие название породы: название породы дается по компоненту, присутствующему в количестве более 50%. Содержание компонента в количестве 5—50% находит отражение в названии в виде прилагательного, при содержании менее 5% он не находит отражения в названии. Рассматривая циклограмму, нетрудно установить, что порядок расположения пород от обломочных через глинистые (алюмосиликатные и силикатные) и далее по часовой стрелке показывает направление осадочной дифференциации вещества.

* Эта группа добавлена нами, в классификации Страхова не рассматривалась.

Последовательный ряд пород — обломочные, глинистые и далее глиноземистые и железистые — представляет собой ряд последовательного, все более глубокого разложения минералов магматических и метаморфических пород. Фосфатные, кремни-

Рис. 12. Классификация осадочных пород по Н. М. Страхову (1960)

Породы, расположенные в левой и верхней части циклограммы, являются продуктами гумидного литогенеза, в правой и нижней части — аридного литогенеза, в центре — нивального литогенеза.

вейших руководств (Справочное руководство по петрографии осадочных пород, 1958) Н. Б. Вассоевич пишет: «Провести резкое разграничение понятий о текстуре и структуре не представляется возможным — это разделение неизбежно несет печать большей или меньшей условности. В прямом смысле эти латинские слова означают: текстура — ткань, ткань, соединение, связь; структура — строение, расположение, устройство, построение. В переносном же смысле они в сущности выражают одно и то же широкое понятие о строении предметов (пород, Н. Л.)». Именно поэтому в геологии могло создаться то оригинальное положение, когда геологи одних стран, например Англии и США, именуют структурой то, что геологи других стран, например СССР, называют текстурой, и наоборот.

В определении понятий текстуры и структуры мы будем следовать за классиком советской петрографии Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1935). В учебнике петрографии им дано такое определение текстуры и структуры: «Под структурой горной породы в широком смысле слова понимается совокупность ее признаков, определяемых морфологическими особенностями отдельных составных частей и их пространственными взаимоотношениями. При этом те особенности, которые отражают пространственные взаимоотношения составных частей и определяют собой внешний облик горной породы, ясно выступающий макроскопически, можно называть сложением или текстурой, сохраняя название строения или структуры в тесном смысле слова (иначе микро-структуры) за теми особенностями, которые выступают лишь при микроскопическом исследовании, как-то: морфологические признаки отдельных составных частей и характер сочетания составных частей».

Исходя из этого, можно так определить понятие текстуры: это сложение осадочной породы, обуславливаемое ориентировкой, взаимным расположением составных частей, а также способом выполнения пространства. Текстура преимущественно макроскопический признак, изучение которого производится в обнажениях и образцах (штуфах) горных пород. Возникает она во время осадконакопления и диагенеза и видоизменяется при последующих процессах.

Структура — строение породы, определяемое размером, формой, ориентировкой частиц и степенью кристалличности вещества (микроскопический признак). Поскольку осадочные породы в большинстве случаев залегают в виде пластов и слоисты, то и текстурные признаки целесообразно рассмотреть в связи с поверхностями пласта.

Текстуры верхней поверхности пласта. *Знаки ряби*. Знаки ряби представляют собой ряд прямых или изогнутых, более или менее параллельных, реже перекрещивающихся валиков на поверхности песчаных и алевроитовых пород. Среди

них различают асимметричную рябь течений или ветра и симметричную рябь волнений (рис. 13).

Асимметричная рябь ветра характеризуется небольшой высотой гребешков и небольшой амплитудой (отношение высоты к длине 1:15, 1:50). На гребнях ветровой ряби накапливаются более крупные частицы. Асимметричная рябь течений отличается большой высотой гребешков и большой амплитудой (отношение высоты к длине 1:4, 1:15). На гребнях ряби течений скоп-

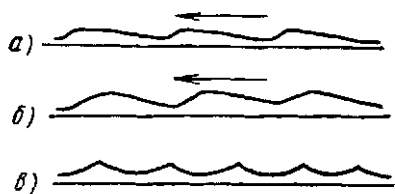


Рис. 13. Знаки волн и течений:
а — эоловая рябь, б — рябь течений, в —
рябь волнения

ляется более мелкий материал, в желобках более крупный. Длина волны ряби течений измеряется сантиметрами, десятками сантиметров, редко достигает 1—2 м (рис. 14, а, в).

При попеременном воздействии течений разного направления образуется сложная ячеистая и перекрестная рябь (рис. 14, б). На небольшой глубине у берега (10—15 см) при-

бойное течение формирует плосковершинную рябь (Fletttop ripple — marks) (рис. 14, г).

Симметричная рябь волнений образуется в результате действия волн. Гребни ряби волнения более острые, желобки пологие, длина волны измеряется сантиметрами и десятками сантиметров. При попеременном воздействии волн разного направления образуется ячеистая рябь. Обычно рябь волнений возникает на небольших глубинах (до 200 м). Знаки ряби наблюдаются на песчаных и песчано-алевритовых осадках.

Капли дождя. Капли дождя наблюдаются на песчано-глинистых и глинистых осадках, периодически выходящих на поверхность земли (осушение). Они представляют собой округлые углубления, диаметром в несколько миллиметров с приподнятыми краями.

Сходные образования возникают от действия града и выделения пузырьков газа.

Трещины усыхания. При высыхании глинистых и карбонатных осадков происходит их растрескивание с образованием неправильной полигональной сетки трещин. Трещины, как правило, не очень глубокие, размер трещин измеряется сантиметрами и десятками сантиметров. Трещины заполняются материалом, приносимым ветром, и следы их остаются на верхней поверхности слоя. Типичным примером подобных образований являются трещины усыхания на поверхности такыров в пустынях и полупустынях.

Отпечатки. На верхней поверхности слоя встречаются различные отпечатки органического и неорганического происхож-

дения; следов животных, кристаллов льда, кристаллов солей и т. п.

Текстуры середины пласта. К текстурам середины пласта в первую очередь относится слоистость. По морфологическим признакам различают горизонтальную, волнистую, косую и переходные типы слоистости: горизонтально-волнистую, косоволнистую и горизонтально-косую (диагональную). По размерам и сериям слоев выделяют макрослоистость — метровые размеры, мезослоистость — сантиметровые и микрослоистость — миллиметровые размеры и менее (последняя рассматривается в шлифах). Однако морфологическая классификация сама по себе не представляет большой ценности, так как один и тот же морфологический тип может иметь различное происхождение. Поэтому мы рассмотрим основные генетические типы слоистости.

Русловая слоистость представляет собой серии однонаправленных косых слоев, располагающиеся этажно, друг над другом. Наклон слоев в одну сторону, углы наклона крутые. Между отдельными сериями наблюдаются поверхности размыва. В пределах косых слоев серии грубый материал концентрируется в основании слоев (крупный песок, гравий, галька). Мощность серий — метры, слоев — сантиметры (рис. 15).

Русловая слоистость образуется в руслах рек благодаря перемещению песчаных валов по дну реки.

Потоковая слоистость — чередование серий косых и горизонтальных слоев. Косые серии имеют наклон в одну сторону, углы наклона крутые. Они состоят из грубого материала (крупный песок, гравий, галька), в основании слоев располагается более грубый материал, в вершине — более тонкий. Горизонтальные серии состоят из мелкого материала и содержат прослои и линзы алевроита и глины. Мощность серий — метр, несколько метров, слоев — сантиметры (рис. 16, 17). Подобная слоистость образуется в результате деятельности временных потоков в предгорьях и в местностях с расчлененным рельефом и континентальным климатом. Иногда описанная слоистость образуется в руслах рек: в типичной слоистости русел появляются горизонтальные серии осадков. Сходная по рисунку слоистость описывалась и в морских осадках. Отличие ее от настоящей слоистости временных потоков заключается в значительно меньшем размере слоев и серий, присутствии более тонкого песчаного материала, глауконита и т. п.

Слоистость знаков ряби. Слоистость знаков ряби образуется на мелководье, в заливах и лагунах, в озерах благодаря деятельности волн. Она представляет собой серии косых слоев с вогнуто-выпуклыми поверхностями, срезающие друг друга под разными углами. Размеры серий — сантиметры, слоев — миллиметры. В пластах, содержащих слоистость знаков ряби, часто встречаются пачки с горизонтально-волнистой слоистостью.

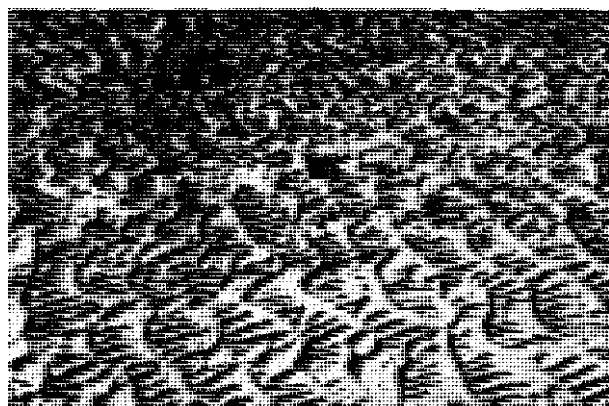


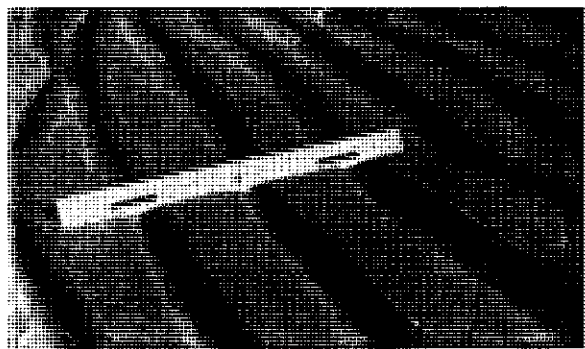
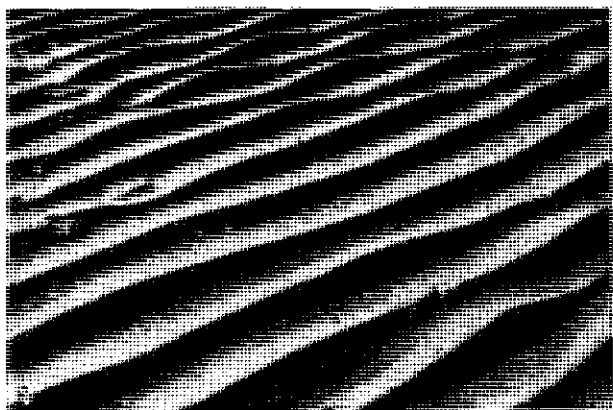
Рис. 14. Знаки

А — знаки ветровой волны, наложенные на знаки прилив под углом на знаки приливного течения, *В* — нарисающие Ripple — marks), побережье Атлантического океана в плосковершинные знаки ряби приливного течения на

Подобная слоистость наблюдается в тонкопесчаных и алевритовых осадках (рис. 18).

Прибрежно-морская слоистость представляет чередование косых прямолинейных серий слоев с разными углами наклона в различные стороны. Углы наклона пологие и средние, слои сложены мелким и среднезернистым песком (редко крупным с примесью гравия и гальки).

Образование слоистости связывают с деятельностью морских течений в прибрежной области моря. Изменения азимута и угла



волн и течений:

ного течения, *Б* — знаки отливного течения, наложенные знаки ряби приливо-отливных течений (overhanging штате Мен. Скарбо (США; по Трайфиду и Доу). *Г* — мелководье (побережье Флориды по Таннеру)

наклона слоев объясняются изменением направления и скорости течений (рис. 19).

Весьма сходный тип слоистости образуется в речных долинах в отложениях прирусловых отмелей.

Пляжевая слоистость образуется в результате действия прибоя. Это серии осадков с пологим наклоном к морю, чередующиеся с сериями, более круто наклоненными к морю и суше (пляж полного профиля). Углы наклона слоев от 3 до 28°. Серии сложены слоями песка, раковинного детрита и ракушки. Размеры серий 0,2—0,5 м, слоев — 0,1—5 см.

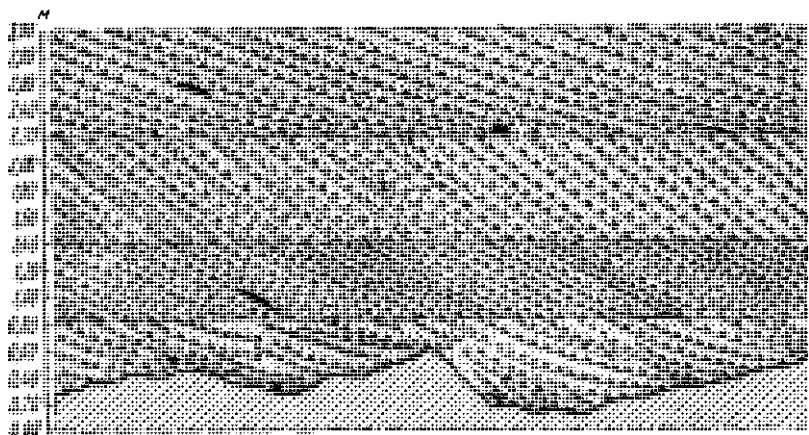


Рис. 15. Руховая слоистость в песчанике среднего карбона Донбасса (по Тимофееву)

Эоловая слоистость представляет собой чередование серий косых прямолинейных и вогнуто-выпуклых слоев с различными углами наклона от крутых до пологих в разные стороны. Слои сложены песчаным, хорошо отсортированным материалом. Размеры серий — метры, слоев — сантиметры. Эоловая слоистость образуется в результате движения дюн и барханов (рис. 20).

Горизонтальная слоистость наблюдается у различных по вещественному составу осадков и пород (обломочных, карбонатных, кремнистых и др.) и характеризуется прямолинейностью и горизонтальностью слоев и контактов между ними. Размеры слоистости самые различные (от нескольких сантиметров до нескольких метров).

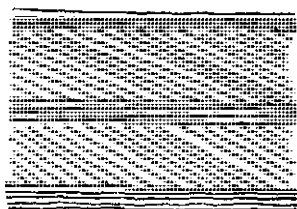


Рис. 16. Потокосая слоистость

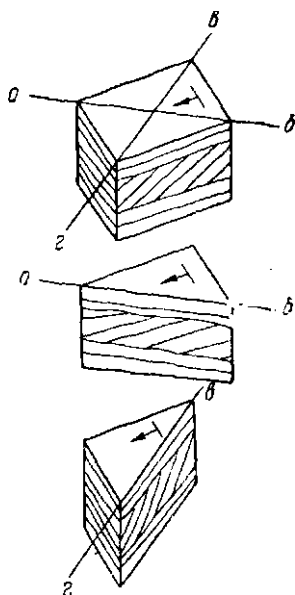


Рис. 17. Блок-диаграмма потокосой слоистости

Причиной образования слоистости являются периодические изменения условий осадконакопления: периодическое поступление материала разной крупности, разного вещественного состава и окраски, чередование периодов обильного приноса мате-

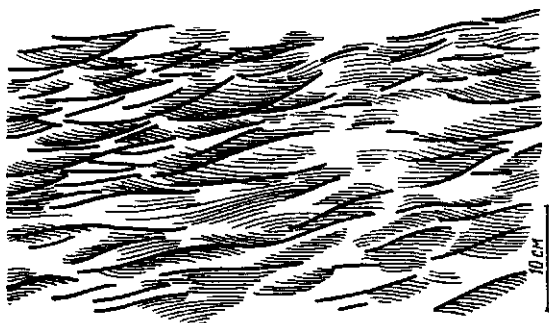


Рис. 18. Диагональная слоистость знаков ряби

риала и периодов, когда обломочный материал не поступает и т. п.

В обломочных породах возникновение горизонтальной слоистости может происходить в результате миграции оснований песчаных русловых валов под воздействием течений — скоростная горизонтальная слоистость. Горизонтальная слоистость широко развита в озерных и морских осадках.

Градационная слоистость (graded bedding) образуется в результате деятельности мутьевых потоков. Это горизонтальная слоистость — чередование слоев обломочного материала. В каждом слое наблюдается постепенное уменьшение размера частиц от подошвы к кровле; от песка и даже гравия, гальки до алевроита и глины в кровле.

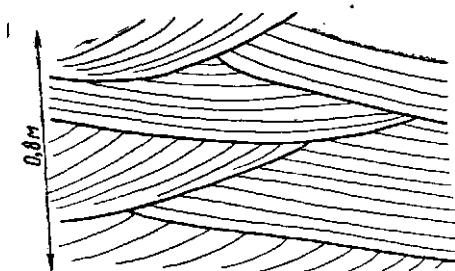


Рис. 19. Диагональная слоистость прибрежно-морского типа (по Рухину, 1953)

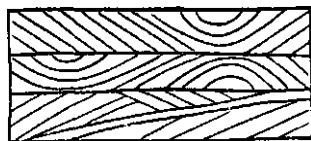


Рис. 20. Эоловая слоистость (по Жемчужникову, 1938)

В основании слоя наблюдается резкий контакт с подстилающим слоем, обычно тонкозернистым и несущим следы размыва. Такая же картина наблюдается и на поверхности слоя, благодаря отложению новой порции осадка из последующего мутявого потока. Слои имеют большое площадное распространение. Мощность слоев от нескольких миллиметров до метров. Отложения



Рис. 21. Сутуро-стилолитовые швы. Карбонатные известняки Уэльса (по Броуну)

с этим типом слоистости иногда содержат переотложенные раковины мелководных моллюсков, а сами слои могут переслаиваться с глубоководной глиной. Текстуры градационной слоистости воспроизведены экспериментально в лабораторных условиях. Градационная слоистость описана в современных осадках океанов и во многих флишевых отложениях.

Сутуро-стилолитовые поверхности — это мелкобугристые (сутуры) и более крупные выступы (стилолиты), встречаются совместно или отдельно в карбонатных породах (рис. 21). Аналогичные им образования — микростилолитовые поверхности и микростилолитовое (зубчатое) сочленение зерен наблюдаются микроскопически в различных песчаниках, кварцито-песчаниках и кварцитах. Эти довольно разные образования сходны в одном — они возникают в результате растворения под давлением. На поверхности стилолитов часто наблюдаются глинистые и другие пленки.

Фунтиковая текстура (cone — in — cone) представляет собой ряд конусов, вложенных друг в друга. Конусы сложены кальцитом с примесью глинистого и другого материала. Основание

одних конусов направлено вниз, к почве, других — вверх, к кровле пласта. Обычно высота конусов несколько сантиметров, ширина основания 1—3 см. Фунтиковая текстура наблюдается в известковых и мергелистых породах и в известковых прослойках среди глинистых пород.

Большинство исследователей приходят к выводу, что образование этой текстуры происходит в результате перекристаллизации карбонатного вещества под давлением в период катагенеза.

Фукоиды — растительные остатки и следы движения различных организмов, преимущественно червей. Фукоиды развиты во флишевых и флишеоидных отложениях. Во флишевых толщах чаще всего встречаются фукоиды из группы хондритес — следы движения червей.

Различают плоскостные и объемные следы. Первые — следы движения червей по поверхности осадка в одной плоскости и видны на плоскостях напластования в виде причудливо изгибающихся полосочек (рис. 22). Вторые — следы движения червей в вертикальном направлении и видны на поперечном разрезе породы в виде извилистых каналов и дужек. Иногда черви сильно перемешивают осадок, нарушая местами слоистость, почти до полного ее исчезновения (рис. 23).

Складочки подводного оползания — мелкие и неправильные складки, размером от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров по простиранию и мощностью до 0,5—1,0 м. Залегают они в виде линз, сверху и снизу перекрыты горизонтально лежащими породами, образуются на морском дне, имеющем даже небольшой уклон и покрытом песчано-глинистыми незатвердевшими осадками. Причиной оползания осадка обычно являются землетрясения. Часто описываются во флишевых отложениях.

Текстуры нижней поверхности пласта. К текстурам нижней поверхности пласта относятся различные гиероглифы. Они наблюдаются на нижней поверхности песчаников, алевроитов, песчаных известняков в виде выпуклостей — позитивные знаки. Изучение их важно для выяснения условий осадконакопления, а также для определения нормального и опрокинутого залегания пластов в местностях со сложным тектоническим строением. По генезису различают гиероглифы механического происхождения (механоглифы) и органического (биоглифы). К первым относятся слепки борозд размыва, следы волочения по дну различных предметов, следы внедрения песчаного осадка в илистый, ко вторым — следы ползания червей, жизнедеятельности донных организмов и др.

Слепки борозд размыва представляют собой удлиненные валки разной величины, остриями своими направленные против течения. Образование их связано с донными морскими течениями, вымывавшими бороздки на поверхности глинистого осадка.

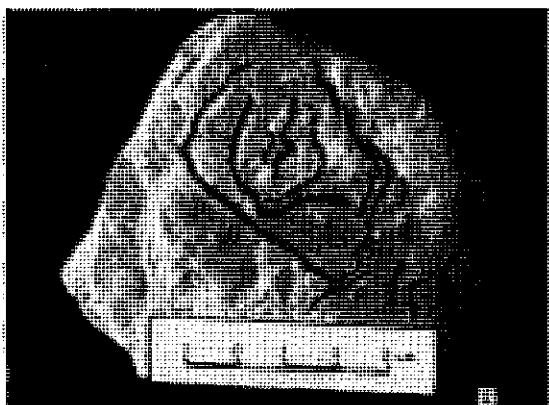


Рис. 22. Фукоиды (а и б) — ходы червей плоскостные. Таврическая свита Крыма (верхний триас)



Рис. 23. Пространственные ходы червей ($\frac{1}{2}$ натуральной величины)

При отложении песчаных осадков вышележащего слоя бороздки заполнялись песчаным материалом (рис. 24, а и б).

Следы волочения (шрамы) представляют собой одиночные или групповые валики небольшого размера, протягивающиеся на значительное расстояние. Образовались они в результате пе-

реместения течением стволов, веток, раковин и т. д., прочертивших на глинистом осадке бороздку или шрам.

Следы внедрения песчаного осадка в подстилающий его ил выглядят в виде дельтовидных сосочков с остриями, направленными примерно в одну сторону. Размеры сосочков небольшие (до

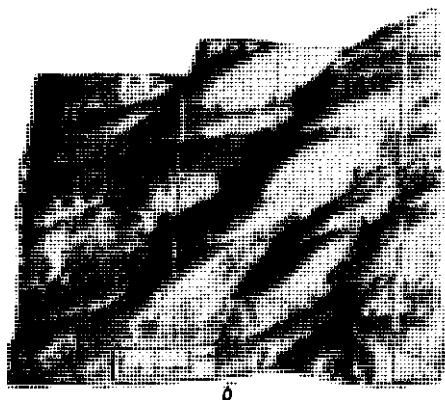
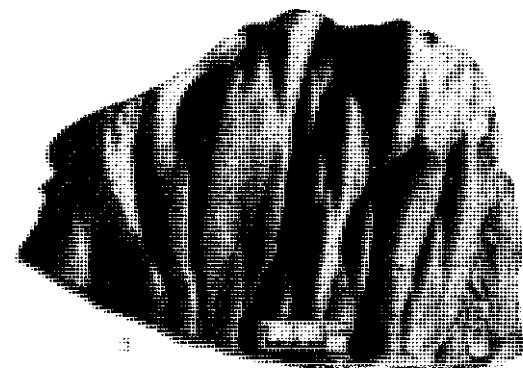


Рис. 24. Знаки — слепки борозд разрыва (а и б). Таврическая свита Крыма

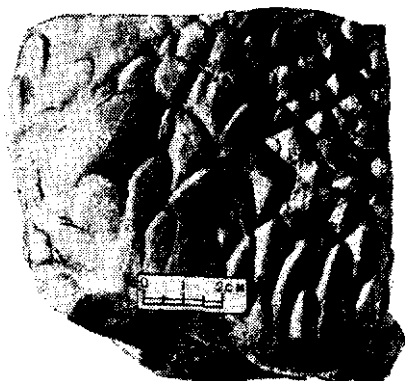


Рис. 25. Знаки внедрения (тегглифы). Таврическая свита Крыма

нескольких сантиметров). Следы внедрения образуются на морском дне, имеющем небольшой уклон, благодаря движению песчаного осадка, насыщенного водой по подстилающему его глинистому илу (рис. 25).

Ходы червей представляют собой валики диаметром до нескольких миллиметров, расположенные синусоидально или причудливо изгибающиеся и обычно не соприкасающиеся друг с другом. Образовались они в результате перемещения червей по

илистому дну и заполнения впадинок (желобков) при отложении песчаного материала вышележащего слоя (рис. 26, а и б, 27).

Следы жизнедеятельности донных организмов представляют собой бугорки неправильной и овальной формы различного размера, сплошь покрывающие нижнюю поверхность песчаников и алевролитов. Происхождение таких бугорков можно объяснить следующим образом: вероятно, на поверхности ила сидели или лежали отмершие остатки донных животных. После растворения раковины и разложения тел эти углубления заполнялись песчаным материалом при отложении вышележащего слоя (рис. 28).

Следы деятельности крабов представляют собой пятно размером с пятикопеечную монету, от которого по радиусам расходятся не очень правильные валики (рис. 29). Центральное пятно является местом, где сидел краб, а валики — следы движения его клешней.

Палеодиктион представляет собой барельефную гексагональную сетку с размером ячеек 1—2 см в поперечнике. Ячейки сетки обычно правиль-

ные, реже удлинненные или деформированные. Ячейки сетки образованы валиками размером 2—3 мм.

Палеодиктион описан в флишевых отложениях триаса, юры, мела и палеогена Кавказа, Крыма, Карпат, Алып. Вопрос о его происхождении до сих пор обсуждается специалистами. Большинство исследователей считают, что палеодиктион является отпечатком колоннальной водоросли (рис. 30).

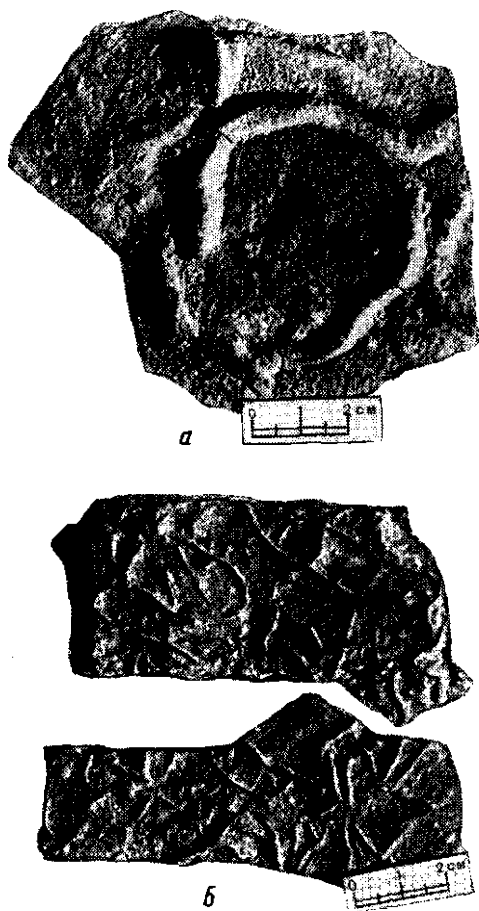


Рис. 26. Гиероглифы — ходы червей (а и б). Таврическая свита Крыма

Структуры осадочных пород. Структура преимущественно микроскопический признак; наблюдается главным образом в шлифах под микроскопом. И только в некоторых



Рис. 27. Гиероглифы — ходы червей. Таврическая свита Крыма

случаях в псефитовых и псаммитовых породах (благодаря большому размеру частиц) структура становится макроскопическим признаком.

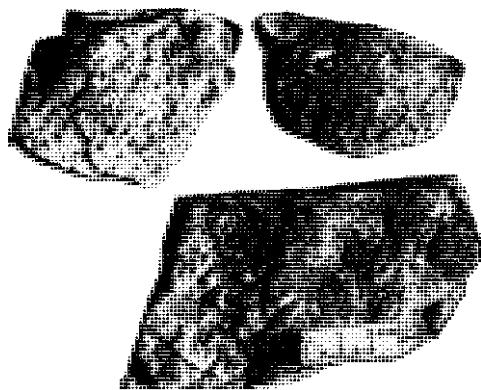


Рис. 28. Следы жизнедеятельности бентоса (более крупные) и выделения пузырьков газа (более мелкие). Таврическая свита Крыма

В обломочных породах по размеру частиц выделяются следующие структуры.

Псефитовая — диаметр зерен > 1 мм.

Псефо-псаммитовая — присутствуют зерна размером больше и меньше 1 мм.

Псаммитовая крупнозернистая — диаметр зерен 1—0,5 мм (рис. 31).



Рис. 29. Следы жизнедеятельности крабов. Верхнемеловой флиш Западных Карпат (натуральная величина)

Псаммитовая среднезернистая — диаметр зерен 0,5—0,25 мм.

Псаммитовая мелкозернистая — диаметр зерен 0,24—0,05 мм (рис. 32).

Псаммо-алевритовая — присутствуют зерна размером >0,05 мм и 0,05—0,005 мм.

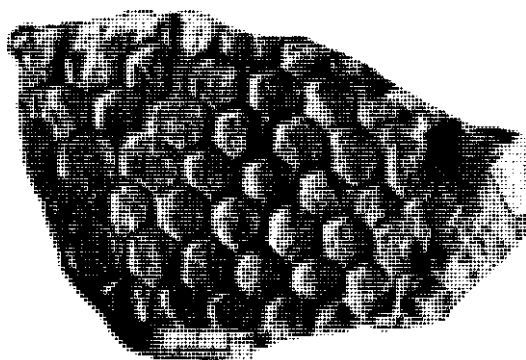


Рис. 30. Палеодиктион — отпечатки колониальной водоросли. Таврическая свита Крыма (верхний триас)

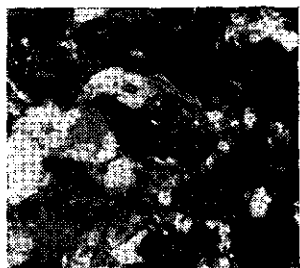


Рис. 31. Псаммитовая крупнозернистая структура. Песчаник среднего карбона Донбасса (увеличение 22, николи скрещены)

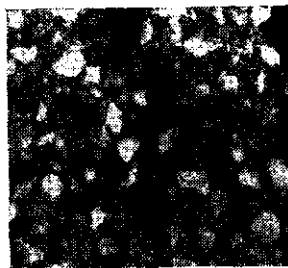


Рис. 32. Псаммитовая мелкозернистая структура. Песчаник среднего карбона Донбасса (увеличение 22, при одном николе)

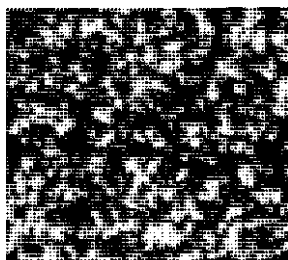


Рис. 33. Алевролитовая структура. Алевролит среднего карбона Донбасса (увеличение 100, николи скрещены)

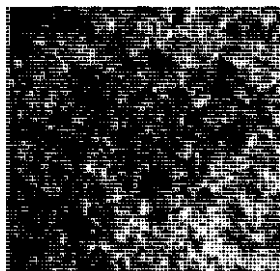


Рис. 34. Пелитовая (беспорядочная) структура. Аргиллит среднего карбона Донбасса (увеличение 240, николи скрещены)



Рис. 35. Алевро-пелитовая структура. Алевролит среднего карбона Донбасса (увеличение 100, николи скрещены)



Рис. 36. Кварцитовидная структура. Каменноугольный песчаник Восточного Донбасса (увеличение 22, николи скрещены)

Псаммо-пелитовая — присутствуют зерна 0,005—0,05 мм и <0,005 мм.

Алевритовая грубая — диаметр зерен 0,05—0,01 мм (рис. 33).

Алевритовая тонкая — диаметр зерен 0,01—0,005 мм.

Алевро-пелитовая — присутствуют зерна размером 0,05—0,005 мм и <0,005 мм (рис. 35).

Пелитовая грубая — диаметр частиц 0,005—0,001 мм (рис. 34).

Пелитовая тонкая — диаметр частиц <0,001 мм.

В сцементированных породах помимо обломочных зерен присутствует цемент. В этом случае характеристика структуры по размеру зерен дополняется характеристикой цемента. Различают такие типы цемента.

1. По количеству цемента и способу цементации: базальный — цемента много, обломочные зерна не соприкасаются друг с другом; поровый — цемент выполняет поры в породе; контактовый — цемента мало и присутствует он на контакте зерен.

2. По способу образования: крустификационный — обрастание обломочных зерен аутигенными минералами; регенерационный — разрастание зерен, образование каемок вокруг обломочных зерен из того же вещества и часто с одинаковой оптической ориентировкой каемки и обломочного зерна; коррозионный — образуется благодаря коррозии обломочных зерен и цементации веществом того же или другого состава; цемент выполнения — цементация породы происходит благодаря выполнению пор и пустот обломочным и аутигенным материалом.

По степени кристалличности вещества различают цемент аморфный и кристаллический. Кристаллический может иметь разную структуру: беспорядочно зернистую (зерна не имеют ни формы, ни определенной ориентировки), пойкилитовую или типа фонтенбло (кристаллы цемента крупные, одновременно гаснущие в скрещенных николях, обломочные зерна рассеяны в них равномерно), радиально-лучистую (зерна цемента имеют радиально-лучистое строение), волокнистую (зерна цемента имеют волокнистое строение).

В большинстве случаев породы содержат несколько типов цемента. Например, местами в породе наблюдается поровый цемент, местами базальный или контактовый, т. е. можно говорить о смешанном типе цемента (цементации).

В породах, испытавших глубокие изменения в зоне метатекстур, наблюдаются структуры, напоминающие структуры метаморфических пород.

1. Конформно-регенерационная, обусловленная взаимным приспособлением поверхности зерен с растворением их и регенерацией.

2. Мозаичная, или гранобластовая, структура — цемента нет, зерна непосредственно соприкасаются друг с другом, края зерен

частично перекристаллизованы. Порода в шлифе имеет вид мозаики. Подобные структуры называют также кварцитовидными, так как они встречаются в кварцитах и кварцито-песчаниках (рис. 36).

3. Шиповидные и зубчатые структуры, когда контакты между зернами зазубренные — микростиллолитовые. Образуются в результате растворения под давлением и перекристаллизацией под воздействием стресса.

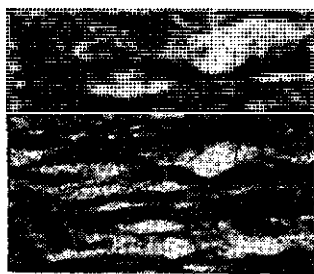


Рис. 37. Линзовидно-сегрегационная структура в глинистом сланце карбона Предкавказья (увеличение 240 при одном никеле)

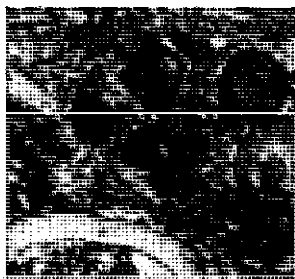


Рис. 38. Мелкообломочная структура в известняке. Криноидно-полидетритовый известняк карбона Днепровско-Донецкой впадины (увеличение 22 при одном никеле)

В глинистых породах по размеру частиц выделяют пелитовую грубую, пелитовую тонкую, псаммо-пелитовую, алевро-пелитовую структуры.

По степени кристалличности вещества выделяют аморфные, и кристаллические структуры.

По характеру частиц и их ориентировке различают беспорядочно-зернистые, параллельно ориентированные, волокнистые, хлопьевидные, ооидные (из концентрических образований), конгломератовидные (из обломков со сглаженными краями), брекчиевидные (из угловатых обломков) структуры.

Глинистые породы, испытавшие глубокие изменения в зоне метазенеза, характеризуются ориентированными — сланцеватыми (частицы располагаются параллельно своим длинными размерами перпендикулярно давлению) и сегрегационно-линзовидно-полосчатыми структурами (благодаря сегрегации кварца, серицита, хлорита в виде линзочек и полосок; рис. 37).

В карбонатных и кремнистых породах различают обломочные, или детритусовые, структуры. Породы состоят из обычно окатанных обломков организмов различной величины (рис. 38, 39): грубообломочные (ракушечниковые) — диаметр обломков >1 мм; крупнообломочные — диаметр 1—0,5 мм, среднеобло-

мочные — диаметр 0,5—0,25 мм, мелкообломочные — диаметр 0,25—0,05 мм, тонкообломочные или шламовые — диаметр обломков менее 0,05 мм.



Рис. 39. Крупнообломочная структура известняка. Криноидный известняк среднего карбона Донбасса (увеличение 22 при одном никеле)



Рис. 40. Органогенная структура. Фораминиферовый известняк. Там же, верхний карбон (увеличение 22 при одном никеле)

Другим широко распространенным типом структур являются органогенные или биоморфные структуры (порода состоит из целых особей организмов; рис. 40).



Рис. 41. Микрозернистая структура. Известняк из пермских отложений Северо-Востока Европейской части СССР (увеличение 100, никели скрещены)

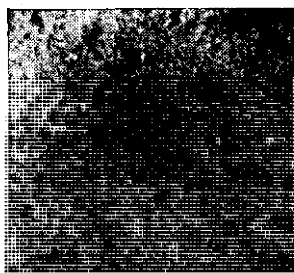


Рис. 42. Пелитоморфная структура. Известняк среднего карбона Донбасса (увеличение 240 при одном никеле)

Когда биогенные породы подвергаются перекристаллизации, получаются реликтово-органогенные структуры — порода состоит из кристаллов и содержит только реликты органических остатков.

В химических породах развиты кристаллически-зернистые структуры. К первичным структурам, возникшим при седименто-

генезе и диагенезе относятся следующие: микрозернистые — диаметр зерен 0,005—0,05 мм (рис. 41), пелитоморфные, или криптокристаллические, диаметр зерен $<0,005$ мм (рис. 42), оолитовые и пизолитовые, или бобовые, порода состоит из концентрических и радиально-лучистых образований размером до нескольких миллиметров (рис. 43), псевдооолитовые — с перекристаллизованными оолитами или с округлыми образованиями не оолитовой структуры (рис. 44).



Рис. 43. Оолитовая (сферолитовая) структура. Известковые отложения Багамской отдели (николи скрещены, увеличение 22)



Рис. 44. Псевдооолитовая структура. Известняк перми Северо-Востока Европейской части СССР (при одном никеле увеличение 22)

В карбонатных породах, испытавших глубокие изменения в зоне метабенеза, появляются гранобластовые структуры (рис. 45).

Значительно более разнообразны вторичные структуры химических пород, возникшие в результате эпигенетических изменений — перекристаллизации, метасоматоза, катаклаза: кристаллобластические (гранобластовые, лепидобластовые, нематобластовые, порфиробластовые, пойкилобластовые; рис. 46), метасоматические (порфиробластовые, пойкилобластовые, поперечно-волокнистые, зональные), катакlastические (брекчиевидные, гнейсовидные и сланцеватые). Названные структуры близки или тождественны структурам метаморфических пород.

Отдельность осадочных пород. Отдельность — это способность породы на поверхности земли раскалываться по определенным направлениям, образуя куски различной формы и размера, так называемые формы отдельности.

Осадочные породы на большой глубине представляют собой более или менее монолитные тела, лишенные трещин, вернее трещины закрыты под давлением вышележащих толщ. На поверхности земли при выветривании они раскалываются по определенным направлениям. Этими направлениями являются по-

верхности напластования и минимум две перпендикулярные к ней системы трещин отдельностей.

В результате образуются разные формы отдельности: параллелепipedная, плитчатая, кубовидная, ромбовидная и др.



Рис. 45. Гранобластовая структура в мраморизованном известняке. Нижний палеозой западного склона Северного Урала (николи скрещены, увеличение 22)

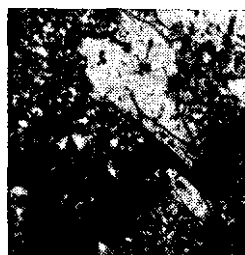


Рис. 46. Порфиробластовая структура. Гипс, Донбасс (николи скрещены, увеличение 22)

Размер отдельности зависит от состава и свойств пород. В песчаниках и известняках размер отдельности измеряется десятками сантиметров и метрами (в грубых отдельность крупнее, в тонких мельче; рис. 47, 48). В алевролитах, кремнистых породах, некоторых известняках размер отдельности измеряется сантиметрами и десятками сантиметров.

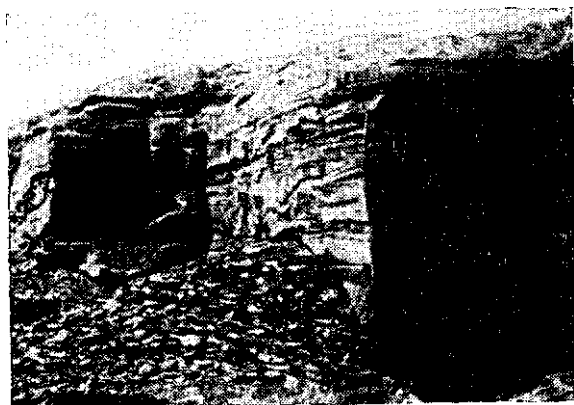


Рис. 47. Параллелепipedная отдельность в песчанике. Размер отдельности 1,5—2,0 м. Песчаник среднего карбона Донбасса

В аргиллитах, ископаемых углях отдельность измеряется сантиметрами. В аргиллитах и глинах коллоидного происхождения форма отдельности неправильная — оскольчатая, иногда концентрическая, поверхности разлома имеют раковистый вид (рис. 49).



Рис. 48. Толстоплитчатая отдельность в известняке. Известняк L_7 Северо-Востока Донбасса



Рис. 49. Оскольчатая отдельность в бентонитовой глине Крыма

Все описанные выше типы отдельности обязаны своим происхождением внутренним напряжениям сжатия, возникающим в веществе при превращении осадка в породу. Этот тип отдельности получил название эндогенной отдельности (Иванов, 1936).

Поверхность трещин эндогенной отдельности обычно покрыта выделениями различных вторичных минералов.

В отличие от эндогенной отдельности выделяют экзогенную отдельность, происхождение которой связано с внешними по отношению к породе, тектоническими, силами. Экзогенная отдельность возникает в результате перемещения масс внутри пластов и проявляется весьма разнообразно. Известны плитчатая, гребенчатая, клиновидная, конусовидная, пирамидальная, грифельная, щеповидная и другие формы экзогенной отдельности (рис. 50).

Размер отдельности зависит от состава и свойств горных пород и характера тектонических движений. В крупнозернистых породах размер отдельности всегда больше, в тонкозернистых — меньше. Трещины экзогенной отдельности несут следы перемещения одной части породы по другой и поэтому представляют собой либо пришлифованные — зеркальные поверхности, либо гребенчатые и исштрихованные (кливаж разрыва). Иногда трещины экзогенной отдельности накладываются на трещины эндогенной отдельности.

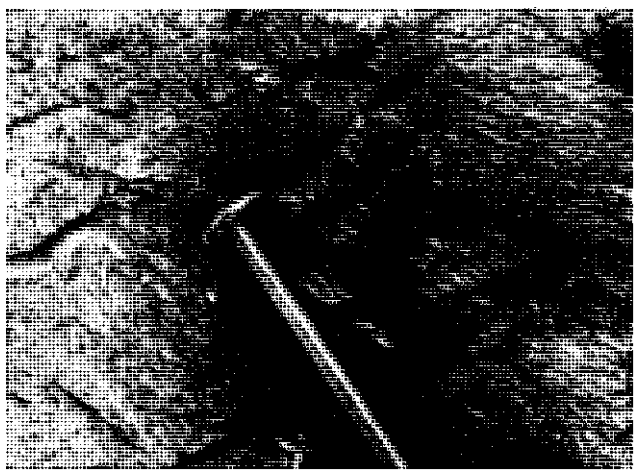


Рис. 50. Щеповидная отдельность в аргиллитах (верхний триас Крыма)

ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы пользуются широким распространением на нашей планете. Почти три четверти поверхности суши покрыты ими и современными осадками. Последние выстилают дно Мирового океана и водных бассейнов суши.

Осадочную оболочку земли называют стратисферой (слоистая сфера). Средняя мощность ее около 4 км, максимальная — до 20—25 км (в геосинклиналях), минимальная — равна нулю (на древних щитах, где развиты метаморфические и магматические породы).

Роль различных типов пород в стратисфере оценивается различно. Однако все исследователи приходят к единому выводу, что наиболее распространенными породами являются глинистые, затем следуют песчаные и далее все остальные. Роль различных типов пород в настоящее время уточняется. Это касается главным образом карбонатных пород.

По старым данным (до 1924 г.) карбонатные породы составляют около 6% от всего объема стратисферы, по новым — 15—30%.

Новейшие исследования показали, что на Русской платформе карбонатные породы составляют 55%, в Уральской геосинклинали 30—35%, в Донецкой геосинклинали 28%, в палеозое долины Миссисиппи 44%, во внутреннем Китае 55% (табл. 23).

Т а б л и ц е 23

Распространение различных типов осадочных пород в стратисфере в %

Автор и год Типы пород	Лис и Мил, 1915	Линдгрен, 1923	Кларк, 1924	Шухерт, 1931	Холмс, 1932	Колен, 1941	Крынин, 1943	Гроут, 1952
Глинистые	82	77	80	44	70	56	40—42	46
Песчаные	12	11,8	15	37	16	14	40	32
Карбонатные	6	5,9	5	19	14	29	15—18	21
Соли	—	5,8	—	—	—	—	—	—

ОБЛОМОЧНЫЕ И ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Обломочные породы

Классификация обломочных пород. Классификация обломочных пород основана на их структуре — размере частиц, наличии цемента и минералогическом составе.

По структуре выделяются грубообломочные — псефитовые (диаметр частиц >1 мм), песчаные — псаммитовые (диаметр частиц $1-0,05$ мм), пылеватые — алевритовые (диаметр частиц $0,05-0,005$ мм) и глинистые — пелитовые породы (диаметр частиц $<0,005$ мм) (табл. 24). Наряду с этой классификацией среди геологов получила распространение другая, в которой граница между пылеватыми и песчаными частицами проводится по $0,1$ мм, а между пылеватыми и глинистыми частицами — по $0,01$ мм (табл. 25).

Обоснование избранных нами границ дано в табл. 26.

Там, где исследователь сталкивается с физическими и водными свойствами горных пород (инженерная геология, грунтоведение, почвоведение, строительное и дорожное дело, керамическая промышленность и др.), повсюду приняты наши границы, так как они действительно отражают изменение физических и водных свойств при переходе от одного размера частиц к другому. Там же, где физические и водные свойства имеют меньшее значение (геологическая съемка, геология моря), по старинной традиции используются иные размерные границы. В каждой структурной подгруппе выделяются породы рыхлые — без цемента и сцементированные. В грубообломочных породах учитывается также форма обломков. Кроме того, выделены метаморфизованные породы, испытавшие глубокие изменения в стадию метатенеза (см. табл. 24).

Грубообломочные породы — псефиты. К псефитам относятся различные рыхлые (гравий, галька, щебень) и сцементированные (конгломераты, брекчии) продукты физического выветривания. Они бывают поликомпонентные или полиминеральные (из обломков различных пород и минералов), олигомиктовые (из компонентов 2—3 видов) и мономинеральные (из обломков одной породы или минерала). Полиминеральные разности наиболее широко распространены.

Структуры грубообломочных пород псефитовые и псаммопсефитовые с различной структурой цемента. Цемент может быть

Классификация обломочных пород по структурным признакам

Подгруппы	Размер частиц в мм	Литифицированные				Метаморфизованные	
		рыхлые		сцементированные		окатанные	угловатые
		окатанные	угловатые	окатанные	угловатые		
Глинистые* —пелиты Пылеватые — алевроиты	<0,001	Глина тонкая Глина грубая Алеврит тонкий		Аргиллит тонкий Аргиллит грубый Алевролит тонкий		Глинистый сланец тонкий Глинистый сланец грубый Алевролитовый сланец тонкий	
	0,001—0,005						
	0,005—0,01	Алеврит грубый		Алеврит грубый		Алевролитовый сланец грубый	
	0,01—0,05						
Песчаные—псаммиты	0,05—0,25	Песок мелкий		Песчаник мелкий		Песчаник (песчаник — кварцит) мелкий Песчаник (песчаник — кварцит) средний Песчаник (песчаник — кварцит) крупный	
	0,25—0,5	Песок средний		Песчаник средний			
	0,5—1,0	Песок крупный		Песчаник крупный			
Грубообломочные — псефиты	1,0—5,0	Гравий мелкий	Дресва мелкая	Гравийный мелкий конгломерат — гравелит	Дресвяная брекчия мелкая — дресвит	Гравийный мелкий конгломерат — гравелит	Дресвяная брекчия мелкая — дресвит
	5,0—10,0	Гравий крупный	Дресва крупная	Гравийный крупный конгломерат — гравелит	Дресвяная брекчия крупная — дресвит	Гравийный крупный конгломерат — гравелит	Дресвяная брекчия крупная — дресвит

* Глинистые породы бывают как обломочного, так и хемогенного происхождения.

Подгруппы	Размер частиц в мм	Литифицированные				Метаморфизованные	
		рыхлые		сцементированные		окатанные	угловатые
		окатанные	угловатые	окатанные	угловатые		
Грубооб- ломочные— псефиты	10,0—50,0	Галька мелкая	Щебень мелкий	Галечниковый мелкий кон- гломерат	Щебеночная мелкая брекчия	Галечниковый мелкий конг- ломерат	Щебеночная мелкая брек- чия
	50,0—100,0	Галька крупная	Щебень крупный	Галечниковый крупный кон- гломерат	Щебеночная крупная брекчия	Галечниковый крупный конгломе- рат	Щебеночная крупная брек- чия
	100,0—500,0	Валун мел- кий	Неокатанный валун мелкий	Валунный мелкий кон- гломерат	Валунная брекчия мел- кая (из неока- танных валу- нов)	Валунный мел- кий конгломе- рат	Валунная брекчия мел- кая
	500,0— 1000,0	Валун крупный	Неокатанный валун крупный	Валунный крупный кон- гломерат	Валунная брекчия круп- ная (из неока- танных валу- нов)	Валунный крупный конгломерат	Валунная крупная брек- чия
	1000,0	Глыбы	Неокатанные глыбы	Глыбовый кон- гломерат	Глыбовая брекчия (из неокатанных глыб)	Глыбовый конгломерат	Глыбовая брекчия

Примечания. Порода получает соответствующее название при содержании той или иной фракции в количестве более 50%. Если ни одна из фракций не содержится в таком количестве, к названной породе прибавляется «разнозернистый» обязательно с указанием наиболее распространенной фракции, например «песок разнозернистый крупнозернистый». Единственное исключение сделано для глинистых пород. Глиной называется порода, содержащая фракции $d < 0,005$ мм в количестве более 30%. Такое исключение вызвано следующими соображениями: 1) уже при содержании частиц $d < 0,005$ мм в количестве 30% порода приобретает черты глины по физическим и водным свойствам (пластичность, размоканье, разбухание, пористость, компрессионные свойства и т. п.); 2) широко распространенная классификация песчано-глинистых пород (среди геологов, гидрогеологов, почвоведов, дорожников, строителей и др.) по содержанию глины, пыли и песка указывает такие же пределы. Чтобы учесть интересы этих отраслей науки и практики, следует не изменять пределов.

Таблица 25

Классификация обломочных частиц по размеру

Размер частиц в мм	Наименование	Примечание
>1000	Глыбы	Схема Москов- ского нефтяного института
10000—500	Крупные валуны	
500—250	Средние валуны	
250—100	Мелкие валуны	
100—50	Крупная галька	
50—25	Средняя галька	
25—10	Мелкая галька	
10—5	Крупный гравий	
5—2,5	Средний гравий	
2,5—1	Мелкий гравий	
1—0,5	Крупный песок	
0,5—0,25	Средний песок	
0,25—0,1	Мелкий песок	
0,1—0,05	Крупный алеврит	
0,05—0,025	Средний алеврит	
0,025—0,01	Мелкий алеврит	
0,01—0,001	Крупный пелит (глина)	
<0,001	Мелкий пелит (глина)	

известковым, кремнистым, железистым, фосфатным, глинистым, песчаным.

Текстуры грубообломочных пород слоистые (часто косо и диагонально-слоистые) и неслоистые.

Грубообломочные породы залегают в виде слоев, пластов, линз различной мощности.

Галечники и конгломераты образуются в морях и озерах, в речных долинах, в результате перемыва морены, в области предгорий, иногда благодаря деятельности ветра.

Морские галечники и конгломераты образуются в области прибоя, в дельтах и в местах развития сильных донных течений. Галька в морских осадках обычно хорошо окатана и рассортирована по размеру. Размер частиц — от валунов до мелкой гальки и гравия. Удлиненные гальки прибойной полосы наклонены в сторону моря, углы наклона пологие. Морские галечники залегают в виде пластов, небольшой мощности, но распространены они обычно на большой площади. Пласты морских галечников и конгломератов свидетельствуют о трансгрессии моря. Они залегают в основании осадочной толщи, являются базальными горизонтами и называются базальными галечниками или конгломератами. Имеются также специальные местные стратиграфические и фацциальные названия конгломератов (веруккано, нагель-флю и др.).

Обоснование границ, принятых при классификации обломочных пород

Свойства / Размер частиц в мм	Содержание обломков горных пород	Минеральный состав	Форма частиц	Коэффициент фильтрации в м/сут	Максимальная молекулярная влагоемкость в %	Максимальная высота капиллярного поднятия в м	Пластичность	Общая поверхность частиц в см ²	Связность
< 0,005	Нет	Преобладают глинистые минералы, иногда довольно много слюды	Чешуйчатая	0,001	44,0	До 10,0	Высокая пластичность	(преоб. ку-бика 0,005 мм) 2 400 000 см ²	Держится в кулке, с большим трудом разрушается
0,005—0,05	Нет	Преобладают кварц, полевой шпат, реже глаукогнит, довольно много слюды	Изометрическая	Около 0,1	10,0	До 2,0	Чистая алевроитовая фракция без примеси глины, не пластична	(преоб. кубика 0,05 мм) 24 000 см ²	Держится в кулке, но очень легко разрушается пальцами

Свойства Размер частиц в мм	Содержание обломков горных пород	Минеральный состав	Форма частиц	Коэффициент фильтрации в м/сут	Максимальная молекулярная влагоемкость в %	Максимальная высота капиллярного поднятия в м	Пластичность	Общая поверхность частиц в см²	Связность
0,05—1,0	Обычно мало	Преобладают кварц, полевой шпат, реже глауконит	Изометрическая	2—50	Максимум 4,0, минимум 1,0	Максимум 1,05, минимум 0,13	Пластичность отсутствует	(преобладает кубика 1 мм) 60 см²	Рыхлый
	>1,0 Много, обычно 50%	Преобладают кварц, полевые шпаты, обломки горных пород	Изометрическая	50—100 и более	—	Максимум 0,06	Пластичность отсутствует	—	

Кроме чисто обломочных накоплений, в море образуются обломочно-химические конгломераты: фосфоритовые, глауконито-фосфоритовые, возникающие при частичном перемыве затвердевших морских осадков.

Озерные галечники и конгломераты отличаются от морских небольшим площадным распространением, небольшой мощностью и только в дельтах горных рек, впадающих в озера, они имеют значительную мощность. В небольших озерах при равнинном рельефе суши происходит накопление только мелкой гальки и гравия.

Речные галечники и конгломераты встречаются главным образом в долинах горных рек. Они характеризуются плохой сортировкой и недостаточно хорошей окатанностью. Размер частиц изменяется в широких пределах — от валунов до гравия. Удлиненная галька обычно располагается с наклоном против течения, углы наклона крутые. Галечники и конгломераты речных долин залегают в виде пластов и линз большой мощности (десятки и сотни метров). Распространены они полосами или лентами, вытянутыми вдоль речной долины, обычно прерывистыми.

Флювио-гляциальные галечники и конгломераты встречаются в областях развития ледниковых отложений, образуются в результате перемыва морен. Залегают они в виде линз небольшой протяженности и изменчивой мощности. Иногда галечниковый материал слагает озы и камы. В этом случае галечники образуют линзы и в плане представляют вытянутые изгибающиеся лсыты. Степень обработки и сортировки недостаточно высокая. Галька и валуны несут следы ледниковой обработки (ледниковые шрамы). По простиранию водноледниковые галечники сменяются песками или мореной.

Потоковые галечники и конгломераты встречаются в области предгорий. Они характеризуются несовершенной сортировкой и недостаточно хорошей окатанностью. Удлиненная галька наклонена в сторону гор (против течения потоков), углы наклона крутые.

Потоковые галечники залегают в виде пластов и линз большой мощности (сотни метров) и распространены полосами и лентами.

Золотые галечники и конгломераты. Грубообломочные накопления золотого генезиса встречаются сравнительно редко. Они образуются в некоторых пустынях, где во время частых бурь и ураганов ветер достигает огромной силы. В современных отложениях они встречены в пустыне Гоби и на Тихоокеанском берегу Южной Америки.

Щебенистые отложения и брекчии отличаются от галечников и конгломератов угловатой формой частиц. Это связано с тем, что частицы щебня не подвергались механической обработке

или она была слабой. Накопление его происходит в непосредственной близости к источникам разрушения. Щебень и брекчии образуются чаще всего на склонах, берегах озер и морей и т. п. Имеются и особые типы брекчий: вулканические, тектонические и даже органогенного гнезиса (костяные). Сортировка материала в брекчиях почти отсутствует, они содержат частицы самого различного размера — от неокатанных глыб до мелкого щебня, дресвы и песчано-глинистого материала (брекчии подножий гор, селевых потоков и др.).

Не имея возможности подробно описывать многочисленные генетические типы брекчий, ограничимся их перечислением (по Наливкину, 1956).

I. Обломочные брекчии и щебенистые отложения: 1) наземные — осыпей, потоков, обвалов и оплывин, ледниковые, выветривания, пещер и подземных обвалов; 2) озерные — прибоа, обвалов, потоков, подводных оползней, костяные; 3) морские — прибоа, обвалов, потоков, донных течений, подводных оползней, костяные, усыхания, рифовые.

II. Вулканические брекчии и щебенистые отложения: 1) извержений (взрывов), лавовых потоков, интрузий.

III. Сопочные брекчии и щебень: 1) брекчии жерл, потоков грязи.

IV. Тектонические брекчии: 1) брекчии трения, складок, соляных куполов.

V. Химические брекчии: 1) брекчии доломитизации, гидратации, почвообразования.

VI. Литогенетические брекчии: 1) брекчии уплотнения, сотрясения, замерзания.

Изучение грубообломочных пород производится в поле и в лаборатории. Особенно важно полевое исследование, так как в лаборатории многое невозможно увидеть.

При изучении в поле следует производить такие операции: а) рассортировку по размерам частиц, если это рыхлые отложения, и определение количества и состава размерных фракций; б) отбор проб для петрографического изучения галек и цемента; в) замеры азимутов наклона удлинённых галек; г) определение степени окатанности галек; д) наблюдение над условиями залегания пород.

Распространение и практическое применение грубообломочных пород. Грубообломочные породы встречаются в отложениях самого разного возраста. Обычно они образуются вблизи горных сооружений во время их интенсивного поднятия. Месторождения галечников и щебня широко распространены в горных местностях и на берегах морей и озер. Конгломераты и брекчии встречаются во многих молодых и древних породах. Галька и щебень применяются как балластный материал и для приготовления бетона. Некоторые разновидности брекчий используют как де-

коративный камень. Конгломераты и брекчии с прочным цементом применяют для мощения дорог и как бутовый камень.

Песчаные породы — псаммиты. К песчаным породам относятся различные пески и песчаники. Породообразующими минералами песков и песчаников являются кварц, полевые шпаты, слюды, обломки горных пород и глауконит*. Второстепенные и акцессорные минералы представлены чаще всего магнетитом, ильменитом, гранатом, цирконом, турмалином, рутилом.

Цемент в песчаниках бывает глинистым (гидрослюда, каолинит и др.), известковым (кальцит, доломит, реже железистые карбонаты), кремнистым (опал, халцедон, кварцин, кварц), железистым (окислы и гидроокислы железа), иногда хлоритовым, цеолитовым, фосфатным, сульфатным. Во многих песчаниках цемент полиминеральный (глинисто-известковый, кремнисто-глинисто-известковый и т. п.). Целый ряд песчаных пород содержит примесь органического углистого или битуминозного вещества.

По количеству и структуре цемента различают песчаники с базальным, поровым и контактным цементом. По способу образования цемента — регенерационные (обрастание обломочных зерен тем же минералом с одинаковой оптической ориентировкой каемок), коррозионные (цементация с частичным растворением обломочных зерен), крустификационные (обрастания зерен), пойкилитовые (цемент состоит из крупных монокристаллов, в которых рассеяны обломочные зерна), цементы механического выполнения пор и др.

В химическом отношении песчаные породы характеризуются высоким содержанием кремнезема, иногда повышенным количеством глинозема и железа (табл. 27 и 28).

В основу минералогической классификации песчаных пород положен состав обломочных зерен. По этому признаку выделяются мономинеральные, олигомиктовые и полиминеральные породы. К мономинеральным относятся широко распространенные кварцевые, сравнительно редко встречающиеся полевошпатовые и глауконитовые пески и песчаники. К олигомиктовым — кварцево-полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые, глауконито-кварцевые и другие песчаные породы. Полиминеральные разновидности представлены аркозами, граувакками и породами смешанного состава (рис. 51).

В зарубежной литературе классификация песчаников основана на несколько иных принципах. Выделяются арениты — хорошо отсортированные песчаники, содержащие немного глины

* Глауконит бывает обломочным и аутигенным. Обломочный образуется при перемыве глауконитовых осадков и пород, зерна его окатаны, размер зерен такой же, как и других обломочных минералов в породе. В приведенных здесь примерах глауконитовых пород глауконит в основном обломочный. Аутигенный глауконит составляет цемент пород.

Химический состав некоторых обломочных пород в %

Порода \ Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	нпв*	Растворимая часть	Возраст
Песок кварцевый, Люберек	98,50—99,50	0,01—0,06	0,03—0,24	0,02—0,10	—	0,02—0,15	0,02—0,1	0,08—0,124	—	—	—	I ₃
Песок глауконитово-кварцевый, г. Змиев, Харьковской обл.	82,64	—	6,03	4,57	—	0,80	0,85	0,95	2,36	6,55	—	pg ^{gh}
Песок глауконитовый, с. Лопатино, Московской обл.	48,76	—	20,16	10,87	1,82	0,38	2,09	7,93	7,58	5,67	P ₂ O ₅ —1,24	I ₃
Песчаник кварцевый, Донбасс	93,04	—	3,08	0,82	—	0,36	0,52	—	—	0,90	—	C ₂
Песчаник полевошпатово-кварцевый, Донбасс	81,80	сл.	8,60	1,83	—	0,95	0,75	1,58	1,57	2,90	—	C ₂
Песчаник аркозовый, Донбасс	73,81	0,10	14,07	2,85	—	0,98	0,83	2,38	1,57	3,37	—	C ₂
Песчаник граувакковый, Вестфалия (Розенбуш, 1932)	75,73	—	5,57	—	—	0,16	—	0,30	0,47	0,32	9,40—CaCO ₃ 2,50—MnCO ₃ 6,00—FeCO ₃	C ₂
Глауконитовый песчаник, с. Глинск, Львовской обл. (Мазаренко, 1958)	44,97	—	9,11	16,40	0,98	5,61	3,32	7,12	6,83	7,55	17,99 P ₂ O ₅ —4,47	
Алеврит полевошпатово-кварцевый, Донбасс	63,47	—	11,53	2,69	2,83	6,15	1,26	2,99	—	9,09	—	
Гесс, г. Новгород-Северский	78,16	—	7,43	2,40	—	3,91	1,03	2,21	—	4,86	—	Q
Гессовидный суглинок, Волынская обл.	72,17	0,68	8,44	2,83	—	5,40	1,65	1,67	—	7,16	—	Q

* нпв — потеря при прокаливании.

Минеральный состав некоторых обломочных пород в %

Породы \ Минералы	Кварц	Полевые шпаты	Слюда и хлорит	Глинистые минералы	Халцедон и опал	Карбонаты	Окислы и гидроокис- лы железа	Глауконит	Обломки гор- ных пород	Органическое вещество	Прочие мине- ралы	Примечание
Песок кварцевый, Люберецк . . .	99,00	0,50	0,30	—	—	—	—	—	—	—	0,20	I ₃
Песок глауконитово-кварцевый, г. Змиев, Харьковской обл. . . .	62,16	16,27	0,02	—	—	—	—	20,26	—	—	1,29	Pg ^{ch} ₃
Песок глауконитовый, с. Лопати- но, Московской обл.	38,00	—	2,00	10,00	—	—	—	50,00	—	—	—	I ₃
Песчаник кварцевый, Донбасс . . .	85,15	1,69	—	—	—	—	0,57	—	12,49	—	0,10	C ₂
Песчаник полевошпатово-кварце- вый, Донбасс	65,92	19,03	10,00	сл.	—	—	1,00	—	3,70	—	0,35	C ₂
Песчаник аркозовый, Донбасс . .	53,05	27,13	10,17	сл.	—	2,00	1,80	—	0,50	—	0,35	C ₂
Песчаник граувакковый, Донбасс .	39,20	5,18	10,83	—	—	0,76	1,50	—	42,52	—	0,97	C ₂
Песчаник глауконитовый, с. Глинск, Львовской обл. . . .	до 10,0	—	—	—	—	—	—	до 90,0	—	—	—	T _r
Алеврит полевошпатово-квар- цевый, Донбасс	58,38	8,00	19,35	1,87	—	6,37	2,34	—	—	3,20	1,49	C ₂
Алеврит аркозовый, Аншерон- ский полуостров	35,00	60,50	—	4,50	—	—	—	—	—	—	0,80	Pg Хадум
Лёсс, г. Новгород-Северский . . .	70,00	11,00	3,00	6,00	—	6,00	—	—	—	—	4	Q
Глинистый кварцево-глауконито- вый алеврит, с. Игнатово, Мос- ковской обл. (Лазаренко, 1958) .	25,00	—	2,00	37,00	—	—	—	35,00	—	—	1,00	I ₃

(<10%) и вакки — несортированные песчаники с значительным содержанием глины (Вильямс, Тернер, Гильберт, 1962) или кварциты — ортокварциты, аркозы и граувакки (Петтиджон, 1957; рис. 52). В том и другом случае учитываются условия образования и цементирующее вещество.

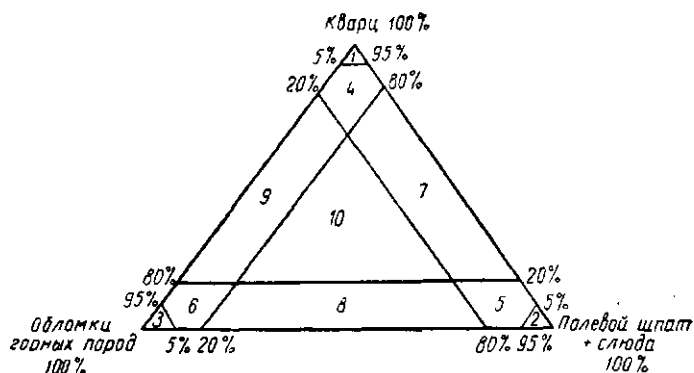


Рис. 51. Классификация песчаных и алевритовых пород: мономинеральные или мономиктовые: 1 — кварцевые, 2 — полевошпатовые, 3 — литонидные; олигомиктовые: 4 — полсвошпатово-кварцевые, 5 — кварцево-полевошпатовые, 6 — кварцево-литонидные; полиминеральные: 7 — аркозовые, 8 — литонидные аркозы, 9 — граувакковые, 10 — породы смешанного состава — аркозограувакки

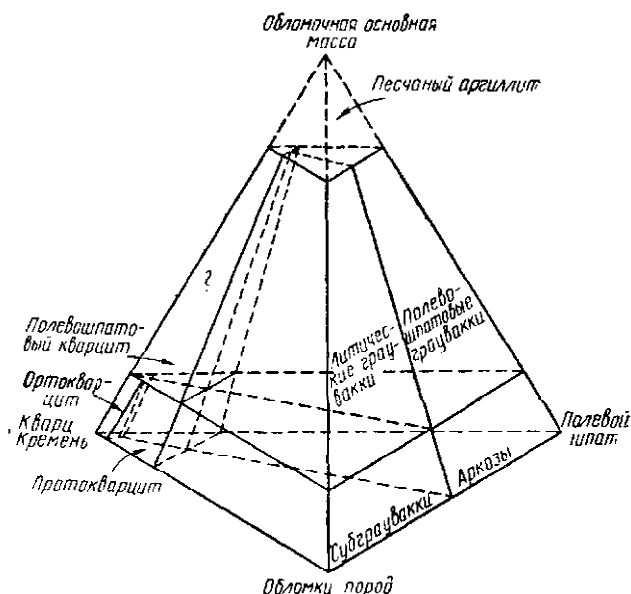


Рис. 52. Классификация песчаников (по Петтиджону)

В составе мономинеральных и многих олигомиктовых пород обычно преобладает кварц (до 80—99%) — полтавские пески и песчаники неогена Украины, современные пески аллювия Днепра и северного берега Азовского моря и др. Мономинеральные и олигомиктовые породы другого состава встречаются значительно реже. Как пример подобного рода пород можно назвать некоторые песчаники карбона Прибалхашья, содержащие до 80—97% полевых шпатов, песчаник из с. Глинск, Львовской области, содержащий до 90% глауконита.

Аркозами, или аркозовыми песчаниками, называют песчаные породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюды. Они представляют собой продукты разрушения гранитов и гнейсов. Содержание полевых шпатов в аркозах более 20%, присутствуют также обломки пород (небольшое количество) и цемент, который обычно представлен гидрослюдой, каолинитом или карбонатами.

Граувакками первоначально называли песчаники, состоящие из обломков основных изверженных пород, имеющие крупный размер частиц и плохую сортировку материала. Такие представления сохранились и у ряда современных авторов. Американские исследователи под граувакками понимают песчаники, содержащие помимо кварца и полевых шпатов значительное количество обломков горных пород независимо от их состава, а также значительное количество глины (см. выше вакки). Термин граувакка заметно эволюционировал, и в настоящее время под грауваккой следует понимать песчаники, содержащие кварц, полевые шпаты, слюды, обломки различных горных пород и цементирующее вещество. Обломков горных пород содержится не менее 20%, цементом служит глина и продукты изменения обломочных зерен: серицит, хлорит, цеолиты и др.

Переходные породы между аркозами и граувакками представляют собой литоидные (или литические) аркозы, или полевошпатовые граувакки (субграувакки американских авторов). Песчаные породы, в составе которых все три компонента (обломки пород, кварц и полевой шпат) содержатся в количестве более 20%, относятся к смешанным и могут быть названы аркозо-граувакками.

Структуры песчаных пород — псаммитовые, псаммо-псефитовые, псаммо-алевритовые, псаммо-пелитовые. В измененных и метаморфизованных песчаниках наблюдаются мозаичные конформно-регенерационные, стилолитовые, шиповидные и blastopсаммитовые структуры.

Текстуры — слоистые: косо и диагонально-слоистые, волнистые, горизонтально-слоистые.

Кварцевые песчаники обычно светлые, белые, редко темные (с магнетитом или органическим веществом), бурые и красно-бурые (с железистым цементом), полевошпатовые и аркозовые —

розовые и красные, граувакковые — зеленовато-серые, темно-серые, до черных; глауконитовые песчаники окрашены в зеленые тона.

Песчаные породы образуются в различных условиях. Ниже дается краткая характеристика основных генетических типов песчаных пород.

Морские пески и песчаники характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью зерен, плотной упаковкой, наличием диагональной слоистости прибрежно-морского типа, знаков волн, потоковой слоистостью.

Песчаные породы морского генезиса образуются в мелководной области шельфа, на литорали и сублиторали, реже в глубоководных обстановках. Они часто содержат морскую фауну и растительный детрит, смесенный с суши, глауконит и иногда фосфоритовые конкреции, отличаются широким площадным распространением и значительной мощностью пластов. В области пляжа они часто являются вмещителем ценных полезных ископаемых: ильменита, граната, монацита, касситерита, золота и др.

Озерные пески и песчаники сходны с морскими. Основные отличия заключаются в ином составе фауны, небольшом площадном распространении, мощности и наличии в кровле и почве других озерных осадков. Диагональная слоистость озерных песков часто имеет такой же рисунок, но отличается меньшими размерами пачек и слоев. В озерных песках чаще встречается примесь глины и глинистые прослои.

Речные пески и песчаники характеризуются плохой сортировкой материала и сравнительно худшей окатанностью песчинок. Упаковка песчаных осадков в речных отложениях менее плотная, пористость более высокая. В речных песках развита диагональная слоистость речного и потокового типа, перекрестная косая слоистость прирусловых валов и косо-волнистая слоистость на пойме.

Обычно песчаные породы речного генезиса содержат крупный растительный (стволы, ветки деревьев) и мелкий растительный детрит и иногда — пресноводную фауну (пелециподы) и кости позвоночных.

Песчаные породы речного генезиса встречаются в виде полос или лент, вытянутых в направлении речных долин. В русловых песках равнинных рек присутствует мелкая галька и гравий, в песчаных осадках горных рек галька является обычным компонентом.

Аллювиальные пески часто содержат золотоносные, платиновые, монацитовые, шеелитовые и другие россыпи, а также россыпи драгоценных камней.

Флювио-гляциальные песчаные породы образуются в результате перебива талыми водами ледника моренных отложений. Они ассоциируются, с одной стороны, с ледниковыми, с другой — с

аллювиальными осадками, отличаются сравнительно хорошей сортировкой, невысокой степенью окатанности, наличием диагональной слоистости потокового и речного типа. Обычно флювиогляциальные пески отличаются некоторой грубостью — содержат примесь гравия и гальки. Распространены они в виде пятен неправильной формы и небольшой площади, реже в виде полос.

Эоловые пески и песчаники характеризуются прекрасной сортировкой и окатанностью, а также полировкой поверхности песчинок, пользуются широким площадным распространением, отличаются значительной мощностью, наличием диагональной слоистости эолового типа, почти полным отсутствием органических остатков.

Распространение и практическое применение песчаных пород. Песчаные породы пользуются широким распространением в отложениях самого различного генезиса. Они являются обычным компонентом многих терригенных формаций: угленосных, флишевых, молассовых, кварцево-песчаных и др.

Песчаные породы геосинклиналей отличаются полимиктовым составом и примесью вулканогенного материала, песчаные отложения платформ обычно мономинеральные или олигомиктовые.

Месторождения песков и песчаников известны в отложениях разного возраста. Так, например, крупные месторождения песков известны в полтавской серии неогена Украины, песков и песчаников — в юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложениях Донецкого бассейна, палеозое Подолнии, Урала, Тимана, Средней Азии и др. Многочисленны месторождения песков в четвертичных ледниковых отложениях Севера нашей страны, в современных осадках пляжа озер и морей, в речных осадках и т. п.

Месторождения глауконитовых песчаных пород известны в кембрии и силуре Прибалтики, в юрских отложениях Подмосквовской котловины и Поволжья, в третичных отложениях восточного склона Урала, Поволжья, Украины и др.

Пески находят применение в производстве стекла, фарфора, фаянса, в литейном деле, при мощении дорог, в строительстве (для бетона, штукатурки и др.). Песчаники используются как бутовый камень, для производства щебенки, для мощения дорог. Крепкие песчаники применяются для кладки стен, песчаники с кремнистым цементом (осадочные «кварциты») — для изготовления огнеупорного кирпича — динаса.

Глауконитовые породы используют для извлечения глауконита, который находит широкое применение в производстве зеленой краски, для смягчения воды (употребляется в фильтрах как адсорбент) и для удобрения полей (калийные удобрения).

Пылеватые породы — алевриты. Это различные рыхлые образования (лёссы, илы) и сцементированные породы (алевролиты). Аллотигенные минералы пылеватых пород пред-

ставлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами и глауконитом. Цемент — глинистыми, карбонатными, железистыми и кремнистыми минералами, реже хлоритами, цеолитами, фосфатами и сульфатами.

Алевритовые породы очень сходны с песчаными. Основные различия заключаются в меньшем размере зерна и в связи с этим несколько ином минералогическом составе. В алевритах в больших количествах накапливаются глинистые минералы, слюды и мало или нет обломков горных пород.

По количеству и структуре выделяются все те же типы цемента, что и в песчаных породах: контактовый, поровый, базальный, регенерационный, коррозионный, крустификационный, пойкилитовый и цемент механического выполнения пор.

По минералогическому составу среди алевритовых пород, так же как и среди песчаных, можно различать мономинеральные, олигомиктовые и полиминеральные разновидности (см. рис. 51). Однако они не содержат литондных пород, настоящих граувакк и значительно реже среди них встречаются аркозы.

Структуры пылеватых пород алевритовые (грубые и тонкие), алевро-псаммитовые, алевро-пелитовые. Дополнительная характеристика дается по структуре цемента. Часто встречаются микрослоистые и ориентированные структуры, благодаря параллельному расположению глинистых и слюдистых минералов своими длинными размерами. Текстуры алевритовых пород слоистые и неслоистые: горизонтально-слоистые, волнисто-слоистые, косо- и диагонально-слоистые. Размеры пакетов и слоев в алевритовых породах значительно меньше, чем в песчаных. Алевритовые породы залегают в виде слоев, пластов, линз. Мощность пластов обычно небольшая — сантиметры, метры, несколько метров и лишь в редких случаях достигают сотни метров (лёсс).

По внешнему виду и окраске пылеватые породы весьма разнообразны и часто похожи на песчаные. Зернистость в пылеватых породах различима обычно только в лупу, образуются они в морях, озерах, в речных долинах, на склонах (делювий) и особенно часто эоловым путем.

Рыхлые алевритовые породы широко развиты среди современных отложений — различные водные илы (морские, озерные) и лёссы. Цементированные алевритовые породы — алевролиты — широко развиты среди отложений геологического прошлого.

Лёсс — порода желтовато-серого, буровато-серого цвета, состоящая из частиц диаметром 0,05—0,005 мм (до 60—95%). Частицы держатся в куске благодаря межмолекулярным силам и цементации, но легко растираются между пальцами и легко распадаются в воде. Пластичность лёсса невысокая, порядка 3—5. В обнажениях лёсс обладает столбчатой отдельностью и образует вертикальные откосы. Пористость его очень высокая, более

50%, причем различают макро- и микропоры. По минералогическому составу это преимущественно кварцевая порода с небольшим содержанием полевых шпатов и акцессорных минералов. Из аутигенных образований присутствуют кристаллы и конкреции кальцита и гипса. Глинистые минералы содержатся в небольшом количестве и представлены в основном гидрослюдами и монтмориллонитом.

При увлажнении лёссов грунтовыми или поверхностными водами они дают значительные по величине и неравномерные осадки (просадки, благодаря уменьшению объема).

По поводу генезиса лёсса существуют разные гипотезы: эоловая, аллювиально-делювиальная, почвенная, элювиальная и др. Наиболее обоснованной является эоловая гипотеза. Сущность ее сводится к следующему. В пустынях происходит интенсивное развевание, тонкие пылеватые частицы выносятся за пределы пустыни и откладываются по периферии пустынных областей. Так образовался типичный лёсс Китая и Средней Азии. Лёсс широко распространен в Китае, Средней Азии, Предкавказье, Украине, Средней Европе и в других странах. Мощность лёсса от нескольких до сотни метров. Еще более широко распространены различные лёссовидные породы: глины, суглинки, супеси и др. Последние имеют различное, чаще всего делювиально-пролювиальное или речное происхождение.

Алевролиты — плотные сцементированные породы. По внешнему виду и окраске они весьма разнообразны: серые, темно-серые, бурые, красные, зеленовато-серые, пестрые и т. п., часто тонкослоисты или плитчаты (раскалываются на плитки), реже однородны, обычно переслаиваются с песчаными или глинистыми породами.

Алевролиты широко распространены среди древних палеозойских отложений, встречаются также среди мезозойских и третичных отложений различных областей.

В угленосной толще среднего карбона Донбасса описаны так называемые *алевролиты переслаивания* — переслаиваются тонкие слои алевритового и глинистого материала (отложения ваттов?).

Распространение и практическое применение пылеватых пород. Пылеватые породы пользуются широким распространением в отложениях самого различного возраста и генезиса. Они являются обычными компонентами различных терригенных формаций. Практическое значение их также достаточно велико. Лёсс и лёссовидные породы широко применяются для изготовления самана и кирпича. Алевролиты с прочным цементом используют как камень для мощения дорог и строительства зданий.

Обломочные породы смешанного состава (песчано-алеврито-глинистые). Между песком и глиной существует целый ряд переходных пород с переменным содержанием

песчаного, алевритового и глинистого материала. Эти породы получили название суглинков и супесей. Они состоят из песчаных, алевритовых и глинистых частиц, благодаря сцеплению между частицами и некоторой цементации держатся в куске, т. е. представляют собой связные породы.

Классификация смешанных пород основана на содержании песка, алеврита и глины, а также на свойстве пластичности (числе пластичности; табл. 29). Породы, содержащие глинистых частиц более 30%, относятся к глинам, при содержании глинистых частиц от 30 до 10% — к суглинкам, от 10 до 5% — к супесям, менее 5% — к алевритам или пескам. В зависимости от содержания песчаных и алевритовых частиц они получают названия суглинков и супесей или алевритовых суглинков и супесей (когда алевритовых частиц больше, чем песчаных).

Приведенная классификация предложена инженерами-геологами и дорожниками и применяется также почвоведом. С целью устранения излишнего дробления и лучшего согласования показателей гранулометрии и пластичности нами внесены в эту классификацию некоторые изменения: вместо трех типов суглинков выделяется только два, вместо двух типов супесей — один и приняты иные пределы по числу пластичности (глины — число пластичности более 22, суглинки — 22—10, супеси — 10—0).

Аллоитогенные минералы в смешанных породах представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами, глинистыми минералами, второстепенные и акцессорные — глауконитом, обломками горных пород, цирконом, турмалином, гранатом, магнетитом, гематитом и др., аутигенные — карбонатами (главным образом кальцитом), глинистыми минералами (гидрослюда, монтмориллонит, реже каолинит), окислами и гидроокислами железа, реже сульфатами (гипс). Карбонаты встречаются в виде разнообразных конкреций: журавчиков или дутиков, погрымышей, мицел, псевдомицел и т. п. В странах с сухим жарким климатом суглинки и супеси содержат выделения гипса, а иногда и галита.

Структуры смешанных пород алевро-пелитовые, псаммо-алевритовые, псаммо-алевро-пелитовые.

Текстуры смешанных пород слоистые и неслоистые, пятнистые и др. Супеси и суглинки являются типичными полиминеральными и разнородно-зернистыми породами. Некоторые ученые подобные породы называют *мусорными* или *хлиболитами* (Пустовалов, 1940).

Смешанные породы пользуются широким распространением среди четвертичных континентальных отложений. Месторождения суглинков и супесей встречаются почти повсеместно в Европейской части СССР в Западной Сибири, Средней Азии, в Средней Европе и других странах.

Суглинки и супеси находят широкое применение для изготовления строительного кирпича. Некоторые разновидности суглинков

Классификация смешанных песчано-алеврито-глинистых пород

Число пластичности (для рыхлых пород)	Содержание частиц			Литифицированные		Метаморфизованные
	<0,005 мм, глина, %	0,005—0,05 мм, алеврит	0,5—1,0 мм, песок	рыхлые	сцементированные	
> 22	> 30	Больше	Меньше	Алевритовая глина	Алевритовый аргиллит	Сланец глинистый алевритовый
	> 30 20—30	Меньше Больше	Больше Меньше	Глина Суглинок тяжелый алевритовый	Аргиллит Песчаный аргиллит-алевролит	Глинистый сланец Песчанистый аргиллит-алевролитовый сланец
22—10	20—30	Меньше	Больше	Суглинок тяжелый	Алевритовый аргиллит-песчаник	Алевритовый аргиллит-песчаник
	10—20	Больше	Меньше	Суглинок легкий алевритовый	Глинистый песчаник-алевролит	Глинистый песчано-алевролитовый сланец
	10—20	Меньше	Больше	Суглинок легкий	Глинистый алеврито-песчаник	Глинистый алеврито-песчаник
10—0	10—5	Больше	Меньше	Супесь алевритовая	Глинисто-песчаный алевролит	Глинисто-песчаный алевролитовый сланец
	10—5	Меньше	Больше	Супесь	Глинисто-алевритовый песчаник	Глинисто-алевритовый песчаник
	< 5	Больше	Меньше	Песчаный алеврит	Песчаный алевролит	Песчаный алевритовый сланец
	< 5	Меньше	Больше	Алевритовый песок	Алевритовый песчаник	Алевритовый песчаник

Примечание. 1) название породы — «глина и песок» применяется для отложений всех систем от четвертичных до кембрийских, например «синяя кембрийская глина» и др.; название породы — «суглинок и супесь» без особых оснований применяется только для пород четвертичного возраста; следует устранить такую дискриминацию и применять названия — «суглинок и супесь» для отложений всех систем; 2) обычно классификация супесей и суглинков по пластичности и по гранулометрическому составу не совпадает; тяжелые суглинки по гранулометрическому составу по пластичности оказываются глинами, супеси — легкими суглинками и т. д., поэтому принята классификация по пластичности, рекомендованная геотехническим отделом строительства канала Москва-Волга (22,22—10,10—0).

применяются для получения легкого наполнителя бетона — керамзита. Тяжелые суглинки могут быть использованы для производства грубой керамики (гончарная посуда, канализационные трубы, метлахские плитки).

Переходные типы пород между обломочными и вулканогенными, карбонатными, углистыми. Между обломочными породами и вулканогенными, карбонатными, углистыми наблюдаются постепенные переходы, имеется целый ряд типов с переменным содержанием двух компонентов. Для пород, переходных между обломочными и карбонатными, существует целый ряд детально разработанных классификаций. Так, например, С. Г. Вишняков и Л. Б. Рухин (1953) предлагают различать: известковистые песчаники и глины при содержании кальцита (доломита) от 5 до 25%; известковые песчаники и глинистые мергели доломита — от 25 до 50%; песчаные известняки и мергели — 50—75% кальцита (доломита); песчанистые известняки и известковые мергели — 75—95% кальцита (доломита).

Однако все эти классификации весьма сложны и иногда излишне детальны. Предлагается более простая и однообразная система терминов и количественных границ.

При наличии в обломочной породе примеси вулканогенного, карбонатного, углистого материала до 5% сохраняется название обломочной породы, только в описании указывается присутствие примеси. При наличии примесей от 5 до 50% обломочная порода получает соответствующее прилагательное: туфогенный песчаник, углистая глина, известковая глина и т. д. При наличии вулканогенного, карбонатного материала от 50 до 95% название дается не по обломочному, а по соответствующему материалу: алевритовый туф или туффит, песчаный известняк и т. д. Содержание обломочного материала отражается в прилагательном (глинистый, песчаный). При наличии обломочного материала до 5% название устанавливается по соответствующему материалу, а содержание обломочной примеси отмечается только в описании (табл. 30). Исключение составляют только угли, к которым можно относить породы, содержащие примесь обломочного материала до 25%.

Породы, переходные между обломочными и вулканогенными. Одним крайним членом этого ряда являются обломочные породы, другим — вулканогенные, или пирокластические. Первые описаны выше, здесь же дадим краткую характеристику вторым.

Пеплы — рыхлые скопления материала, выброшенного вулканами. В составе пеплов преобладают обломки вулканического стекла (витрокластические пеплы), обломки кристаллов вулканических пород (кристаллокластические) и обломки эффузивных пород (литокластические). Если обломки имеют основной состав

Классификация

Обломочные породы	Примеси в %	Карбонатное вещество (кальцит, доломит)			
		<5	5—50	50—95	>95
Глинистые породы, $d < 0,005$ мм	Глина	Известковая глина	Глинистый известняк-мергель (доломитовый мергель)	Известняк (доломит)	
	Аргиллит	Известковый аргиллит	То же	То же	
	Глинистый сланец	Известковый глинистый сланец	"	"	
Алевритовые породы, $0,005—0,05$ мм	Алеврит	Известковый алеврит	Алевритовый известняк (доломит)	Известняк (доломит)	
	Алевролит	Известковый алевролит	То же	То же	
	Алевритовый сланец	Известковый алевритовый сланец	"	"	
Песчаные породы, $0,05—1,0$ мм	Песок	Известковый песок	Песчаный известняк (доломит)	Известняк (доломит)	
	Песчаник	Известковый песчаник	То же	То же	

переходных пород

Углистое вещество				Вулканический материал			
<5	5—50	50—75	>75	<5	5—50	50—95	>95
Глина	Углистая глина	Глинистый уголь	Уголь	Глина	Туфогенная глина	Глинистый вулканический пепел	Вулканический пепел
Аргиллит	Углистый аргиллит	То же	То же	Аргиллит	Туфогенный аргиллит	Глинистый туф—туффит	Туф
Глинистый сланец	Углистый глинистый сланец	"	"	Глинистый сланец	Туфогенный глинистый сланец	То же	То же
Алеврит	Углистый алеврит	Алевритовый уголь	Уголь	Алеврит	Туфогенный алеврит	Алевритовый вулканический пепел	Вулканический пепел
Алевролит	Углистый алевролит	То же	То же	Алевролит	Туфогенный алевролит	Алевритовый туф—туффит	Туф
Алевритовый сланец	Углистый алевритовый сланец	"	"	Алевритовый сланец	Туфогенный алевритовый сланец	То же	То же
Песок	Углистый песок	Песчаный уголь	Уголь	Песок	Туфогенный песок	Песчаный вулканический пепел	Вулканический пепел
Песчаник	Углистый песчаник	То же	То же	Песчаник	Туфогенный песчаник	Песчаный туф—туффит	Туф

и гидратизированы (подводные извержения), породы, образованные ими, называют палагонитовыми. Форма обломков обычно угловатая, реже каплевидная и шарообразная (лизолиты). Сортировка материала несовершенная или отсутствует. Часто пеплы содержат обломки разного рода и примесь настоящего обломочного материала.

Цементированные пеплы называют *туфами*. Цемент туфов обычно представлен продуктами вторичных изменений вещества породы. В цементе туфов часто присутствуют хлориты, эпидот, карбонаты, цеолиты и др. По размеру частиц различают тонкообломочные (диаметр частиц 0,1 мм), мелкообломочные (диаметр частиц до 1 мм), крупно- и грубообломочные (диаметр частиц >1 мм). Туфы заметно изменены вторичными процессами (воздействием гидротермальных растворов или выветривания). Конечным продуктом выветривания туфов являются монтмориллонитовые глины — бентониты.

Туффиты состоят из обломков вулканического стекла, эффузивных пород и минералов (полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и др.). Содержание песка, алеврита или глинистых частиц обломочного происхождения до 50%.

Цементированные породы называют туффитами, рыхлые — пеплами глинистыми, алевритовыми и песчаными. Пеплы и туффиты характеризуются слоистостью, иногда содержат органические остатки. Структуры и текстуры у них осадочные (псаммитовые, алевритовые, пелитовые). Макроскопически туффиты весьма разнообразны, чаще всего они окрашены в бурые и зеленоватые тона. Цементирующее вещество представлено глинистыми минералами, хлоритами, карбонатами и цеолитами и часто имеет вторичное происхождение (изменение вулканогенных и обломочных компонентов). Образуются они в водных бассейнах и на суше.

Туффогенные породы представляют собой нормальные осадочные образования — глинистые, песчаные, содержащие небольшую примесь (20—30, иногда до 50%) вулканогенного материала (обломки вулканического стекла, эффузивных пород и минералов). Обломочные частицы окатаны, вулканогенные — угловаты или слегка окатаны. Текстуры и структуры — нормальные осадочные, обычно слоистость, часто содержатся органические остатки. Макроскопически не всегда удается установить принадлежность пород к этому типу, для этого требуется микроскопическое изучение в шлифах.

Породы, переходные между обломочными и карбонатными. К этому типу пород относятся различные известковые глины, алевриты, аргиллиты, песчаники, содержащие более 50% обломочного материала, и глинистые, алевритовые и песчаные известняки и доломиты, содержащие более 50% карбонатного материала.

Первые представляют собой скопление глинистого и обломочного материала с карбонатным цементом и скелетами известковых организмов. Вторые — концентрацию карбонатного вещества (хемогенного и биогенного), в котором содержится большое количество как бы взвешенных глинистых и обломочных примесей.

Из перечисленных выше пород наибольшее практическое значение имеют глинистые известняки — мергели. Описание мергелей см. ниже в главе, посвященной карбонатным породам.

Породы, переходные между обломочными и углистыми. К этому типу относятся различные углистые глины, аргиллиты, сланцы, алевроиты, алевролиты, песчаники и глинистые алевроитовые и песчаные угли. Чаше других встречаются углистые глинистые породы и глинистые угли. Они являются спутниками угольных пластов, залегая в кровле и почве или замещая их по простирацию. Обычно это слоистые и тонкослоистые породы, представляющие собой переслаивание углистого и глинистого материала, содержащие многочисленные растительные остатки часто хорошей сохранности (веточки, листья — в кровле и остатки корней — в почве). Мощность углистых пород небольшая, порядка нескольких сантиметров, редко достигает метра и нескольких метров. Образуются они в болотах, торфяниках, озерах, реже в заливах и лагунах.

Глинистые угли содержат 50—75% углистого вещества, глинистые примеси распределены в них равномерно, как бы взвешены в основной углистой массе, реже сконцентрированы в виде тонких прослоек. Встречаются в кровле и почве угольных пластов, в некоторых угольных бассейнах часто слагают целые пласты.

Углистые породы и глинистые угли — обычные компоненты угленосных формаций.

Глинистые породы

К глинистым породам относятся различные глины, аргиллиты, глинистые сланцы и некоторые другие. Они составляют больше половины всех осадочных пород стратисферы и имеют большое значение для человека.

Классификация глинистых пород основана на их свойствах, генезисе и минеральном составе. Среди глинистых пород выделяются две подгруппы.

I подгруппа — глины — связные породы, держатся в куске благодаря межмолекулярным силам и сцеплению между тончайшими частицами, имеют высокую пористость, достигающую 50 и даже 60%. Глины обладают свойством пластичности: порошок глины, замешанный с водой, образует вязкое тесто, способное формоваться и сохранять приданную ему форму. Обожженное

в огне тесто приобретает каменистую твердость и крепость. Это свойство используется при изготовлении из глин различных изделий: фарфора, фаянса и другой керамики.

II подгруппа — аргиллиты и глинистые сланцы — сцементированные и метаморфизованные породы, плотные, с незначительной пористостью (несколько или 1—2%), плохо размокающие или не размокающие в воде и не обладающие пластичностью.

Глины, аргиллиты и глинистые сланцы по их происхождению можно подразделить на породы обломочные и химические,

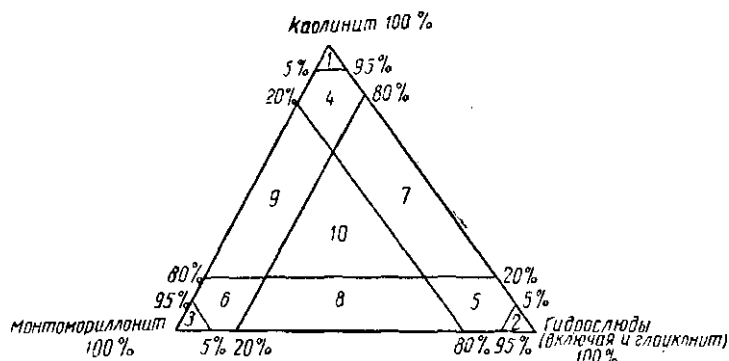


Рис. 53. Классификация глинистых пород:

мономинеральные — 1 — каолинитовые, 2 — гидрослюдистые, 3 — монтмориллонитовые, переходные, 4 — гидрослюдисто-каолинитовые, 5 — каолинито-гидрослюдистые, 6 — гидрослюдисто-монтмориллонитовые; полиминеральные — 7 — монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовые, 8 — каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые, 9 — гидрослюдисто-каолинит-монтмориллонитовые, 10 — породы смешанного состава

по обстановкам осадконакопления — на морские, лагунные, дельтовые, озерные, речные, водно-ледниковые и элювиальные (коры выветривания). По минеральному составу различают каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые и полиминеральные глины (см. рис. 53). Встречаются также хлоритовые и палыгорскитовые глины, однако значение их невелико по сравнению с другими минеральными типами.

Главными в глинистых породах являются глинистые минералы группы каолинита, гидрослюд, монтмориллонита и смешанно-слоистые образования, обнаруженные в последнее время во многих глинах и глинистых породах.

Наряду с глинистыми минералами важными компонентами некоторых глин являются хлориты, минералы группы палыгорскита и сепиолита, окислы и гидроокислы алюминия (гидраргиллит), а также глауконит и опал.

Второстепенные минералы представлены кварцем, халцедоном, слюдами, полевыми шпатами.

Таблица 31

Химический состав наиболее распространенных глинистых пород

Породы \ Силкаты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	SO ₄
Аргиллит, С ₂ , Донбасс	52,96	0,46	23,18	5,74	—	1,47	1,84	0,27	2,90	3,52	7,14	—
Глина каолинистая, Новоселицкого месторождения УССР (с гидраргиллитом)	32,34	—	47,55	0,67	—	—	—	—	—	19,30	—	—
Глина гидрослюдистая, Часов Яр	52,62	1,00	29,48	1,14	—	0,55	0,46	0,42	2,87	3,12	8,43	0,20
Глина гидрослюдистая, Косулино, Урал (Петров, 1947)	47,80	0,44	35,20	1,40	—	0,26	0,72	0,10	3,66	0,44	10,28	—
Глина каолинистая, первичный каолин, Урал, Полтавско	69,88	0,33	20,12	1,02	—	0,50	0,56	0,02	1,20	0,36	6,48	—
Глина каолинистая, вторичный каолин, Кыштым (Петров, 1947)	55,78	0,55	29,27	1,65	—	0,34	1,20	0,37	—	1,10	10,98 (п. п. п.)	0,47
Глина монтмориллоновая, Аскана, Грузия	53,50	0,15	25,12	3,96	—	2,16	5,22	2,16	0,83	—	7,26	—
Глина волюмиеральная, Майкоп, Кавказ	53,23	0,84	20,29	4,29	—	1,03	1,66	1,26	2,23	6,20	8,09	0,93
Юрские глауконитовые глины, с. Игнатово, Московской обл.	48,27	0,16	17,19	10,82	2,00	0,69	3,18	0,30	5,48	—	9,80	—

144

[illegible]

В виде новообразований в порых и в виде конкреций в глинах присутствуют карбонаты (кальцит, доломит, сидерит и др.), сульфаты (гипс), сульфиды (пирит, марказит и др.), окислы и гидроокислы железа и марганца.

В химическом отношении глинистые породы отличаются высоким содержанием глинозема (20—50%) и незначительным — щелочей (3—5%) (табл. 31 и 32).

Структуры глинистых пород пелитовые, алевропелитовые, псаммопелитовые. В зависимости от расположения и формы частиц, а также учитывая другие признаки, можно различать такие структуры.

1. Ориентированные — микрослоистая, микрослоисто-сланцеватая, сланцеватая.

2. Неориентированные — беспорядочно-зернистая, хлопьевидная, ооидная, волокнистая, конгломератовидная, брекчиевидная. По степени кристалличности глинистого вещества различают кристаллические и аморфные структуры.

Текстуры глинистых пород слоистые и неслоистые, преобладают первые. Слоистые текстуры чаще всего горизонтально-слоистые. Среди неслоистых текстур различают пятнистые, сетчатые, конгломератовидные, брекчиевидные и др.

Условия залегания глинистых пород весьма разнообразны. Это слои, пласты, линзы различной мощности и протяженности. В коре выветривания наблюдаются неправильные формы залегания.

Выше были выделены два основных генетических типа глинистых пород — обломочные и хемогенные.

Обломочные глины образуются в результате разрушения и перераспределения коры выветривания*, а также осадочных пород более древнего возраста. Образование обломочных глин происходит в речных, озерно-болотных, лагунных и морских обстановках.

Хемогенные глины формируются в результате химического выветривания кристаллических пород. Типичные примеры химической глины — первичный каолин, монтмориллонит-нонtronитовые продукты выветривания на эффузивных и ультраосновных породах и т. п.

Возможен и другой способ образования глинистых минералов — путем совместного осаждения в водоемах суши и морях коллоидов глинозема и кремнезема и адсорбцией ими из растворов катионов. Глины коллоидного генезиса отличаются тонким размером частиц и имеют раковистый излом.

Глины. Каолинитовые глины. К каолинитовым глинам относятся первичные (хемогенные) и вторичные (обломочно-

* Некоторые исследователи считают, что глинистые минералы коры выветривания образовались химическим путем, следовательно, все глины хемогенные. Если так рассуждать, то аркозовые песчаники магматогенные, они образовались из продуктов разрушения гранитов.

ного генезиса) каолины. Первые развиты в коре выветривания кристаллических пород. По составу это главным образом каолиновые породы. Второстепенными минералами являются гидрослюда, галлуазит, кварц и ряд устойчивых акцессорных минералов. В первичных каолинах часто наблюдаются крупные «вермикулитоподобные», или «воротничковые», агрегаты и отдельные кристаллы каолинита. По гранулометрическому составу и пластичности они обычно представляют собой породы, переходные между глиной и песком с большим количеством песчано-алевритовых примесей.

По внешнему виду первичные каолины жирные на ощупь, пористые породы белого и серовато-буровато-белого цвета. При растирании пальцами всегда обнаруживаются песчинки кварца.

Вторичные каолины — глины обломочного генезиса, образуются в результате перемыва первичных каолинов. В процессе размыва, переноса и отложения происходит их обогащение в природных условиях — удаление песчано-алевритовой примеси и тяжелых минералов. По гранулометрии и пластичности вторичные каолины почти всегда являются настоящими глинами. В их составе содержится $> 30\%$ (иногда $> 75\%$) глинистых частиц (диаметром $< 0,005$ мм), пластичность более высокая, чем у первичных каолинов.

В минералогическом составе вторичных каолинов преобладает каолинит, имеются небольшие примеси гидрослюда, иногда галлуазита и пылеватого кварца, очень часто примесь органического углистого вещества и сульфидов железа.

В ряде вторичных каолинов имеется значительная примесь гидраргиллита. Гидраргиллит может быть обломочного происхождения — попадал в глину в результате перемыва латеритной коры выветривания. Мог он образоваться и на месте. Глины с гидраргиллитом встречаются в соседстве с угольными пластами, содержащими сульфиды железа. При окислении пирита образуется серная кислота, которая, взаимодействуя с каолинитом, дает начало гидраргиллиту.

По внешнему виду вторичные каолины плотные, жирные на ощупь породы, окрашенные в серовато-белые, белые и серые тона. При растирании пальцами наличие обломочной примеси не обнаруживается. Глина, замешанная с водой, дает вязкое тесто и раскатывается в тонкую нить.

При несовершенной сортировке в процессе переноса и отложения, а также при смешении материала, поступавшего из различных источников, образуются каолиновые глины, содержащие много примесей, и глины переходного состава: каолинит-гидрослюдистые и др.

Каолиновые глины обладают высокой огнеупорностью — температура плавления многих глин выше 1700°C , температура спекания — $1300\text{—}1400^{\circ}\text{C}$.

Месторождения первичного каолина известны на Украине (Глуховецкое, Присяное и др.), на Урале, в Западной Сибири, на Дальнем Востоке и др. Месторождения вторичных каолинов — в палеогене Украины (Новосилцевское, Кировоградское и др.), на Урале, в Средней Европе и др.

Каолинитовые глины — ценное полезное ископаемое. Они применяются для изготовления огнеупорного кирпича — шамота, фарфора, фаянса и др., используются в бумажной промышленности в качестве наполнителя бумажной массы (20—40% от ее состава), в резиновой промышленности как наполнитель в составе резины, а также при производстве мыла, карандашей и др.

Гидрослюдистые глины. По генезису многие гидрослюдистые глины близки к каолинитовым и связаны с ними постепенными переходами. Выделяется ряд переходных типов глин: гидрослюдисто-каолинитовые, каолинито-гидрослюдистые.

Гидрослюдистые глины образуются в результате выветривания силикатных пород в условиях влажного климата и представляют собой продукты первой стадии химического выветривания. При перемыве коры выветривания, богатой гидрослюдами (глубоких горизонтов коры выветривания), образуются вторичные гидрослюдистые глины.

К гидрослюдистым глинам относятся и глауконитовые глины, так как глауконит в кристаллохимическом отношении представляет собой типичную гидрослуду. Генезис их иной. Глауконит является типичным диагенетическим минералом, возникающим при диагенезе морских осадков гумидной зоны.

Главные породообразующие минералы в гидрослюдистых глинах — гидрослюды, в том числе и глауконит. Второстепенные минералы представлены каолинитом, реже монтмориллонитом, смешанно-слойнными образованиями и некоторыми другими. Гидрослюдистые глины часто содержат значительное количество обломочных примесей: кварца, полевых шпатов, слюд и др., а также различные аутигенные новообразования (карбонаты, сульфиды и др.). Многие вторичные (обломочные) гидрослюдистые глины содержат примесь или обогащены органическим веществом.

В химическом отношении они отличаются от каолинов повышенным содержанием щелочей.

Макроскопически гидрослюдистые глины представляют собой пористые или более или менее плотные породы серого, темно-серого, белого, буровато-серого, зеленого и пестрых тонов, имеют землистое сложение, однородные или слоистые. Адсорбционная способность (емкость поглощения) выше, чем у каолинитов и ниже, чем у монтмориллонитов.

Первичные гидрослюдистые глины встречаются в коре выветривания кристаллических пород. Месторождения их известны на Урале, Украине и в ряде других районов.

Вторичные гидрослюдистые глины представляют собой различные континентальные осадки — озерные, речные, ледниковые и морские (шельфовые) и лагунные отложения. Месторождения их известны в Сибири, Средней Азии, на Урале, Украине, в Подмосковном бассейне и др.

К наиболее ценным месторождениям гидрослюдистых глин высокой огнеупорности относится Часовярское и Дружковское месторождения в полтавской серии неогена Донбасса. Эти глины состоят из монотермита. Новейшие исследования показали, что монотермит не является самостоятельным минералом, а представляет смесь каолинита и гидрослюды.

Гидрослюдистый состав имеет синяя кембрийская глина окрестностей Ленинграда, многие ледниковые глины, большинство четвертичных глин Европейской части СССР. Глауконитовые глины обнаружены в юрских отложениях Подмосковной котловины.

Гидрослюдистые глины монотермитового типа (гидрослюдисто-каолинитовые) обладают высокой огнеупорностью (до 1710°С) и применяются для изготовления огнеупорного кирпича и тонкой керамики. Рядовые гидрослюдистые глины используют для изготовления грубой керамики — метлахских плиток, канализационных труб, кислотоупорных изделий (тугоплавкие глины), строительного кирпича и черепицы (легкоплавкие глины). Гидрослюдистые глины с примесью карбонатного материала находят себе применение в цементной промышленности, глауконитовые — для изготовления зеленой краски.

Монтмориллонитовые глины в старину называли сукновальными, так как они применялись для обезжиривания шерсти, а также отбеливающими глинами или фулеровыми землями. В настоящее время их называют бентонитами и флоридами. Ряд глин получили названия по наиболее известным месторождениям, например гумбрин (по месторождению Гумбри в Грузии) и др.

Бентониты обладают способностью быстро и сильно разбухать в воде. Капля воды, упавшая на поверхность глины, вызывает ее вспучивание. Флоридины слабее разбухают в воде, но быстро распадаются на угловатые обломки при погружении в воду.

Монтмориллонитовые глины образуются в коре выветривания эффузивных пород, богатых вулканическим стеклом, средних и ультраосновных пород (железистые монтмориллониты и нонтрониты). Возникают они также в обломочных и эффузивно-обломочных породах, содержащих пирокластический материал, в лагунных и морских водоемах путем преобразования вулканического стекла и глинистых минералов в стадию диагенеза и при перемыве монтмориллонитсодержащих кор выветривания и осадочных пород, богатых монтмориллонитом.

Главным породообразующим минералом является монтмориллонит. Второстепенными — гидрослюда, различные смешанно-слоистые минералы, аллофан, опал и др.

Макроскопически монтмориллонитовые глины напоминают воск, жирны на ощупь, светлого, серовато-белого, зеленоватого и желтоватого тона, отличаются от других глин высокой пластичностью, способностью в воде разбухать, высокой адсорбционной способностью и т. п. Эти свойства глин обусловлены строением кристаллической решетки — слои решетки могут раздвигаться, а промежутки между ними заполняться водой и катионами.

Месторождения монтмориллонитовых глин известны у с. Гумбри в Грузии, вблизи г. Нальчик на Северном Кавказе и других (флоридины), у с. Аскани в Грузии, в меловых породах Крыма (кил), в третичных отложениях Средней Азии, Азербайджана, Прикарпатья и Закарпатья и других (бентониты).

Монтмориллонитовые глины (главным образом флоридины) применяются в пищевой промышленности для очистки масел, жиров, соков и т. п. Особенно много глин потребляет нефтяная промышленность для очистки нефтепродуктов. Бентониты применяются в качестве формовочных глин, для приготовления буровых промывочных растворов, в мыловаренной промышленности и в парфюмерии. Обработанные кислотами бентониты становятся хорошими адсорбентами и применяются для очистки нефтепродуктов.

Полиминеральные глины образуются в том случае, когда осадочная дифференциация вещества проходит недостаточно совершенно и при смешивании материала, поступающего из разных источников. Большинство полиминеральных глин имеет обломочное происхождение. Они широко развиты в делювиальных-склоновых осадках, в отложениях предгорий, в речных долинах и озерах, реже в морских осадках, иногда присутствуют и в коре выветривания.

Главными породообразующими минералами в них являются каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, кварц, слюды. Обычно в полиминеральных глинах одновременно присутствует два-три глинистых минерала и довольно часто встречаются смешанно-слоистые образования. Второстепенные минералы — глауконит, хлориты и ряд аксессуаров. Полиминеральные глины содержат также ряд аутигенных новообразований — карбонатов, сульфатов, сульфидов, окислов и гидроокислов железа и марганца. Некоторые из них содержат примесь или обогащены органическим веществом.

Макроскопически эти глины весьма разнообразны. Обычно это связные, пористые породы, окрашенные в светло-бурые, бурые, коричневые, серые, темно-серые и зеленоватые тона. В зависимости от наличия песчаной и алевритовой примеси и мине-

рального состава они обладают высокой (мало примесей) или низкой пластичностью (много примесей).

Полиминеральные глины пользуются широким распространением в четвертичных континентальных осадках и покрывают огромные пространства равнин Европейской части СССР, Западной Сибири, Средней Европы и др. Месторождения полиминеральных глин весьма многочисленны и встречаются повсеместно. Они применяются для изготовления строительного кирпича и грубой керамики. Некоторые разновидности этих глин пригодны для получения керамзита.

Аргиллиты и глинистые сланцы. *Аргиллиты* — сцементированные и уплотненные глинистые породы слоистой или неслоистой текстуры. Окрашены в серые, темно-серые, зеленовато-серые, бурые, коричневые, реже красные и пестрые цвета. Как правило, они не размокают в воде и лишены пластичности. Некоторые типы аргиллитов размокают в воде, последнее связано с их минералогическим составом (наличие разбухающих минералов). Пористость аргиллитов невысокая: от 10—12 до 1—2%. По минеральному составу они весьма разнообразны. Наибольшим распространением пользуются гидрослюдистые и полиминеральные аргиллиты. Глинистые минералы в аргиллитах имеют обломочное и аутигенное происхождение. Обломочные минералы в процессе катагенеза подвергаются существенным изменениям. Особенно широко развит процесс гидрослюдизации каолинита. В аргиллитах наблюдаются ориентированные структуры — параллельное расположение чешуек глинистых минералов и слюд своими длинными размерами, обуславливающее одновременное угасание их в шлифе при скрещенных николях микроскопа. Помимо глинистых минералов в аргиллитах всегда присутствуют кварц, слюды, полевые шпаты, иногда глауконит, карбонаты, опал, халцедон, окислы железа и целый ряд аксессуарных минералов. Многие аргиллиты обогащены органическим веществом.

Сланцеватые аргиллиты представляют собой еще более измененные глинистые породы, характеризующиеся наличием сланцеватости, которая обычно совпадает с напластованием и обязана своим происхождением давлению нагрузки вышележащих толщ.

Глинистые сланцы — плотные сланцеватые глинистые породы, не размокающие в воде и имеющие ничтожную пористость (обычно менее 1—2%). Окрашены они в различные тона серого, темно-серого цвета, редко светлые и пестрые.

Благодаря хорошо выраженной сланцеватости легко раскалываются на тонкие плитки толщиной в несколько миллиметров. Сланцеватость может совпадать и не совпадать с напластованием. Излом сланцев ровный — гладкий по сланцеватости и неровный — занозистый поперек сланцеватости. Поверхность излома имеет шелковистый отлив. Темный цвет сланцев обусловлен наличием органического углистого и высокометаморфизо-

ванного битуминозного вещества. В минералогическом отношении глинистые сланцы представляют собой гидрослюдистые и полиминеральные породы с новообразованиями серицита, хлорита, вторичного кварца и карбонатов (чаще всего кальцита, реже доломита, анкерита и др.). Структуры сланцев ориентированные — сланцеватые; глинистые минералы и новообразования располагаются параллельно своими длинными размерами и перпендикулярно давлению стресса (кливаж течения).

К этому же типу пород относятся аспидные, кровельные и филлитоподобные сланцы, представляющие переходные типы пород между осадочными и метаморфическими.

Аспидные сланцы — плотные сланцеватые породы темно-серого до черного цвета, обогащенные углистым веществом.

Кровельные сланцы — плотные сланцеватые породы серого, зеленовато-серого, буровато-серого цвета, обладают способностью раскалываться на плитки толщиной 3—5 мм и не ломаются при пробое.

Филлитоподобные сланцы — плотные сланцеватые породы с хорошо выраженным шелковистым отливом на изломе, имеют часто сегрегационно-линзовидные структуры и содержат секущие жилки кварца и других минералов. Главные породообразующие минералы — серицит, мусковит, хлорит, кварц и карбонаты.

Характерная особенность этих сланцев — наличие кливажа течения (параллельной ориентировки чешуйчатых минералов, перпендикулярно давлению стресса) и кливажа разрыва. Аспидные и филлитоподобные сланцы встречаются в нижнем и среднем структурных ярусах геосинклиналей.

ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ, ЖЕЛЕЗИСТЫЕ, МАРГАНЦЕВЫЕ, ФОСФАТНЫЕ И КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Глиноземистые породы — аллиты

Состав, строение и классификация аллитов. К глиноземистым породам относятся латериты и бокситы. Латериты — продукты глубокого выветривания кристаллических пород (кора выветривания), бокситы бывают остаточными или латеритными, осадочными платформенными и осадочными геосинклинальными. Залегают они в виде пластов, пластообразных залежей, линз, гнезд среди карбонатных, обломочных и глинистых пород. Латеритные бокситы разделяют на остаточные и метасоматические. У первых наблюдается постепенный переход в породы коры выветривания, вторые сохраняют структуру материнской породы. Осадочные платформенные бокситы приурочены к делювиальным, аллювиальным и котловинным (озерным) отложениям. Геосинклинальные бокситы обычно залегают на закарстованной поверхности известняков и покрываются карбонатными породами с морской фауной. Остатки морской фауны (пелициподы, гастроподы, гониатиты и др.) нередко встречаются и в пластах бокситов.

Классификация глиноземистых пород основана на генетическом, минералогическом и текстурно-структурных признаках (табл. 33).

Породообразующими минералами в бокситах являются гидраргиллит, бемит, диаспор, лимонит, гетит, гидрогетит, гидрогематит, каолинит. В метаморфизованных разностях встречается гематит и корунд. Второстепенными минералами являются кварц, опал, халцедон, аллофан, галлуазит, хлориты, минералы двуокиси титана и терригенные примеси (табл. 34 и 35).

Текстуры и структуры бокситов: землистые, пористые и кавернозные, оолитовые, бобовые, конкреционные, афанитовые, обломочные, микрозернистые и пелитоморфные. По внешнему макроскопическому виду и окраске они весьма разнообразны — обычно бурые, красно-бурые, красные, реже белые, серые, зеленовато-серые и пестрые. Латериты окрашены в кирпично-красные тона и представляют собой пористую породу, напоминающую кирпич (от *later* — кирпич). В свежем состоянии режутся ножом, на воздухе твердеют. Бокситы иногда напоминают латериты, в других случаях подобны аргиллитам, глинистым сланцам, железным рудам, яшмам и не обладают пластичностью.

Классификация глиноземистых пород

Генезис \ Минеральный состав	Гидраргиллитовые (главным образом мезокайнозойские)	Бемит — диаспоровые (главным образом палеозойские)
Хемогенные: а) коры выветривания — остаточные	Латериты (современные)	Бокситы древних кор выветривания (например, подкарбоновые Белгородской обл.)
б) метасоматические	Бокситы Арканзаса по нефелиновым сиенитам и Британской Гвианы по энидотозитам	
в) озерно-болотные	Оолитовые, бобовые, афанитовые с растительными остатками, иногда прослоями угля	Оолитовые, бобовые, афанитовые с растительными остатками, иногда прослоями угля
г) морские	Афанитовые глиноподобные, оолитовые, бобовые с морской фауной	Афанитовые глиноподобные, оолитовые, бобовые с морской фауной
Обломочные: а) делювиально-пролювиальные	Продукты перемыва или древних бокситов, или латеритной коры выветривания. С обломочной структурой: алевроитовой, песчаной и т. п.	Продукты перемыва, или древних бокситов, или латеритной коры выветривания. С обломочной структурой: алевроитовой, песчаной и т. п.
б) аллювиальные	Продукты перемыва латеритной коры выветривания и древних бокситов. С обломочной структурой	Продукты перемыва латеритной коры выветривания и древних бокситов. С обломочной структурой
в) котлованные (в основном озерные)	То же	То же

Происхождение и распространение латеритов и бокситов.

Латериты — продукты современной коры выветривания силикатных пород, образующиеся в условиях тропического и субтропического климата.

В латеритном профиле выветривания различают следующие зоны (по материалам латеритной коры выветривания Индии и Эфиопии).

1. Поверхностная зона. Сложена сверху красной глиной, ниже плотной железистой коркой, состоящей из гидроокислов (и частью окислов) железа и гидраргиллита красного или красноватого цвета.

Таблица 34

Минеральный состав глиноземистых пород

Породы \ Минералы	Кварц	Гель SiO ₂ и TiO ₂	Гематит	Гидрат- гидат	Диаспор	Шамозит	Прочие минералы
Плитняково - яшмовид- ный боксит, Север- ный Урал, Красная Шапочка, (Швецов, 1958)	0,3	8,8	25,3	—	60,5	3,2	1,9
Оолитовый боксит, Се- верный Урал, Крас- ная Шапочка (Шве- цов, 1958)	0,5	8,0	26,3	—	66,8	2,8	1,0
Каменный боксит, Урал, Соколовское месторождение (Шве- цов, 1958)	0,5	15,7	30,7	30,6	—	17,4	5,1
Рыхлый боксит, Урал, Соколовское место- рождение (Швецов, 1958)	0,1	7,6	40,1	46,0	—	2,8	3,4
Латеритная кора выве- тривания базальтов Бразилии	0,90	6,02*	7,58 + 19,62 гетита	35,78	—	—	28,81**

* Каолинит, метагаллузит, ферригаллузит.

** Опал и халцедон — 0,16%, ильменит — 3,86% и лейкоксен — 2%.

2. Нижележащая зона обогащения, пятнистая, сложена преимущественно гидраргиллитом с примесью гидроокислов железа.

3. Зона первичного разложения, сложенная главным образом каолинитом, вверху с примесью кремнезема (кремнисто-каолининовая).

4. Каолинизированные кристаллические породы.

5. Неизменные кристаллические породы.

Латеритная кора выветривания образуется при интенсивном промывании почвы дождевыми водами, в результате чего выносятся кремнезем и большинство катионов. На месте остаются наименее подвижные соединения. Возможно, что в этом процессе принимают участие микроорганизмы.

По поводу происхождения бокситов существуют следующие гипотезы.

1. Бокситы — хемогенный осадок, образовавшийся в морских и озерных водах благодаря коагуляции и осаждению гелей глинозема.

2. Бокситы образуются в результате воздействия серной кис-

Таблица 35

Химический состав глиноземистых пород в %

Породы	Окислы										п п п
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O + K ₂ O	
Плутонково-имшоидный боксит, Северный Урал, Красная Шапочка (Швецов, 1958)	5,04	2,16	52,87	25,32	1,02	0,16	0,19	0,37	0,11	0,22	12,35
Оолитовый боксит, Северный Урал, Красная Шапочка (Швецов, 1958)	4,95	2,16	52,96	26,85	0,87	0,07	0,03	0,07	0,06	0,11	11,72
Каменный боксит, Урал, Соколовское месторождение (Швецов, 1958)	12,66	3,30	27,55	30,74	5,38	0,03	0,30	0,24	0,68	0,16	19,52
Рыхлый боксит, Урал, Соколовское месторождение (Швецов, 1958)	3,89	4,30	31,67	40,16	0,87	0,03	0,17	0,04	0,33	0,19	18,12
Латеритная кора выветривания базальтов Бразилии	14,10	4,12	32,74	27,90	1,86	—	Следы	0,10	—	—	18,78

лоты на каолиновые минералы. Серная кислота возникает при окислении пирита.

3. Бокситы — хемогенное образование — ископаемая кора выветривания латеритного типа.

4. Бокситы — результат размыва латеритной коры выветривания и переотложения продуктов выветривания в морских и озерных водоемах.

5. Бокситы образуются в болотно-озерных условиях в результате концентрации глинозема растениями.

6. Образование бокситов связано с подводной вулканической деятельностью — выносом в морские воды глинозема и затем осаждение гидроокислов алюминия химическим путем.

Освобождающийся при выветривании глинозем (разложение каолина) подвижен только в резко кислых и резко щелочных условиях, которые редко встречаются в природе. Гидроокись алюминия может образовать устойчивые в растворе коллоиды с гумусовыми веществами. В таком виде они выносятся речными водами в озера и моря, где и происходит ее отложение в виде геля гидроокисла.

Однако образование бокситов путем хемогенной садки в водных бассейнах (гипотеза А. Д. Архангельского) вряд ли имело большое значение из-за малой подвижности соединений алюминия. Открытие и изучение новых месторождений бокситов за последние два десятилетия показало, что большая часть бокситов представляет собой либо латеритную кору выветривания (Белгородские, Криворожские и др.), либо водно-осадочные образования, возникшие в результате размыва и переотложения латеритной коры выветривания в озерных и морских бассейнах (Тихвинское, Североонежские и др.).

Бокситы — трудный объект для изучения вследствие малых размеров частиц глиноземистых минералов и часто интенсивной окраски тонкодисперсными окислами железа. Основные методы исследования бокситов — термический, рентгеновский и химический анализы. Изучение их в шлифах и иммерсиях представляет важный, но в общем подсобный метод исследования.

Наиболее крупные залежи бокситов в СССР обнаружены в полосе бокситовых месторождений Восточного склона Северного Урала (Красная Шапочка и др.) девонского возраста, Тихвинские бокситы северо-западной окраины Подмосковского бассейна каменноугольного возраста, мезокайнозойские бокситы Мутоджар и Казахстана, Криворожские третичного возраста и др. За границей крупные месторождения бокситов известны в Югославии, Греции, Южной Франции, Северной Америке (третичные бокситы Арканзаса) и др.

Основная масса добываемых бокситов применяется для получения алюминия, некоторая часть для изготовления огнеупоров и адсорбентов.

Железистые породы

Состав, структуры и классификация железистых пород. К железистым породам относятся железные руды осадочного генезиса окисные, карбонатные, силикатные и различные железистые образования — ортштейны, орзанды и т. п., а также россыли песков, богатые железистыми минералами. Они залегают в виде пластов, пропластов, прослоев, линз, гнезд и в виде образований неправильной формы (кора выветривания). Классификация железистых пород основана на генезисе, минеральном составе и текстурно-структурных признаках (табл. 36).

Главные минералы железистых пород — лимонит, гетит, гидрогетит, гематит, гидрогематит, лепидокрокит, магнетит, сидерит, пистомезит, сидероплезит, анкерит, тюрингит, шамозит, вивиянит, керчинит, окислы и гидроокислы марганца, сульфиды железа; второстепенные — кальцит, глауконит, хлориты, глинистые минералы и терригенные примеси — кварц, полевые шпаты, слюды и др. (табл. 37).

Текстуры и структуры железистых пород слоистые и неслоистые, землистые, оолитовые, бобовые, конкреционные, брекчиевидные, конгломератовидные, различные коллоидные и метаколлоидные, сферолитовые, радиально-лучистые, коррозионные и др.

По внешнему виду и окраске железистые породы весьма разнообразны: окисные и гидроокисные породы окрашены в бурые, охристо-бурые, красно-бурые, вишнево-красные до красных тонов. Хлоритовые и хлорито-сидеритовые — в зеленовато-серые-табачные тона. Сидеритовые породы окрашены в темно-серый до черного цвет. Темную (до черной) окраску имеют и магнетитовые пески.

Происхождение и распространение железистых пород. Источником железа являются кристаллические породы, содержащие многочисленные железистые минералы. При процессах выветривания железо переходит в гидроокись и перемещается водами в виде механической взвеси и коллоидов гидроокиси железа. Частично перенос осуществляется в виде сульфатов и бикарбонатов закисного железа. Принесенное таким путем железо распределяется в водоемах по законам механической дифференциации, согласно с гидродинамикой бассейна. Поскольку частицы взвеси и коллоиды имеют малые размеры, наибольшие (кларковые) количества железа наблюдаются в глинистых осадках.

Рудные концентрации железа возникают, главным образом, при диагенезе, благодаря накоплению взвесей и коллоидов — гидроокислов железа, преобразованию их в обломочных минералов, содержащих железо (пироксены, амфиболы, слюды, гранаты, магнетит, ильменит и др.), концентрации которых в мелко-

Классификация железистых пород

Генезис	Минеральный состав	Оксидные — окислы и гидроксиды железа	Карбонатные	Силикатные	Смешанного состава
I. Хемогенные:					
а) прибрежно-морские	Бурожелезняковые пластовые залежи (типа Хоперских)	Сидеритовые конкреционные руды карбона, юры, Русской платформы, Англии, Франции	Шамозитовые руды (типа Северо-Африканских)	Оолитовые — гидрогетит-лептохлорит-сидеритовые (типа Керченских)	
б) озеро-болотные	Бурожелезняковые конкреционные и болотные. Современные руды озер и болот Севера (с Mn)	Конкреции и стяжения карбонатов железа в угленосных отложениях карбона и перми и современных болотах и торфяниках		Оолитовые гидрогетит-лептохлоритовые (типа Орско-Халиловских)	
в) аллювиальные	Бурожелезняковые конкреционные руды — отложения северных рек			Оолитовые гидрогетит-лептохлорит-сидеритовые (типа Приаральских)	
г) подпочвенные	Орштейны и орзанды северной лесной зоны				
д) коры выветривания	Железная шпалла сульфидных месторождений				
е) метасоматические	Бурожелезняковые скопления по хвостам пластов известняков (Донбасс) и др.				
II. Обломочные					
а) морские и аллювиальные	Магнетитовые пески Продукты перемыва древних железных руд				

Примечание. Железистые кварциты и джеспилиты относятся к метаморфическим породам и здесь не рассматриваются.

Таблица 37

Химический состав железистых и марганцевых пород в %

Породы	Оксиды										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	или
Хлорито-сидеритовая руда. Лятское месторождение	11,78	0,22	7,28	26,63	24,28	1,37	2,57	1,21	0,45 (р)	0,09	23,00
Оолитовая окисная руда. Керченское месторождение	16,54	0,32	9,07	53,80	0,21	3,25 (Mn ₂ O ₃)	0,69	0,61	2,21	0,10	13,97
Сидеритовая руда. Выксунский район, г. Горький	16,88	0,32	3,09	1,04	41,62	2,33	3,17	1,41	0,05	—	30,50
Бобовая озерная руда, Карелия . . .	19,27	0,29	8,12	35,10	—	13,19	2,61	1,06	2,45	0,06	17,11
Оолитовая черная руда, Чиатуры, Грузия	3,50	—	—	0,70	—	24,90 + MnO ₂ — 60,60%	3,04	—	0,52	—	5,53
Карбонатная руда, Чиатуры, Грузия	2—35	—	2—9	3—6	—	9—40	10—30	1—2	0,3— 0,4	—	20,38

водной области моря бывают значительные, а также благодаря высачиванию подземных вод, богатых железом на дне моря.

На проветриваемых участках дна (прибрежно-морские обстановки с развитием песчаных осадков — литораль и сублиторали) образуются бурожелезняковые — окисные руды. В лагунно-заливных условиях в восстановительной среде возникают хлоритовые и сидеритовые руды.

Значительно более разнообразны условия возникновения железных руд на суше.

Железные руды образуются в зоне окисления сульфидных месторождений (железная шляпа или стеклянная голова) и при процессах метасоматического замещения известняков. В странах с избыточным увлажнением и лесным покровом возникают железистые конкреции и стяжения на уровне грунтовых вод (орштейны и орзанды под подзолистыми почвами севера). Иногда они имеют практическое значение.

Особенно часто железные руды образуются в озерно-болотных условиях.

В озерах и болотах севера накапливаются окисные бобовые руды, часто содержащие значительную примесь марганца. Осаждение железа происходит хемогенным путем, но не исключено также участие бактерий. В болотах и торфяниках в восстановительной обстановке образуются сидеритовые стяжения и конкреции.

И, наконец, возможно образование железистых пород — оолитовых — гидрогетит лептохлорито-сидеритовых — в речных (пойменных) дельтовых и лиманных осадках (олигоценные руды Приаралья).

Месторождения железных руд: Керченское в третичных отложениях, Хоперское в девоне, Халиловское, Приаральская группа месторождений в олигоцене, Тульские и Липецкие руды карбона Подмосковного бассейна, месторождения Эльзаса и Лотарингии, Северной Африки и др.

Практическое применение — руды на железо.

Марганцевые породы

Состав, структуры и классификация марганцевых пород. К марганцевым породам принадлежат различные осадочные образования морского, лагунного и континентального происхождения (озерные руды, руды коры выветривания), содержащие, как правило, более 10% окиси марганца. Классификация марганцевых пород основана на генезисе и минералогическом составе. Среди них выделяются по генезису хемогенные и хемогенные разности и по минеральному составу — окисные и карбонатные (табл. 38).

Главные минералы марганцевых пород — окислы и гидроокси-

Классификация марганцевых пород

Генезис \ Минеральный состав	Окисные (окислы и гидро-окислы марганца)	Карбонатные
I. Хомогенные или хемобногенные: а) прибрежно-морские, образовавшиеся в спокойных водных условиях в окислительной обстановке б) те же, но образовавшиеся в восстановительной обстановке в) прибрежно-морские, образовавшиеся в условиях волнений и течений (окислительная среда) г) озерно-болотные II. Хемогенные: а) коры выветривания	Пластовые скопления среди кремнистых пород — Пластовые и линзовидные скопления марганца среди обломочных пород Железо-марганцевые образования главным образом современных болот и озер Севера Руды коры выветривания	Марганцевистые известняки и карбонатные руды марганца

слы марганца — манганит, пиролюзит, псиломелан, или шад, и другие; карбонаты марганца — манганокальцит, родохрозит и др. Кроме минералов марганца в виде второстепенной составной части присутствуют глауконит, опал, халцедон, окислы и гидроокислы железа, глинистые минералы, кальцит, анкерит, сидерит и терригенные примеси (см. табл. 37).

В кремнистых и кремнисто-глинистых породах (олоковидных), сопровождающих марганцевые руды, нередко встречаются остатки кремневых организмов (спикули губок, диатомей, радиолярии), в самих рудах иногда находят остатки усонюгих раков (Никопольское месторождение).

Марганцевые породы имеют черную окраску, часто землистое сложение (напоминают кусок земли — почву), реже конкреционное, оолитовое, бобовое. Карбонатные марганцевые породы окрашены в светлые тона — серовато-белые с розоватым оттенком, розоватые, мелко- и микрзернистые, часто тонкослоистые.

Соединения марганца широко распространены в осадочных породах, но не образуют больших концентраций (конкреции, на-

теки, дендриты и т. п.). Крупные концентрации марганца — руды в осадочных породах встречаются значительно реже.

Происхождение и распространение марганцевых руд. Марганцевые руды осадочного происхождения образовались в результате хемогенного и биохемогенного осаждения (деятельности бактерий) в условиях мелководных морских заливов и прибрежной области моря, а также в озерно-болотных условиях на суше.

Источником марганца являются кристаллические породы. Переносится он, вероятно, в виде коллоидов гидроокиси марганца, частично в ионной форме. Причиной осаждения марганца является коагуляция коллоидов и, возможно, деятельность бактерий.

Пластовые скопления марганцевых пород, ассоциирующихся с кремнистыми, образовались в прибрежной области неглубокого моря, о чем свидетельствует характер осадков, примесь терригенного материала (в том числе и песчаного), органические остатки.

Накопления марганца происходило благодаря коагуляции коллоидов четырехвалентного марганца, принесенных с суши.

В мелководной области, где благодаря волнениям в изобилии присутствует кислород, формируются окисные руды, на больших глубинах в восстановительной обстановке — карбонатные руды (двухвалентного марганца). Таким же способом образуются многочисленные марганцевые конкреции в глубоководных океанических илах.

Реже встречаются окисные марганцевые руды, ассоциирующиеся с известняками и песчаниками. Руды первого типа характеризуются значительной примесью карбоната Са, руды второго типа — повышенным содержанием кремнезема за счет обломочного кварца.

Возникновение подобных месторождений также связывают с приносом коллоидов окиси марганца и их коагуляцией в области накопления карбонатных хемогенных илов и песчаных осадков.

И, наконец, широко известны болотно-озерные руды марганца, где он в виде гидроокисных соединений ассоциируется в различных пропорциях с окислами и гидроокислами железа (лимонит — псиломелановые руды болот торфяников Финляндии, Карелии, Швеции и др.).

Месторождения марганцевых руд известны в олигоценовых отложениях Украины (Никопольское), Грузии (Чиатурское), в третичных отложениях Индии и др. Практическое применение марганцевых пород — руды для получения марганца.

Фосфатные породы

Состав, структура и классификация фосфатных пород. К фосфатным породам относятся различные осадочные образования морского и наземного происхождения: пластовые,

конкреционно-желваковые фосфориты и костяные брекчии. Обычно к фосфатным относят породы, содержащие не менее 10% P_2O_5 . Классификация их основана на генезисе, минеральном составе и текстурно-структурных признаках (табл. 39).

Таблица 39

Классификация фосфатных пород

Генезис	Минеральный состав	Гидроксил-апатитовые	Даллитовые (подолитовые), курскитовые	Коллофанитовые и штаффелитовые
I. Хемогенные или биохемогенные:				Пластовые
а) морские глубоководной области шельфа		—	Желваково-конкреционные, конкреционно-лучистые	
б) мелководной лагунно-заливной обстановки		—	Выделения фосфатных минералов в карбонатных конкрециях и цементе обломочных пород	
в) континентальные		—	Островные, карстовые и натечные — метасоматические фосфориты	
I. Биогенные:				
а) морские		Костяные брекчии (из костей рыб). Фосфатные остатки организмов		
б) аллювиально-озерные		Костяные брекчии (из костей рыб)		
в) континентальные (пещерные)		Костяные брекчии (из костей млекопитающих)		

Главные породообразующие минералы фосфатных пород — соли фосфатной кислоты: гидроксилapatит, карбонатапатит, ряд минералов, близких к ним, — даллит (подолит), курскит, штаффелит (франколит) и аморфный фосфат — коллофанит. Важная составная часть фосфоритов — карбонаты кальция, магния и железа.

Второстепенными минералами могут быть опал, халцедон,

кварц, глауконит, сульфиды железа и тяжелых металлов, органическое вещество и терригенные частицы гравийной, песчаной и алевроито-глинистой размерности. Последние являются существенной частью желваковых фосфоритов.

Фосфориты содержат P_2O_5 в количестве от 10 до 40% и часто обнаруживают повышенные концентрации редкоземельных и радиоактивных элементов (особенно костяные брекчии; табл. 40), весьма разнообразны по внешнему виду и текстурно-структурным признакам. Среди них встречаются породы белого, серого, темно-серого, черного, зеленовато-серого цветов. Они могут напоминать конгломерат, песчаник, аргиллит и т. п. Чтобы не пропустить фосфориты, следует в поле проводить качественную реакцию на содержание в породе фосфора. Для этого порошок породы смачивается молибденовокислым аммонием с крепкой азотной кислотой. Наличие фосфора определяется по появлению ярко-желтого осадка.

Текстуры и структуры фосфоритов: слоистые, конкреционные (и желваковые), оолитовые, псевдоолитовые, сферолитовые, реликтово-органические, органические, обломочные. Залегают они среди глауконитовых, обломочных и карбонатных пород. Иногда фосфатное вещество является цементом в обломочных и глауконитовых породах.

Пластовые — геосинклинальные фосфориты залегают в виде пластов мощностью от нескольких сантиметров до 15—17 м, окрашены обычно в темные тона. Макроскопически похожи на песчаник, кремнь, яшму. В шлифе видно, что они состоят из комочков почти изотропного фосфата, окруженного оболочкой из поляризующего свет фосфата. Эти комочки (псевдоолиты) сцементированы аморфным фосфатом.

Желваковые фосфориты распространены в платформенных отложениях. Их разделяют на кварцево-песчаные, кварцево-алевритовые и глауконито-песчаные. В шлифе видно, что образовались они в результате местной цементации обломков и глауконита фосфатным веществом. Последнее чаще всего представлено минералом курскитом или подолитом.

Происхождение и распространение фосфоритов. Биогенная гипотеза Меррея, Кайе, Архангельского. Согласно этой гипотезе образование фосфоритов происходит в морских водоемах в результате гибели и разложения организмов, освобождения P_2O_5 , накопленного в телах организмов, и выпадения его в осадок в виде фосфатных минералов. Обилие фосфоритов наблюдается в местах массовой гибели организмов — при встрече теплых и холодных течений и т. п.

Гипотеза Казакова. Поверхностные воды морей и океанов бедны P_2O_5 (5—10 мг/м³). С глубиной содержание P_2O_5 заметно повышается, достигая на глубине 500 м 300 мг/м³. Одновременно падает температура воды, а давление увеличивается.

Химический состав фосфоритов в %

Породы \ Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O + Na ₂ O	F	SO ₃	п.п.
Фосфоритовая конкреция. Кембрий Подолы (по Бушинскому)	3,25	0,07	0,23	2,50	—	0,20	49,79	0,35	36,18	0,30	0,57	—	6,29
Желваки кварцево-песчанистого фосфорита. Сеноман Брянска	47,01	0,11	0,70	2,37	—	0,05	24,01	0,42	15,61	1,07	1,88	1,20	5,33
Желваки глауконитоглинистого фосфорита. Валанжий р. Вятка	12,46	0,10	2,06	3,34	2,81 (FeS ₂)	0,16	37,17	0,80	23,47	1,86	2,59	1,36	9,25
Пластовый фосфорит, Каратау	3,80	—	0,81	0,61	0,30 (FeS ₂)	0,07	48,75	2,53	34,29	0,26	3,49	0,85	4,37

Все это приводит к возрастанию парциального давления CO_2 (на глубине 500 м оно равно $12,1 \cdot 10^{-4}$ атм).

Высокое парциальное давление CO_2 препятствует осаждению карбонатов и фосфатов. При подъеме вод на шельф (глубина 50—250 м) парциальное давление уголекислоты уменьшается и происходит осаждение сначала карбонатов, а затем и фосфатов.

Источником P_2O_5 в морской воде является разложение планктонных организмов.

В сущности обе гипотезы сходны — источником фосфора являются организмы. Разложение организмов пополняет запас фосфора в морской воде, из которой фосфатные минералы осаждаются химическим путем (биохемогенные гипотезы).

Однако прямое осаждение фосфатных минералов из морской воды вряд ли возможно, так как концентрация P_2O_5 в морской воде далека от насыщения. Скорее всего осаждение фосфатных минералов происходит в осадке в раннем диагенезе из иловых растворов, где концентрации P_2O_5 в 4—5 раз выше, чем в морской воде (до 1000—1200 мг/м³).

Наиболее крупные месторождения пластовых фосфоритов известны в кембрии Каратау (Казахстан), в пермских отложениях Скалистых гор (США), в верхнем мелу и палеогене северной Африки.

Конкреционные фосфориты встречаются значительно чаще. В СССР месторождения их известны в силуре (первичные) и мелу (вторичные) Подолии, в меловых и палеогеновых отложениях Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса (Изюм и др.), в меловых и третичных отложениях Поволжья, Актюбинской области и др.

Фосфориты используются как агрономическая руда.

Костяные брекчии — породы желто-серого, желто-бурого цвета, довольно пористые с сравнительно небольшим удельным весом, состоят главным образом из позвонков рыб, реже других костей (черепа, челюсти и др.), сцементированных карбонатным, песчано-глинистым или фосфатным цементом. Фосфаты костей представляют собой гидроксил — апатит.

Костяные брекчии залегают обычно в виде сравнительно тонких прослоек или линз среди терригенных и карбонатных пород.

Костяные брекчии в ископаемом состоянии встречаются довольно редко и поэтому, как правило, не имеют практического значения.

Месторождения костяных брекчий известны в третичных отложениях окрестностей Змиева Харьковской области (из костей рыб) и во многих пещерах (из костей млекопитающих).

Скопление костей позвоночных описаны в девонских отложениях Подолии, в пермских осадках бассейна Северной Двины, в мезозойских отложениях Монголии и др.

Кремнистые породы — силициты

Состав, структуры и классификация кремнистых пород. К кремнистым породам относятся различные осадочные образования целиком или частично сложенные кремнеземом хемогенного или хемобиогенного происхождения и скелетами кремневых организмов. Они залегают в виде пластов, прослоев, конкреций и конкреционных образований, иногда образуют натёки, корки и т. п.

Классификация кремнистых пород основана на генезисе и минеральном составе. По генезису выделяются чисто хемогенные (гейзериты, кремневые конкреции), биогенные (диатомиты, радиоляриты) и хемобиогенные породы, образовавшиеся в результате накопления скелетов организмов, которые при диагенезе и катагенезе существенно изменились — растворение и перетолжение кремнезема (в виде комочков опала), перекристаллизация с образованием халцедона и т. п. К хемобиогенным породам относятся трепела, опоки и некоторые яшмы. По минеральному составу выделяются опаловые, опало-халцедоновые и халцедоно-кварцевые породы (табл. 41).

Таблица 41

Классификация силицитов

Минеральный состав Генезис	Опаловые с примесью халцедона	Опало-халцедоновые и халцедоновые	Халцедоно-кварцевые и кварцевые
Биогенные	Диатомиты Радиоляриты Спонголиты	Спонголиты Радиоляриты	—
Биохемогенные	Трепела Опоки	Трепела Опоки Яшмы	Яшмы
Хемогенные	Гейзериты Кремневые конкреции Корки, натёки	Яшмы Кремневые конкреции	Яшмы Лидиты, фтаниты Кремневые конкреции

Наиболее детальную петрографическую классификацию силицитов предложил Г. И. Теодорович (1958). Она основана на количественном соотношении скелетов и кремнезема неорганического происхождения, типах органических остатков и удобна при изучении шлифов. Им выделяется 4 типа пород: 1 — состоящие из скелетов кремнистых организмов, 2 — из кремнезема минерального генезиса и скелетов кремневых организмов, 3 — из кремнезема замещающего скелеты известковых организмов и 4 — смешанного состава.

Породы	Окислы	SiO ₂	TiO ₂
Диатомит. Рг, Ульяновская обл. (по Бушинскому)		85,26	0,22
Радиолярит. Калимантан (Швецов, 1958)		94,90	0,10
Спонголит, олигоцен, Грузия (Швецов, 1958) . .		88,02	—
Тренел. Мел, Донбасс, Амвросиевка		82,72	—
Опока. Турон, Калужской обл. (Швецов, 1958) . .		88,92	0,16
Яшма ленточная. Девон, Южный урал, Орск . .		63,55	—
Кремень черный. Турон, Краматорск		96,88	—
Гейзерит. Камчатка (Устинова, 1958)		91,63	0,02
Опоковидная глина, Рг ^{ch} , Харьковская обл. .		75,67	0,50
Кремнистый мергель, Донбасс		42,32	—

Состав некоторых силицитов в %

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	$K_2O + Na_2O$	P_2O_5	mm
4,40	2,03	—	—	1,40	0,50	0,21	0,16	5,15
2,31	1,19	—	—	0,30	0,30	0,50	сл.	1,35
3,72	2,08	—	—	1,53	0,54	—	—	3,84
7,40	2,70	—	—	0,96	0,29	—	—	6,00
4,28	2,03	0,50	0,05	0,41	0,44	0,34	0,17	3,12
7,40	11,45	—	7,73	8,38	0,28	—	—	0,63
0,44	1,00	—	—	0,36	0,20	0,03	—	1,01
1,34	0,04	—	—	1,33	0,03	—	0,02	10,26
9,74	5,56	—	—	1,50	0,47	2,67	—	3,35 (?)
3,60	2,68	—	—	27,60	0,58	—	1,60	22,40

Главные породообразующие минералы силицитов — различные окислы и гидроокислы кремния — опал аморфный, содержащий до 30% воды, и различные кристаллические минералы: халцедон, кварцин, кварц, кристобалит и др. Второстепенные — карбонаты, окислы и гидроокислы железа, глаукоцит, хлориты, сульфиды железа и терригенные примеси. Силициты обычно содержат органическое вещество: углистое и битуминозное.

Породообразующие организмы кремнистых пород представлены остатками диатомовых водорослей, радиолярий и губок. Некоторые сведения о химическом и минеральном составе силицитов приведены в табл. 42 и 43.

Таблица 43

Минеральный состав некоторых силицитов в %

Минералы Породы	Кварц	Полевые шпаты	Слюда и хлорит	Глаукоцит	Опал	Глинистые минералы	Халцедон	Карбонаты	Фосфатные минералы	Прочие минералы
Трепел. Сг ₂ , Донбасс, Амвросиевка . .	6,0	0,10	0,05	2,50	91,00	0,10	—	—	—	0,25
Кремнистый мергель. Сг ₂ , Донбасс, Амвросиевка . .	2,0	0,5	—	1,0	31,0	0,5	65,0	—	—	—
Опоковидная глина, Ргсн Харьковская обл.	41,75	14,08	1,38	—	29,15	следы	—	—	—	0,25

Кремнистые породы химического происхождения — гейзериты и кремнистые туфы, кремневые конкреции, значительная часть яшм, фтаниты и лидиты.

Гейзериты и кремнистые туфы — светлые пористые породы, состоящие из опала, залегают в виде тел неправильной формы, натеков, корочек и т. п., образуются из вод горячих источников и гейзеров. Первые обычно называются кремнистыми туфами, вторые — гейзеритами.

Горячие источники и гейзеры приурочены к вулканическим областям. Классическим примером таких областей является Камчатка и Исландия. Воды горячих источников и гейзеров часто насыщены и перенасыщены кремнеземом. На большой глубине в условиях высокой температуры и повышенного давления крем-

незем находится в растворе, а когда вода выбрасывается на поверхность земли, в результате изменения давления и температуры кремнезем выпадает в осадок. Таким путем образуются кремнистые туфы и гейзериты.

Кремнистые туфы часто встречаются на Кавказе и в Закавказье, в районах развития горячих минеральных вод.

Кремневые конкреции или кремни — плотные и твердые породы с раковистым изломом. Окрашены в различные тона, чаще всего в серые, темно-серые и черные. Кремни в мелу и известняках с поверхности обычно белые, благодаря присыпке вмещающей породы и процессам выветривания. Кремневые конкреции широко распространены в осадочных породах, главным образом в карбонатных — известняках, мелу, в мергелях, реже — в обломочных.

По составу выделяют опаловые, опало-халцедоновые, халцедоно-кварцевые и кварцевые кремневые конкреции. Конкрекции в молодых отложениях имеют опаловый или опало-халцедоновый состав, в древних — халцедоно-кварцевый и кварцевый.

Кроме минералов кремнезема, в составе конкреции имеется органическое вещество, придающее кремням черный цвет, встречаются сульфиды железа, некоторые глинистые минералы и терригенные примеси.

Кремневые конкреции весьма различны по форме и по размерам. В меловых отложениях Днепровско-Донецкой впадины, на окраинах Донбасса, очень часто встречаются кремневые конкреции (до 0,5 м в диаметре и больше).

В расположении кремневых конкреций в породе часто наблюдается определенная закономерность. Так, например, в каменноугольных известняках Подмосковья, Донбасса они располагаются по напластованию цепочками, иногда сливаются друг с другом, образуя прослои, пропластки и даже пласты кремнистых пород. Число горизонтов кремневых конкреций постепенно увеличивается по мере приближения к пластам кремнистых пород.

В кремневых конкрециях очень редко встречается фауна (чаще остатки организмов с известковым цементом, реже с кремневым). Отсутствие фауны, пелитоморфная структура и состав дают основание считать, что они образовались хемогенным путем.

Обычно кремневые конкреции являются продуктом раннего диагенеза, но возникают и в поздний этап, а иногда бывают эпигенетическими. Об этом свидетельствуют минеральный состав, взаимоотношения со слоистостью (слои обтекают конкреции) и сохранность раковин в конкрециях, в то время как в самой породе они деформированы. Примером эпигенетических кремней являются плитообразные тела по трещинам отдельностей пород.

Яшмы — это халцедоновые и кварцево-халцедоновые породы, довольно сильно измененные.

Опал встречается в яшме весьма редко. Кроме основных породообразующих минералов в яшме встречается ряд примесей: окислы и гидроокислы железа (яшмы бурого цвета, коричневого, красного цвета), глинистые минералы и хлориты (яшмы серого и зеленого цвета), органическое вещество (яшмы темно-серого и черного цвета).

Яшмы разнообразны по своим текстурным особенностям и по цвету: полосчатые, пятнистые, узорчатые, бурого, красного, зеленого, серого, черного, малинового цветов. Широко распространены зеленоватые яшмы (от светло-зеленых до темно-зеленых). Есть яшмы серые до черных тонов, пестрые, когда несколько окрасок совмещаются в одном образце. В некоторых яшмах обнаружены остатки кремневых организмов (радиолярии, спикулы губок). Возможно, что яшмы, содержащие органические остатки, образовались хемобиогенным путем. Яшмы, лишенные органических остатков, возникли благодаря хемогенной садке кремнезема из морских вод. Повышенные концентрации SiO_2 (вплоть до насыщения и пересыщения раствора SiO_2) могут возникать в местах подводной вулканической деятельности.

Лучшие месторождения яшм известны на Южном Урале.

Фтаныты (синоним лидит и пробирный камень) — породы черного или темно-серого цвета, полосчатые или однородные, часто сланцеватые (из-за чего их называют также кремнистыми сланцами) состоят из кварца с примесью колчедана и углистых частиц (реже графита). Встречаются в протерозойских и палеозойских (каменноугольных) отложениях.

Кремнистые породы органогенного происхождения. К кремнистым породам биогенного и хемобиогенного происхождения относятся диатомиты, радиоляриты, спонголиты, трепелы и опоки. Все они широко распространены в мезозойских и кайнозойских отложениях.

Диатомиты — легкие, светлые, тонкопористые и мягкие породы (объемный вес 0,4—0,8). Состоят из скорлупок диатомовых водорослей, сцементированных опалом. Как и большинство опаловых пород, прилипают к языку (благодаря высокой пористости и большой удельной поверхности). Часто слоистые и микрослоистые. В виде примесей содержат глинистые частицы, зерна глауконита, спикулы губок и т. д. В отложениях четвертичного периода широко распространен глубоководный диатомовый ил. Реже встречаются диатомовые озерные осадки (Севан и др.).

Радиоляриты — породы слоистой текстуры (часто микрослоистые) от серого до темно-серого цвета. Состоят из опала, в котором рассеяны многочисленные скелетные остатки радиолярий, содержат примесь глинистых частиц и органического вещества, сульфидов железа. В четвертичных отложениях встречается глубоководный радиоляриевый ил.

Ископаемые радиоляриты связаны постепенными переходами с яшмами, содержащими остатки радиолярий.

Спонголиты — белые, серовато-белые, зеленовато-серые до темно-серых, пористые и плотные (древние) породы, состоящие из спикул кремневых губок, сцементированных опалом. Часто содержат алевритовые и песчаные примеси и глауконит. Связаны постепенными переходами с обломочными и глауконитовыми породами, с кремнистым цементом. В современных морских отложениях образуются на глубинах 250—500 м. Микропористые опаловые и опало-халцедоновые породы с содержанием спикул губок 10—50% называют гезами.

Трепелы и опоки — в куске серые, беловато-серые, иногда почти белые породы, очень легкие, напоминают каолины и мел (объемный вес трепела 0,7—1,4, опок — 1,1—1,8).

Главный минерал в трепелах и опоках — опал. Он встречается в виде мельчайших шариков микроскопических размеров и в виде цемента, связывающего эти шарики и другие компоненты породы. В небольших количествах можно встретить остатки кремневых организмов, в основном диатомовых водорослей, реже спикулы кремневых губок. Вероятно, опоки и трепелы образуются из диатомитов и спонголитов, претерпевших изменения при диагенезе и особенно во время катагенеза (растворение, перераспределение кремнезема и частичная раскристаллизация).

Кроме опала (частью халцедона) в составе опок и трепелов мы встречаем кальцит, глауконит и различные терригенные примеси. Если количество терригенных примесей велико (>50%), принято говорить об опоковидных (трепеловидных) породах. Последние распространены гораздо шире самих опок и трепелов. Среди них имеются опоковидные песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины.

Трепелы (и опоки) могут содержать в различном количестве примесь карбонатного материала. Существует постепенный переход между трепелом и опокой с одной стороны и мергелем и мелом с другой. Выделяются кремнистый, или трепеловидный, мел и мергель (до 50% SiO_2) и карбонатные трепелы и опоки (до 50% CaCO_3).

Трепелы и опоки залегают в виде пластов различной мощности и линз среди карбонатных и обломочных пород. Наиболее часто они встречаются в меловых и третичных отложениях (в Днепровско-Донецкой впадине, на окраинах Донбасса, в Польше и др.).

Кремнистые породы — ценное полезное ископаемое. Яшмы применяются как декоративный материал и для различных поделок, трепелы и опоки — для изготовления кремнистого цемента и в качестве гидравлических добавок к обычному типу цемента, как теплоизоляционный и звукоизоляционный материал.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ И СОЛИ

Карбонатные породы

Состав, структуры и классификация карбонатных пород. К карбонатным породам относятся различные известняки, мел, известковые туфы, доломиты и породы смешанного состава. Залегают они в виде пластов, иногда образуя толщи в сотни и тысячи метров, линз, конкреций, сложены, главным образом, минералами группы кальцита или скелетами известковых организмов.

Классификация карбонатных пород основана на генезисе и минеральном составе. По генезису выделяются обломочные, биогенные и хемогенные породы, по минеральному составу — кальцитовые, доломитовые и смешанного состава. Основная масса некоторых карбонатных пород почти полностью перекристаллизована и установить условия их образования не представляется возможным (табл. 44).

Главные породообразующие минералы карбонатных пород — кальцит, доломит, редко арагонит, анкерит, железисто-магнезиальные карбонаты. В породах смешанного состава важными компонентами становятся ангидрит, гипс, опал, халцедон, кварц. В некоторых карбонатных породах в заметных количествах присутствует глауконит, органическое углистое и битуминозное вещество, сульфиды железа и тяжелых металлов. Многие карбонатные породы обогащены различными терригенными примесями. Глинистые минералы представлены гидрослюдами и монтмориллонитом. Довольно часто отмечаются новообразования полевых шпатов. Среди акцессорных минералов следует упомянуть специфические для карбонатных пород — барит, целестин, флюорит.

Важнейшими породообразующими организмами карбонатных пород являются простейшие (главным образом фораминиферы), мшанки, кораллы, криноидеи, брахиоподы, моллюски, остракоды и различные известковые водоросли. О химическом составе карбонатных пород некоторое представление дает табл. 45.

Структуры карбонатных пород: обломочные, по размеру зерен псефитовые (>1 мм) и псаммитовые ($1-0,05$ мм), органические (цельноорачковинные и детритовые), органично-обломочные, микрозернистые ($0,05-0,005$ мм), пелитоморфные ($<0,005$ мм), кристаллически-зернистые с крупными зернами (обычно $>0,05$ мм), оолитовые, псевдооолитовые, пизолитовые.

Текстуры карбонатных пород: слоистые (тонко- и толстосло-

Классификация карбонатных пород

Состав Генезис	Кальцитовые породы	Доломитовые породы	Породы смешанного состава
Обломочные	Известняковые конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии, «известняковые песчаники», алевролиты	Доломитовые конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии, «доломитовые песчаники» алевролиты	Известняково - доломитовые, доломитово- известняковые конгломераты и брекчии
Биогенные	Известняки рифовые: коралловые и мшанковые. Известняки ракушечники (цельпораковинные): фораминиферовые, моллюсковые, криноидные и др. Известняки органогенно-детритовые (крупно-, средние-, мелко- и тонкозернистые): фораминиферовые, моллюсковые, криноидные и др. Известняки водорослевые. Мел	Доломиты водорослевые, доломиты с органогенной и органогенно-обломочной структурой	Известняковые доломиты, доломитовые и анкеритовые известняки, водорослевые и с органогенной структурой; углисто-карбонатные породы
Хомогенные	Известняки микрозернистые и пелитоморфные, оолитовые, псевдооолитовые, пизолитовые, известковые туфы и латекс	Доломиты микрозернистые, пелитоморфные, оолитовые, псевдооолитовые	Известняковые доломиты, доломитовые и анкеритовые известняки микрозернистые и пелитоморфные. Сульфатно-карбонатные породы: ангидрито-доломиты. Кремнисто-карбонатные породы: кремнистые известняки и доломиты. Глинистые известняки - мергели
Измененные — перекристаллизованные	Известняки кристаллически-зернистые и мраморизованные	Доломиты кристаллически-зернистые и мраморизованные	Известняковые доломиты, доломитовые известняки кристаллически-зернистые и мраморизованные

Таблица 45

Химический состав карбонатных пород в %

Породы \ Окислы	CaO	MgO	CO ₂	Нерастворимый остаток	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₂	K ₂ O + Na ₂ O	млн	Примечание
Известняк обломочный. М ₅ , Лисичанск, Донбасс, С ₂	53,63	1,65	43,01	0,88	—	0,26	0,20	0,05	—	—	—	
Известняк фораминиферовый. М ₁ , Б. Калитва, Донбасс, С ₂	46,33	0,46	39,83	2,51	5,89	2,27	4,30	—	0,57	—	—	
Известняк оолитовый. D ₇ , Донбасс, С ₂	52,25	0,86	—	3,49	—	0,39	0,85	0,08	—	—	41,58	
Доломитовый известняк, Марьевка, Донбасс, С ₂	27,58	15,02	38,23	13,08	7,63	4,46	4,01	0,05	0,13	—	—	
Доломит водорослевый. Пермь Бахмутской котловины	30,64	20,13	—	—	1,06	0,53	0,06 (+0,96 FeO)	—	0,15	0,19	45,62	Mn=0,82 Cl=0,07
Доломит оолитовый. Пермь Бахмутской котловины	28,00	18,70	—	—	7,16	1,67	0,47 (+FeO 0,66)	—	сл.	0,13	42,78	Mn=0,67 Cl=0,08
Белый пшущий мел. Белгород, Сг ₂	55,5	0,2	—	—	0,7	0,2	0,1	—	—	—	42,6	
Мергель, Новоросийск	39,32	0,75	—	—	21,32	4,14	1,64	—	0,75	—	32,62	

истые), пятнистые, комковатые, оолитовые, пизолитовые, конгломератовидные, стилолитовые. В перекристаллизованных породах массивные.

Формы отдельностей плитчатые, параллелепipedные, оскольчатые и др.

Известковые (кальцитовые) породы. Обломочные известняки состоят из обломков карбонатных пород (известняков) и известняковых организмов. Обломки имеют разную форму и размеры и в большинстве случаев подверглись механической обработке, т. е. в той или иной мере окатаны. В зависимости от формы и размера обломков выделяются конгломератовидные и брекчиевидные известняки (размер обломков >1 мм) и «известняковые песчаники» ($1-0,05$ мм).

Довольно часто в их составе преобладают обломки известняков, реже — известняков и раковин или одних раковин. Первые являются обломочными, вторые — органогенно-обломочными. Последние могут состоять из обломков раковин одного какого-либо рода организмов, например фораминифер, криноидей, пелеципод и т. п. В этом случае известняки называют фораминиферово-обломочными, криноидно-обломочными и т. д.

Обломочные известняки разнообразны по окраске и свойствам. Среди них встречаются плотные и пористые, светлые и темные разновидности. Изучение в шлифах показывает, что в одних породах обломки преобладают над цементом, в других — цементирующая масса над обломками. Цементом служит пелитоморфный или зернистый кальцит. Помимо известковых обломков обычно присутствуют терригенные примеси.

Биогенные известняки составляют большую часть известных нам известняков, состоят из остатков организмов, представленных целыми раковинами или раковинным детритом, не несущим следов механической обработки. В зависимости от характера остатков и типов организмов различают ракушечники (цельнораковинные) — фораминиферовые, пелециподовые, брахиоподовые, криноидные и др. — и органогенно-детритовые (из раковинного детрита) — фораминиферовые, пелециподовые и т. п. Часто встречаются известняки смешанного состава, например фораминиферо-водорослевые, фораминиферо-водорослево-криноидные и др.

Органические остатки скреплены кальцитовым цементом пелитоморфной или микрозернистой структуры. Количество раковин и цемента изменяется в широких пределах. Этому фактору некоторые исследователи придают большое значение и используют как классификационный признак.

Рифовые и биогермные известняки характеризуются обилием прикрепленных организмов: кораллов, мшанок, водорослей и др., к которым присоединяются раковины других животных, целые и переломанные, иногда они нацело сложены постройками ко-

раллов, мшанок. Размеры тел рифовых известняков бывают весьма значительны. Так, например, гора Ай-Петри в Крыму представляет собой рифовый массив (известняки юрского возраста).

К этому же типу относятся строматолитовые известняки. Тела строматолитов имеют уплощенную форму и меньшие размеры, сложены они почти нацело водорослями.

К биогенным известнякам принадлежит белый пишущий мел — белая мягкая порода с высокой пористостью (до 50%), обладающая связностью (держится в куске), в сухом состоянии довольно прочная. Изучение ее в шлифах и при помощи электронного микроскопа показало, что она состоит из остатков известковых водорослей — кокколитофорид и их фрагментов (более 70—85%), мелких фораминифер, мельчайших неправильной формы зерен пелитоморфного кальцита и остатков крупных раковин иноцерамов, морских ежей, брахиопод, червей и др.

При пропитывании мела трансформаторным маслом или водой в нем выявляются скрытые текстуры: ихнитовые, обусловленные массовым развитием ходов илоедов, жилистые, брекчиевидные и др.

Хемогенные известняки представлены микрозернистыми и пелитоморфными, оолитовыми и псевдооолитовыми разновидностями. Пелитоморфные известняки состоят из зерен кальцита диаметром $<0,005$ мм, форма зерен неправильная — лапчатая. В шлифе нормальной толщины зерна обычно лежат в нескольких слоях.

Макроскопически это плотные, афанитовые известняки с раковистым изломом и различной окраской — от светлой до темной.

Оолитовые и псевдооолитовые известняки состоят из зерен концентрического или радиально-лучистого строения или сферических образований, лишенных таких структур (псевдооолиты). Оолиты имеют размеры от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Количество их в породах изменчиво: в одних оолиты преобладают над цементом, в других — наоборот.

Образование оолитовых известняков происходит в зоне литорали в период седиментогенеза, в осадке в период диагенеза. Центрами кристаллизации или обрастания являются обломки карбонатов (раковин) кварца, полевых шпатов и др.

К карбонатным породам химического происхождения принадлежат также известковые туфы, образующиеся на выходах минеральных источников. Это пористые образования натечного сложения с пелитоморфной или микрозернистой структурой. Окрашены туфы обычно в желтовато-серые и буроватые тона, иногда светлые, почти белые.

Измененные — перекристаллизованные — известняки могут возникать из известняков самого различного

происхождения. Перекристаллизация известняков происходит при процессах катагенеза и метagenеза. В результате образуются кристаллически зернистые и мраморизованные известняки с зернами разного размера: микрозернистые (0,005—0,05 мм), мелкозернистые (0,05—0,25 мм), среднезернистые (0,25—0,5 мм), крупнозернистые (0,5—1 мм) и грубозернистые с размером зерен более 1 мм. В мраморизованных известняках присутствуют кристаллы кальцита величиной до нескольких сантиметров.

Если перекристаллизация происходила под давлением стресса, кристаллы кальцита обнаруживают следы деформаций (механическое двойникование, изгиб и течение).

Кристаллически зернистые и мраморизованные известняки залегают среди сильно измененных осадочных пород (главным образом в геосинклиналях).

В карбонатных породах обычно присутствуют конкреции кремнезема, барита, пирита. Кремневые конкреции широко распространены в палеозойских известняках Русской платформы и Донбасса, в мелу, третичных известняках.

Доломитовые породы. Доломитом называют породу, состоящую из минерала доломита (>95%). Обычно она содержит примесь кальцита, реже пирита, халцедона, кварца, органического вещества. В некоторых доломитах встречаются вкрапления ангидрита, гипса и сульфидов свинца и цинка. В шлифах доломитов часто наблюдается значительное количество правильных ромбоэдрических кристаллов доломита (зернистые и микрозернистые доломиты).

По макроскопическому облику доломиты напоминают известняки. Отличие заключается в различной реакции с HCl. Известняки с холодной HCl бурно вскипают, доломиты нет. Если доломитовую породу истереть в тонкий порошок, последний будет вскипать с холодной HCl, но слабее, чем известняк.

Обломочные доломиты. Среди обломочных доломитов различают конгломераты, брекчии, конгломерато-брекчии и породы с меньшим размером зерна, вплоть до песчаного (1—0,05 мм). Состоят они из окатанных или угловатых обломков доломита, сцементированных доломитовым или кальцитовым цементом. Содержат примесь терригенного материала.

Обломочные доломиты встречаются среди мощных доломитовых толщ в виде прослоев, линз, иногда пластов и представляют собой результат перебива этих толщ в условиях пляжевого мелководья.

Брекчии иногда имеют химическое происхождение — брекчии выветривания на доломитовых породах (пермь Донбасса и др.).

Доломиты с органоогенной структурой характеризуются наличием более или менее различных органических остатков. Последние сложены пелитоморфным доломитом и сцементированы пелитоморфным или зернистым доломитом. В цементе может

присутствовать в небольших количествах кальцит. Доломиты этого типа образуются при доломитизации карбонатных осадков или эпигенетическом замещении известняков. Известны доломиты с остатками кораллов, брахиопод, мшанок, пелеципод и т. д.

Водорослевые доломиты состоят из крупных караваеобразных тел — биогерм, мелких округлых — шарообразных тел, которые почти нацело сложены водорослями (синезелеными и зелеными, концентрирующими в своем теле карбонат магния). Тела водорослей сложены пелитоморфным доломитом. Цементов мало, состоит он из доломита. Водорослевые (биогермные) доломиты отличаются высокой пористостью и кавернозностью.

Известны также водорослевые доломиты с разорванными и переотложенными водорослями. Они отличаются тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью и значительно большей плотностью.

Водорослевые доломиты широко развиты в пермских отложениях (Донбасс, Приуралье, Северная Америка), в кембросилуре (Сибирская платформа) и др.

Хемогенные доломиты — это микрозернистые и пелитоморфные, лишенные органических остатков, однородные доломитовые породы, доломиты с ангидритом и гипсом и оолитовые доломиты.

Пелитоморфные доломиты — плотные, однородные породы с пелитоморфной структурой. Обычно они лишены терригенных примесей, реже содержат глинистые примеси или тонкие прослойки гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, не содержат органических остатков.

Оолитовые доломиты состоят из концентрических и радиально-лучистых оолитов, сцементированных пелитоморфным и зернистым доломитом. Иногда содержат остатки морской фауны (криноиды, моллюски).

Карбонатные породы смешанного состава — доломитовые известняки (5—50% доломита), известковые доломиты (50—95% доломита), анкеритизированные известняки (от нескольких до 30—50% анкерита), образуются путем доломитизации (анкеритизации) известкового ила, реже известняков. Иногда породы подобного типа возникают путем раздоломичивания доломитов при процессах выветривания.

Макроскопически переходные породы трудно отличить от доломитов и известняков. Для достоверного определения состава необходим химический анализ, изучение в шлифах и иммерсии с применением реакций окрашивания и термический анализ.

Встречаются они в толщах известняков и доломитов в виде пластообразных и неправильной формы тел небольшой мощности.

К карбонатным породам смешанного состава относятся так-

же углистые и кремнистые известняки и доломиты, а также глинистые известняки — мергели.

Кремнистые известняки содержат до 50% кремнезема. Это породы высокой прочности, часто содержат макроскопически заметные выделения кремнезема (инкрустации в порах и кавернах, конкреции). При более высоком содержании кремнезема (от 50 до 95%) кремнистые известняки переходят в известковые силициты.

Углистые известняки содержат до 50% углистого материала и обычно встречаются в ассоциации с угольными пластами. Окрашены они в черные тона с отпечатками растений и обугленными растительными остатками, чем отличаются от других карбонатных пород. При содержании углистого материала от 50 до 75% они называются известковыми углями. Встречаются в угленосных толщах, породы редкие и не имеют практического значения.

Мергели — тонкозернистые мягкие, реже твердые камневидные породы, окрашенные в белые, желтовато-серые, зеленовато-серые, редко темные тона. Сложены они пелитоморфным или микрозернистым кальцитом (редко доломитом) и тонким глинистым материалом. Распределение глинистой примеси равномерное, редко она концентрируется в тонких прослоях. В некоторых мергелях обнаружено значительное количество кремнезема (в виде опала). Такие породы называют кремнистыми мергелями. Глинистое вещество представлено главным образом монтмориллонитом и гидрослюдой. Иногда мергели содержат глауконит (глауконитовые мергели), цеолиты, барит, пирит. Многие слои мергелей содержат ходы илоедов и скелеты фораминифер, кокколитофорид и др.

Мергели употребляются для изготовления цемента. Особенно ценны так называемые цементные мергели, содержащие три четверти карбоната кальция и одну четверть глинистых примесей.

Происхождение и распространение карбонатных пород. Известняки обломочные образуются в результате разрушения и перемыва более древних известняков и механической обработки скелетов известковых организмов. Обломки пород и раковин подвергаются интенсивной механической обработке в полосе прибоя, в зоне волнения и приливо-отливных течений (литораль и сублитораль), в потоках и в той или иной степени окатаны. Раковины измельчаются также илоедами. Таким путем образуется большая часть мелководных карбонатных осадков современных морей.

При захоронении обломков вблизи источников сноса без заметной механической обработки образуются брекчии.

Известняки, возникшие в результате механической обработки раковин, называются органогенно-обломочными.

Известняки биогенные представляют собой продук-

ты жизнедеятельности животных и растений. Среди них различают биогермы — прижизненные скопления прикрепленных организмов, находящихся в положении роста, и биоценозы — прижизненное скопление организмов, обитающих вместе на определенном участке дна бассейна.

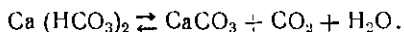
К биогермам относятся рифовые известняки: коралловые, мшанковые, водорослевые, строматолитовые и др.

Биоценозы более разнообразны. К ним относятся устричные банки, неоднократно описанные в известняках, фораминиферо-водорослевые, фораминиферо-водорослево-криноидные, фораминиферовые (из донных фораминифер) известняки и многие другие. Биоценозы обычно дают цельнораковинные известняки.

Еще чаще встречаются известняки, представляющие собой результат совместного захоронения умерших животных. Такие скопления получили название танато- и тафоценозов. В этом случае в известняке могут присутствовать остатки самых различных животных, например брахиопод, пелеципод, криноидей, фораминифер и др.

Хемогенные известняки возникают при седиментогенезе и раннем диагенезе. Непосредственная хемогенная садка CaCO_3 происходит в современных морях и океанах, а также в водоемах суши с аридным климатом. Осаждение из иловых вод происходит в современных морских и озерных осадках (см. ч. I, гл. 1). Однако роль хемогенной садки CaCO_3 в геологическом прошлом была более значительной. В результате хемогенной садки образуются пелитоморфные, оолитовые известняки и многочисленные карбонатные конкреции в терригенных породах.

Процесс хемогенной садки CaCO_3 заключается в следующем. В водах морей и океанов низких широт в мелководной области, а также в водоемах суши аридной зоны карбонат кальция содержится в количестве, близком к насыщению, или даже насыщает воды. Монокарбонат — CaCO_3 является практически нерастворимым соединением (растворимость CaCO_3 0,001 г на 100 г воды). При избытке в воде CO_2 он переходит в бикарбонат $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ — соединение высокой растворимости. В природных водах существует подвижное равновесие:



При выделении избытка CO_2 в атмосферу равновесие смещается в сторону образования нерастворимых в воде монокарбонатов.

Причиной уменьшения содержания CO_2 может быть прогревание воды, деятельность организмов — водорослей, волнение, удаляющее избыток CO_2 и поставляющее затравку (мельчайшие кристаллики CaCO_3) при взмучивании ила.

Карбонат кальция осаждается в виде мельчайших кристалликов или в виде комков геля $\text{CaCO}_3(?)$.

Осаждение CaCO_3 продолжается в период диагенеза в самом осадке из концентрированных растворов иловых вод. Состав вод и термодинамические условия заметно изменяются по сезонам года, вследствие чего наблюдается периодичность выделения CaCO_3 (зональные кристаллы, концентры оолитов и т. п.).

Происхождение доломитов. Относительно происхождения доломитов существуют самые различные точки зрения. Одни исследователи утверждают, что доломиты образуются чисто хемогенным путем (непосредственно садка Ca , $\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ из вод бассейна). Другие связывают их образование с концентрацией MgCO_3 организмами (водоросли, криноидеи и др.). Третьи считают, что образование доломита происходит благодаря взаимодействию известкового осадка с солями морской воды (реакция Гайдингера с MgSO_4 , реакция Мариньяка с MgCl_2 , реакция Татарского с углекислым аммонием). И, наконец, ряд исследователей утверждает, что доломиты образуются путем метасоматического замещения части CaCO_3 , MgCO_3 в известняках.

В настоящее время может считаться доказанным существование трех генетических типов доломитов.

1. Доломиты первичные — седиментационные, образовавшиеся в результате непосредственной хемогенной садки из вод бассейна.

2. Доломиты, образовавшиеся в период диагенеза при воздействии морских и иловых вод на известковые и известково-доломитовые осадки.

3. Доломиты, возникшие путем метасоматоза во время катагенеза, метагенеза и гипергенеза (воздействие вод, обогащенных магнием, на известняковые породы — так называемые эпигенетические доломиты).

Первичные или седиментационные доломиты широко развиты в древних (протерозой, нижний палеозой) отложениях.

Несомненно, что каждая конкретная доломитовая порода образовалась своим — особым способом. Например, доломиты среднего карбона Подмосковной котловины образовались хемогенным путем (седиментационные) в условиях открытого моря, что подтверждается наличием соответствующей фауны, доломиты перми Донбасса в период раннего диагенеза в результате доломитизации известково-доломитового ила в условиях мелководных морских лагун.

Карбонатные породы известны в отложениях от докембрия, где они представлены кристаллическими известняками и мраморами до четвертичных отложений, где распространены различные карбонатные осадки и илы. Наиболее крупные скопления карбонатных пород приурочены к таласо-кратическим периодам (эпохи трансгрессий). Это готландий, средний и верхний девон, нижний карбон, средняя и верхняя юра, верхний мел.

Крупные месторождения известняков и доломитов известны в

Подмосковном бассейне, Донбассе, Крыму, Кавказе, На Урале, в Восточной Сибири, Средней Азии.

Известняки применяются в металлургии в качестве флюсового материала, в сахарной промышленности (для очистки сиропов), как стеновый материал и т. п. Доломиты применяются для изготовления огнеупоров, цемента и в качестве флюса в черной металлургии. Мел находит применение в строительном деле и для цемента. Мергели употребляют для изготовления цемента.

Известняки нижнего карбона Донбасса (Каракубские и Еленовские карьеры) обеспечивают флюсовым материалом всю южную металлургию нашей страны. Известняки Крыма и Подмосковного бассейна используются в основном как строительный материал.

Никитовские и Еленовские месторождения доломитов перми и нижнего карбона Донбасса дают высококачественный доломит. В бассейнах рек Донца и Дона известны многочисленные месторождения мела. Цементные мергели добываются в Амвросиевске и Новороссийске (верхний мел).

Соляные породы, или соли

Состав, структуры и классификация солей. К соляным породам принадлежат различные осадочные образования, главным образом хемогенного происхождения, состоящие из минералов класса хлоридов, сульфатов и некоторых других. Они залегают в виде пластов, прослоев, линз различной мощности. Иногда в результате тектонических движений соляные породы образуют купола, штоки и другие вторичные, постседиментационные формы залегания.

Классификация соляных пород основана на генетическом и минералогическом принципах. Выделяются хемогенные лагунные и озерные образования и континентальные — почвенные. Соляные породы обломочного генезиса — очень редкое явление (гипсовые пески некоторых пустынь, см. табл. 46).

Главные минералы соляных пород — ангидрит, гипс, галит, сильвин, карналлит, полигалит, кизерит, лангбейнит, мирабилит, глауберит, тенардит, бишофит, астрахаинит, элсомит, каинит. Второстепенные — карбонаты (сода, магнезит, доломит), минералы бора (углексит, инниот и др.), окислы и гидроокислы железа, сульфиды железа и других металлов, органическое вещество.

Соляные породы обычно содержат в различном количестве терригенные примеси, которые представлены, главным образом, глинистыми, реже алевроитовыми и песчаными частицами.

Среди обломочных минералов чаще всего встречается кварц, полевые шпаты, слюды. Глинистые минералы представлены гидрослюдами и гидрохлоритами.

Текстуры соляных пород массивные, слоистые (тонко и гру-

Классификация соляных пород

Генезис \ Минеральный состав	Сульфатные	Хлоридные	Смешанного состава
I. Хемогенные а) лагунные б) озерные	Ангидрит Гипс Гипсоносные породы	Галит с калийными солями (хлоридами) Галит	Галит с калийными солями (хлоридами и сульфатами) Тенардит, глауберит с галитом и мирабилитом Сода с галитом, мирабилит и др. Галит, мирабилит с минералами бора Солончаки (галит, глауберит, гипс, сода, селитра)
в) континентальные — выпоты, выпветы, почвы и т. п.	Гипсоносные породы (гажа)	Солончаки (главный минерал галит)	
II. Обломочные: а) континентальные — пустынные	Гипсовые пески	—	—

бо), сетчатые, сферолитовые, сталактитовые, узловатые, пятнистые, брекчиевидные, капельные, плейчатые и др. Структуры — кристаллически зернистые (от криптокристаллических до грубозернистых), волокнистые, спутанно-волокнистые, натечные, кристаллобластические (гранобластовые, лепидобластовые, нематобластовые, порфиروبластовые, пойкилобластовые и т. п.), метасоматические, катакlastические (брекчиевидная, сланцеватая).

Номенклатура соляных пород до настоящего времени не разработана.

Предложение именовать породы по названию преобладающего минерала, прибавляя окончание «ит», нельзя считать удачным, поэтому чаще всего говорят о гипсе, ангидрите, галите и указывают с чем имеют дело — с породой или с минералом (различие главным образом количественное: отдельные кристаллы и агрегаты — минерал, значительные скопления — пласты или линзы — порода), или же добавляют слово порода, например карналитовая порода.

О составе соляных пород некоторое представление дают табл. 47, 48, 49.

Ниже приводится краткое описание наиболее распространенных соляных пород.

Химический состав солей в %

Породы	Окислы и элементы										
	CaO	MgO	SO ₃	CO ₂	Cl	K ₂ O	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃ и Al ₂ O ₃	SiO ₂	Нераствори- мый остаток	H ₂ O
Гипс. Бахмутская котло- вина, P ₁	32,81	0,63	46,39	—	—	—	—	0,27	0,59	—	19,91
Доломито-гипсовая поро- да. Восточная Сибирь, Ст	31,37	7,19	28,94	15,63	0,18	—	—	0,74	5,50	—	12,42
Ангидрито-доломитовая порода. Восточная Си- бирь, Ст	39,56	3,19	47,11	8,00	—	—	—	0,44	2,22	—	0,56
Ангидрит белый, Стебник. Прикарпатье	36,29	—	52,23	—	2,68	0,72	1,84	1,40	—	4,60	0,20
Каинитовая порода. При- карпатье, Стебник, Тг	0,49	11,45	29,21	—	17,75	14,40	12,24	—	—	—	17,20
Глауберитовая порода. Тянь-Шань	20,29	—	53,47	1,29	2,57	—	22,70	0,03	—	—	—

Минеральный состав солей в %

Породы \ Минералы	Галит	Сильвин	Гипс	Ангидрит	Полигалит	Каинит	Пикромедит	Карналлит	Глауберит	Кальцит	Прочие
Гипс. Бахмутская котловина, Р ₁	—	—	98,00	—	—	—	—	—	—	1,14	0,86
Ангидрит белый, Стебник, Прикарпатье	3,57	1,22	—	89,00	—	—	—	—	—	Следы	6,20
Каменная соль розовая. Прикарпатье, Стебник .	96,8	1,4	—	1,5	—	—	—	—	—	—	1,7
Сильвинитовая порода (голубая). Прикарпатье, Стебник	23,62	75,30	—	0,75	—	—	—	—	—	—	—
Каинитовая порода, Стебник, Прикарпатье . . .	23,00	0,71	—	—	6,02	62,10	8,17	—	—	—	—
Глауберитовая порода. Тянь-Шань	5,47	—	3,50	—	—	—	—	—	88,35	2,38	0,03

Химический состав солей в %

Породы	Соли							Н ₂ O	Нерастворимый остаток
	NaCl	KCl	MgCl ₂	CaCl ₂	MgSO ₄	K ₂ SO ₄	CaSO ₄		
Каменная соль, Бахмутская котловина, Р ₁	97,81	—	0,14	0,11	—	—	12,0	0,42	0,29
Каменная соль, Закавказье, Нахичевань, Миоцен	70,04	следы	—	1,22	—	—	7,20	6,34	15,18
Каменная соль, Величка . . .	90,23	—	0,45	—	0,61	1,61	0,72	0,86	5,88
Карналлитовая порода, Верхнекамское месторождение, Р.	8,7	27,6	29,4	—	—	—	0,8	32,7	0,7
Сильвинитовая порода, Соликамск, Р . . .	40,52	54,24	0,23	—	—	—	0,99	—	1,99

Сульфатные породы. *Ангидрит* встречается в виде тонких прослоев, пластов и линз значительной мощности. Чаще всего зернистый, тонкозернистый голубовато-серого, реже белого и красноватого цвета. Вблизи поверхности земли подвергается гидратации и переходит в гипс с значительным увеличением объема и изменением текстуры и структуры. При этом в слоистых ангидритах возникает мелкая складчатость — пloyчатость (плойчатые текстуры и гранобластовые и гетеробластовые структуры).

Ангидрит обычно переслаивается с гипсом, каменной солью и глиной, встречается он также в виде небольших пятен и включений в каменной соли.

Гипс наблюдается в тех же условиях, что и ангидрит, часто совместно с ангидритом. Это порода белого, серовато-белого цвета, кристаллически зернистая (тонко- мелко-, средне- и крупнозернистая), обычно слоистая (тонко или грубо), реже массивная. Иногда встречается гипс, окрашенный в желтоватые и розоватые тона.

Особо следует отметить селенит — розовый или красный гипс с шелковистым отливом волокнистого или столбчатого строения (волокна ориентированы перпендикулярно напластованию). Он образует прослои небольшой мощности (до 20—25 см) в мощных пластах гипса и на контакте с вмещающими породами, очень часто имеет вторичное происхождение.

Весьма разнообразны вторичные кристаллы гипса в гипсовых породах, подвергшихся выветриванию на поверхности земли, а

также отдельные кристаллы гипса в других осадочных породах (в глинах и др.). Описание морфологии этих кристаллов и агрегатов приводится в учебниках минералогии.

На глубине (от 100—200 м и более) гипс переходит в ангидрит.

Взаимодействие гипса с битумами приводит к образованию самородной серы. Некоторые месторождения серы, вероятно, имеют такое происхождение.

Хлоридные породы (галогены). *Каменная соль* сложена галитом, в виде примеси содержит небольшое количество других хлористых и серноокислых солей, ангидрита, окислов железа и терригенных частиц. Она бесцветна или окрашена в сероватые и беловато-серые и красные тона. Изредка встречается синяя соль. Серая окраска связана с примесью ангидрита и терригенных частиц, красная — гематита, синяя — с рассеянным в галите металлическим натрием. Кристаллы галита содержат включения жидкости и газов.

Обычно каменная соль имеет тонкую слоистость, представляющую результат изменения условий осаждения (сезонные), кристаллически зернистую структуру, часто крупно- и грубозернистую (см. кристаллы соли).

Вторичные образования галита в зоне выветривания и в шахтах так же, как и гипса, весьма многообразны.

Карналлитовая порода состоит на 50—80% из минерала карналлита и 20—50% галита с небольшим количеством ангидрита, глинистых и других примесей. Окрашена в оранжево-красные и красные тона, окраска пятнистая. Благодаря высокой гигроскопичности карналлита поверхность породы влажная. При проведении по поверхности породы стальной иглой слышно характерное потрескивание.

В виде включений в карналлите встречаются газообразные углеводороды и остатки солеобразующей рапы.

Сильвиновая порода состоит из галита (25—60%) и сильвина (15—40%), содержит также небольшое количество ангидрита, глины и других примесей.

Сильвиновая порода обычно именуется *сильвинитом*, и это название в противоположность другим (карналлитит, гипсит) получило широкое признание. Цвет ее белый, молочно-белый, красно-бурый, красный. Молочно-белая окраска связана с многочисленными пузырьками газа и жидкости (так же, как в молочно-замутненном гидротермальном кварце).

Сильвиновая порода имеет тонкую слоистость благодаря чередованию слоев сильвина, галита и глинистого ангидрита.

Породы смешанного состава. *Каинитовая порода* состоит из каинита (40—70%), галита (30—60%) и других соляных минералов, содержащихся в небольшом количестве (поллгалит, кизерит, лангбейнит, кариаллит).

Глауберитовая порода — желтовато-бурого и бурого цвета, реже серого, кристаллически зернистая (от тонко- до крупнозернистой), состоит из глауберита (50—90%), галита (1—50%), карбонатов (3—12%), нерастворимого в HCl остатка (2—15%). Иногда в парагенезисе с глауберитом и галитом встречается также ангидрит. При выветривании на поверхности земли глауберит переходит в мирабилит и гилс.

Помимо мономинеральных или олигомиктовых соляных пород, состоящих почти нацело из одного (каменная соль) или двух минералов (сильвинная, карналлитовая), встречаются полиминеральные породы. Так, например, в Прикарпатских соляных месторождениях третичного возраста описана так называемая твердая соль, состоящая из сильвина, каинита, полигалита, кизерита, галита и некоторых других минералов (см. табл. 47, 48, 49).

Происхождение и распространение соляных пород. Образование солей происходит в прибрежно-морских, лагуинных условиях и на суше в бессточных озерах. Для образования их необходимы определенные предпосылки.

1. Аридный климат, где испарение в несколько раз превышает количество осадков.

2. Затрудненное сообщение лагуны или залива с морем, но вместе с тем и постоянный приток некоторого количества морской воды.

3. Непрерывное и более или менее равномерное погружение бассейна со скоростью, компенсированной мощностью образовавшихся осадков.

Механизм образования соляных пород был восстановлен геологами и физико-химиками на основании изучения соляных месторождений и экспериментов по осаждению различных солей в лабораторных условиях.

Наблюдения в природе показывают, что соленосные залежи обычно подстилаются карбонатными породами. Сама залежь начинается сульфатами, затем следуют каменная соль и калийные соли. Так, например, А. А. Иванов (1939) установил такое чередование пород в разрезе крупнейшего в СССР Соликамского месторождения (снизу вверх).

1. Известково-глинистая толща артинского яруса.

2. Глинисто-ангидритовая толща мощностью 380 м.

3. Серая каменная соль с годовыми слоями 250—400 м.

4. Сильвинитовая толща, состоящая из чередующихся слоев сильвина и галита, — 12—56 м.

5. Толща карналлита с участками галита, сверху карналлит замещен сильвином 20—10 м.

6. Покровная каменная соль 1—70 м.

7. Переходная толща с чередованием глин, мергелей и каменной соли 0—80 м.

Большинство месторождений соляных пород не имеет залежей калийных солей. Вместе с тем встречаются залежи солей, в которых наряду с каменной и калийными солями присутствуют сульфаты калия и магния (Стассфуртское месторождение, Прикарпатское и др.). Залежи солей типа Стассфуртских образовались из нормальной морской воды путем ее постепенного выпаривания. Залежи типа Соликамской — из метаморфизованных растворов: нормальные морские воды были сильно разбавлены карбонатными водами суши, практически стали бессульфатными (ион SO_4^{2-} осажден в виде сульфата Ca). Месторождения, лишенные калийных солей, возникли в лагунах, постоянно сообщавшихся с морем — стадия лагуны, полностью изолированной от моря, здесь отсутствовала.

Лабораторные опыты по выпариванию морской воды впервые провел итальянец Узилио. В результате этих опытов выяснилось, что при испарении морской воды вначале выпадают окислы железа и карбонаты (когда объем воды уменьшился примерно наполовину), затем выпадают сульфаты Ca ; NaCl и другие легко растворимые соли выпадают, когда объем раствора достигает 0,1 первоначального.

Исследования Вант-Гоффа и Курнакова показали, что закономерность выпадения солей из растворов более сложная и определяется концентрацией раствора, составом солей и температурой воды (давление остается постоянным — близким к атмосферному).

Точные условия и последовательность выпадения солей из морской воды нормального состава при различных температурах были вычислены и изображены в виде диаграммы Вант-Гоффом. Из диаграммы, вытекает, что первым выпадает гипс, затем каменная соль с гипсом, ангидритом и полигалитом. Далее следует осаждение кизерита, каменной соли, каннита, полигалита и ангидрита. Позже осаждается карналлит, кизерит, каменная соль, сопровождаемая ангидритом, и, наконец, хлористый магний, каменная соль, кизерит, карналлит, сопровождаемые ангидритом. Образование солей происходит также на суше, в озерных бессточных впадинах в условиях аридного или семиаридного климата.

Источником соли являются вулканические экззоляции, выщелачивание пород и минералов в процессе выветривания на поверхности земли (иногда растворение древних залежей солей поверхностными водами).

Образовавшиеся в результате выветривания истинные растворы переносятся поверхностными водами в бессточные впадины, где благодаря интенсивному испарению концентрация растворов повышается. Из концентрированных растворов происходит осаждение солей согласно тем же правилам, о которых говорилось на предыдущих страницах.

Таким путем происходит осаждение галита, глауберовой соли, соды, минералов бора и др.

Солончаки, выпоты и выцветы на поверхности горных пород образуются в результате подтягивания по капиллярам и испарения высокоминерализованных грунтовых вод. Состав солей в этом случае может быть различным. Преобладают хлориды, сульфаты, реже встречаются карбонаты и нитраты.

Образовавшийся осадок соляных минералов (самосадочная соль современных озер и лагун) при погружении бассейна перекрывается новыми порциями осадка, постепенно уходит из зоны осадкообразования в стратисферу и превращается в осадочную породу (диагенез). В толще осадочных пород в условиях повышенных давления и температуры происходит перекристаллизация соленосных отложений и образование кристаллически зернистой соли (катагенез). Под давлением вышележащих толщ соль приобретает пластичность и легко выжимается — перемещается в места с более низким давлением.

Изучение жидких включений в каменной соли показало, что процессы образования и перекристаллизации происходят при низких температурах от 40—50° до 120—150° С.

При выветривании на поверхности земли происходит, с одной стороны, растворение солей, с другой — образование многообразных вторичных кристаллов и агрегатов; при этом широко развиваются процессы гидратации.

Месторождения солей встречаются в отложениях почти всех систем, однако наиболее крупные скопления сосредоточены в отложениях кембрия, девона, перми, юры и третичного периода.

Крупные месторождения гипса и ангидрита известны в кембрии восточной Сибири, Ирана и Пакистана, в девоне Украины и Белоруссии, в пермских отложениях Приуралья, Донбасса, США, в юре Средней Азии, ГДР и ФРГ, США, в третичных отложениях Прикарпатья, Средней Азии, Ирана, Франции и др.

Месторождения каменной соли известны в кембрии Сибирской платформы, Индии, Пакистане, Иране, в девоне Украины и Белоруссии, Канады и США, в пермских отложениях Приуралья и Урало-Эмбинского бассейна, Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и юго-западных штатах США, в меловых отложениях Польши, в третичных отложениях Прикарпатья, Средней Азии, Ирака, Ирана, Пакистана и Северной Америки.

Значительно реже встречаются месторождения калийных солей. В СССР залежи калийных солей известны в перми Приуралья (Соликамск), в третичных отложениях Прикарпатья. За границей наиболее крупные месторождения расположены в ФРГ (Стассфуртское) и США (в основном пермского возраста).

Гипс (сырой — природный) находит себе применение в качестве поделок, полубожженный гипс применяется для получения отливок, слепков и моделей, в хирургии, в бумажном производ-

стве, строительный гипс употребляется как цемент для каменной кладки.

В настоящее время широко применяется так называемый демпферный гипс — гипс, обработанный перегретым паром. Из него изготовляют различного рода строительные детали, отличающиеся очень высокой прочностью, — балки, панели стен и т. п.

Ангидрит применяется для изготовления цементов, каменная соль — в химической промышленности и металлургии, а также при приготовлении пищи. Калийные соли используются как агрономические руды, карналлит является основной рудой на Mg. Сульфат натрия широко применяется в стекольной, химической и других отраслях промышленности.

КАУСТОБИОЛИТЫ

К каустобиолитам относятся торф, сапропель, горючие сланцы, ископаемые угли, нефть, битумы и горючие газы. По составу, свойствам и условиям образования они подразделяются на две подгруппы: торфа, сапропеля и ископаемых углей и нефти, битумов и горючих газов.

Торф, сапропель и ископаемые угли. Торф представляет собой скопление растительных остатков разной степени разложения и гелификации. Химическим анализом в торфе обнаружены воски, смолы, жирные кислоты, углеводы, лигнин и продукты его превращения — гуминовые кислоты, остатки неразложенных растений, содержащих лигнин и целлюлозу. Сложение его волокнистое, землистое, цвет бурый, обычно содержит терригенные примеси и минеральные новообразования (сидерит, вивианит и др.). Содержание углерода в органической массе (без воды и золы) около 55—60%.

Торф образуется в болотах и торфяниках. Растительность болот (мхи, травы, древесные формы), отмирая, падает на дно, где в условиях затрудненного доступа кислорода при участии бактерий разлагается (процесс оторфенения).

Месторождения торфа многочисленны в странах с равнинным рельефом и умеренно-влажным и влажным тропическим климатом: северная лесная зона СССР, Полесье, Колхида, побережье Атлантического океана вблизи Флориды, Индонезия (некоторые области) и др. Применяется как местный вид топлива.

Сапропель — ил, содержащий большое количество органического вещества (синоним гиттия). Основная масса его состоит из тонкого и грубого детрита водорослей, различных животных (микроорганизмы, насекомые и др.) и растений. Всегда содержит терригенные примеси и минеральные новообразования (до 30—50%). В общем это темная, мягкая и жирная масса однородного или микрослоистого строения, состоящая из различных органических кислот и содержащая углерода до 60—70% (см. табл. 53).

Сапропель образуется в болотах и озерах при захоронении на дне водорослей, животного планктона и других организмов и разложения их без доступа воздуха (процесс гниения). Наблюдается в большинстве болот совместно с торфом и во многих озерах северной лесной зоны СССР. Сапропель без примеси гуминовых веществ (чистый) встречается сравнительно редко (описан в озере Балхаш — балхашит и в Южной Австралии). Применяется как удобрение и в медицине (лечебные грязи).

Горючие сланцы — это глинистые или известковистые, часто тонкослоистые породы буровато-серого и зеленовато-серого цвета, содержащие органическое вещество от 20 до 60%.

Органическое вещество представляет собой остатки водорослей и животного планктона, преобразованные процессами гниения и последующими изменениями в сапропелитовую коллоидную массу. Таким образом, горючие сланцы, по существу, являются зольными сапропелитами. Они легко загораются от спички, горят коптящим пламенем и издают запах жженной резины. Органическое вещество из сланцев извлекается сухой перегонкой. В них содержится углерода 60—80%, водорода до 10% на органическую массу (без влаги и золы).

Наряду с вышеописанными встречаются сланцы, пропитанные нефтяными битумами (в нефтеносных областях). Битумы нефтяного ряда легко извлекаются из сланцев органическими растворителями. Сланцы такого рода не имеют практического значения.

Образование горючих сланцев происходит в пресноводных озерах, лагунах и морях. Месторождения их известны в Поволжье, бассейне Печоры (верхнеюрские), в Прибалтике (палеозойские), Шотландии и др.

Горючие сланцы применяются как минеральное топливо.

Ископаемые угли. Классификация ископаемых углей основана на генезисе, составе и свойствах. По генезису выделяются угли, образовавшиеся из остатков древесной растительности — гумиты, или гумусовые угли, из спор, кутикулы, пробки, коры и других смолистых частей древесных растений — липтобиолиты и угли из скоплений водорослей — сапропелиты. Между основными типами углей существуют постепенные переходы (табл. 50).

Таблица 50

Классификация ископаемых углей (по Жемчужникову)

Группы	Классы	Примеры
I. Гумолиты	1. Гумиты	Однородные
	2. Липтобиолиты	Полосчатые Споровые Кутикуловые Смолистые Коровые
II. Сапропелиты	3. Гумито-сапропелиты	Кеннель (споровые) Кеннель-богхед
	4. Сапропелиты	Богхед Сапроколлит (без форменных элементов)

Гумусовые угли. Среди ископаемых углей наибольшим распространением пользуются гумусовые. Они бывают бурого, темно-серого или черного цвета, матовые и блестящие с различной интенсивностью блеска, удельный вес изменяется от 1,1 до 1,7, твердость 1—3 по шкале Маоса. В составе гумусовых углей различают несколько ингредиентов.

1. Фюзен — матовый волокнистый ингредиент с шелковистым блеском, хрупкий и мягкий (пачкает пальцы), имеет клеточное строение. Если стенки клеток набухшие и отверстия малы или их нет совсем, говорят о ксиленофузене, ксиловитренофузене и витренофузене.

2. Витрен — блестящий со стеклянным блеском и раковистым изломом, твердый и хрупкий ингредиент, состоящий из бесструктурного или со следами клеточной структуры гелефицированного вещества.

3. Кларен — блестящий ингредиент, состоящий из гелефицированной массы с небольшим количеством включений форменных элементов: спор, кутикулы, смоляных телец, различно измененных остатков растительных тканей и т. п.

4. Дюрэн — матовый, плотный, в отличие от кларена и витрена всегда вязкий ингредиент сероватого цвета, состоит из основной массы и форменных элементов. Основная масса может быть фюзенизированной и гелефицированной. Количество последней всегда небольшое. В зависимости от характера преобладающих микрокомпонентов выделяют споровый, кутикуловый и другие дюрены.

В настоящее время различают также переходные ингредиенты между клареном и дюреном: дюрено-кларены и кларено-дюрены.

Большинство гумусовых углей состоит в основном из кларена, дюрена и переходных ингредиентов. Витрен и фюзен обычно присутствуют в незначительном количестве.

Благодаря чередованию различных ингредиентов угли имеют полосчатое сложение, реже встречаются однородные угли, состоящие из одного ингредиента.

Главная примесь в углях — обломочный песчано-глинистый материал, содержание которого изменяется от нескольких процентов до 50%, затем следуют сульфиды железа, карбонаты железа и ряд других минералов (до 35 названий). В золе углей иногда накапливаются редкие элементы: ванадий, германий, уран, торий и др.

По степени метаморфизации растительного вещества и продуктов его разложения выделяются бурые, каменные угли и антрациты.

Бурые угли бывают бурого, коричневого до черного цвета, матовые или слабо блестящие. Содержание углерода 60—75% на органическую массу. Они содержат гуминовые вещества, лег-

ко извлекаемые едкой щелочью или другими реактивами. Среди бурых углей следует упомянуть особые разновидности: лигнит и землистый уголь.

Лигнит — это уголь с древесным строением, представляет собой целые стволы и обломки стволов хвойных растений (твердый, вязкий).

Землистый бурый уголь имеет землистое сложение и состоит из аттритового вещества и бесструктурной массы. Под аттристом подразумевается тонкая смесь мелко раздробленных геелефицированных и фюзенизированных и других микрокомпонентов.

Каменные угли — темно-серого до черного цвета в различной степени блестящи, реже матовые и не содержат гуминовых веществ, извлекаемых едкой щелочью. Содержание углерода от 75 до 92% на органическую массу. Каменные угли классифицируются по выходу летучих веществ, содержанию углерода, спекаемости и другим показателям (табл. 51).

Антрациты — наиболее высокометаморфизованные угли, имеют темно-серую окраску, сильный металлический блеск. Близкие по составу петрографические ингредиенты в антрацитах просматриваются с трудом. Содержание углерода в антрацитах 91—97% на органическую массу.

Угли залегают в виде пластов различной мощности (обычно небольшой 1—3 м, редко 10—15 м), линз, последние достигают большой мощности (100 м и более). Пласты угля могут иметь простое и сложное строение (проклинены прослоями породы).

Породы почвы и кровли угольного пласта представлены глинами, аргиллитами, глинистыми сланцами, реже песчано-глинистыми и песчаными породами и известняками. Глинистые породы часто имеют каолинитовый состав.

О качестве углей можно судить по техническому анализу, когда определяется содержание золы, влаги, летучих веществ, кокса и серы, и по элементарному анализу, когда определяется содержание главных химических элементов угля (табл. 52).

Липтобиолиты сложены стойкими компонентами древесной растительности, пропитанными воскоподобными или смолистыми веществами. Они состоят в основном из оболочек спор, кутикулы, пробковой ткани и смоляных телец — продуктов жизнедеятельности растений. Липтобиолиты обычно залегают в виде прослоек, линз и гнезд среди гумусовых углей, редко образуют целые пласты; они окрашены в буроватые и коричневатые тона, вязкие и массивные. Среди них различают споровые, кутикуловые, коровые (лопиниты) и угли, состоящие из смоляных телец (рабдописиты, пирописиты). Липтобиолиты отличаются от гумусовых углей высоким выходом летучих (до 70—90%) и повышенным содержанием водорода.

Сапропелиты. К сапропелитам относятся богхеды, кеннель-богхеды и сапроколлиты. Это матовые угли массивного сложения

Техническая классификация каменных углей (по Грюнеру) *

Марки углей	Компоненты, %				Выход кокса в %	Свойства кокса
	летучие (V_{Γ})	С	Н	O+N		
I. Сухие длиннопламенные	50—40	75—80	5,5—4,5	19,5—15	50—60	Порошок
II. Жирные длиннопламенные — газовые	40—32	80—85	5,8—5,0	1,2—10	60—68	Сплавленный, сильно вспучен
III. Собственно жирные или кузнечные	32—26	84—89	5,5—5,0	11—5,5	68—74	Сплавленный, средней плотности
IV. Коксовые	26—18	88—91	5,5—4,5	6,5—5,5	74—32	Сплавленный, очнь плотный
V. Тощие или полуантрациты	18—10	90—93	4,5—4,0	5,5—3	82—90	Слабо спекшийся
VI. Антрациты	10—8	93—95	4,0—2,0	3,0	96—92	Порошок

* Современная промышленная классификация углей Донбасса содержит такие марки:

Д — длиннопламенные $V_{\Gamma} > 37\%$,

Г — газовые $V_{\Gamma} - 35\%$ и более,

Ж — жирные $V_{\Gamma} - 27-35\%$,

К — коксовые $V_{\Gamma} - 18-27\%$,

ОС — отощенные спекающиеся $V_{\Gamma} - 14-22\%$,

Т — тощие $V_{\Gamma} - 9-17\%$,

Пл — полуантрациты $V_{\Gamma} < 9\%$,

А — антрациты $V_{\Gamma} < 2\%$.

Состав и свойства каустобиолитов

Породы	Компоненты									Легучие вещества	Теплотворная способность в ккал
	Удельный вес в г/см³	Влага в %	Зола в %	Сера в %	Фосфор в %	Элементарный состав безводной и беззольной массы в %					
						С	Н	N	O		
Антрацит. Донбасс, Боково, пласт К₅	1,61	3,11	9,45	2,33	0,06	92,97	1,78	1,00	4,29	3,12	9231
Тощий уголь. Донбасс, Краснодон, пл. К₂¹	1,44	0,54	6,14	2,91	—	92,96	4,01	0,98	1; 08	11,95	8783
Коксовый уголь. Донбасс, Донецк, пл. т₃	1,39	0,83	5,74	2,88	—	90,76	4,70	1,31	2,07	23,60	8728
Длиннопламенный уголь. Донбасс, Алмазная, пл. К₃	1,41	5,98	9,09	2,17	0,004	79,53	5,10	1,07	13,59	44,26	7797
Подмосковный бурый уголь, Богхед	—	14,30	7,17	1—4,5	—	—	—	—	—	60—80	4900—6000
Бурый уголь. Украина, Екатерининское месторождение	1,30	22,22	7,86	0,30	—	72,31	6,19	0,46	21,04	От 60 до 64%	7422
Лигнит, Украина, Вышгородское месторождение	Лабораторная проба	16,06	15,71	2,21	—	69,33	5,64	0,97	24,06	75,93	6255
Нефть. Грозный, Кавказ	0,8506	—	—	0,32	—	86,42	12,62	Нет	0,68	—	10 500

с раковистым изломом светло-коричневого, серо-черного и желто-бурого цвета, вязкие. Они так же, как и горючие сланцы, загораются от спички и при горении издают запах жженной резины.

Сапропелиты залегают в виде линз и прослоев среди гумусовых углей, реже образуют самостоятельные пласты. Состоят они из остатков водорослей (овальные тела), иногда спор и сапропелевой и гумусовой основной массы светло-бурого или зеленоватого цвета. Некоторые разности целиком состоят из бесструктурной желтоватой основной массы (сапроколлиты). Отличаются от гумусовых углей высоким выходом летучих (до 90%), первичного дегтя и высоким содержанием водорода. Сапропелиты и липтобиолиты сохраняют свою индивидуальность среди бурых и каменных углей при невысокой степени метаморфизации. На стадии тощих углей и антрацитов благодаря высокой метаморфизации органического вещества различие между гумусовыми, сапропелитовыми и липтобиолитовыми углями стираются. В этом случае судить об исходном веществе можно только по химическим анализам. Ниже приведен элементарный состав различных гумусовых углей, липтобиолитов, сапропелитов и нефти (табл. 53).

Таблица 53

Элементарный состав каустобиолитов в % на органическую массу

Название	С	Н	Н	О
Древесина	50	6	1	43
Торф	59	6	2	33
Бурый уголь	69	5,5	0,8	25
Каменный уголь	82	5	0,8	13
Антрацит	95	2,5	Следы	2,5
Сапропель	52—59	7—8	1—3	20—30
Горючий сланец	60—75	7—9	2—4	10—20
Богхед	72—77	9—10	0,7—0,8	10—12
Липтобиолит	75—85	5—10	10—15	
Нефть	84—88	12—14	1—2	

Согласно современным представлениям в процессе образования угля можно различать три последовательных стадии.

Первая стадия — накопление органического вещества и превращение его в торф. В эпохи углобразования на земной поверхности существовали обширные заболоченные прибрежно-морские и аллювиальные равнины, покрытые лесом. Поколения растений гибли и накапливались в болотах на месте роста растений (автохтоно) или в других местах (аллохтонно).

В болотах при затрудненном доступе воздуха и участии бактерий растительные ткани разлагались и превращались в торф.

В зависимости от водного режима болот и торфяников (положение уровня грунтовых вод, проточные или непроточные болота) преобладали либо процессы гелефикации — разбухания и превращения в коллоид, либо процессы фюзенизации — обугливания. Смолистые части растений при этом мало изменялись. Таким путем образовались залежи торфа.

Вторая стадия — превращение торфа в бурый уголь. Благодаря опусканию земной поверхности болота и торфяники покрывались морскими или озерными водами, на слой торфа отлагались различные осадки, мощность которых постепенно наращивалась. Толщи осадков, содержащие торф, перемещались из зоны осадкообразования в стратиферу и попадали в среду с повышенными давлением и температурой. В процессе перемещения происходило уплотнение, отжим воды и другие физико-химические изменения. В результате повышалось содержание углерода (процесс углефикации). Таким путем из торфа возникает бурый уголь. На этом процесс образования углей во многих случаях заканчивается (карбоновые бурые угли Подмосковья, трстичные бурые угли Украины и др.). Для того чтобы образовались каменные угли, необходим более сильный преобразующий фактор.

Третья стадия — переход бурого угля в каменный уголь и антрацит. Преобразующим фактором является накопление мощной толщи осадочных пород и погружение пластов бурого угля на глубины порядка 5—10 км, где температура возрастает до 100—300° С, а давление — до 1000—3000 атм. Некоторую роль играет также внедрение магмы (повышение температуры) и, возможно, складкообразовательные движения (повышение давления и температуры).

В процессе метаморфизации органического вещества происходит дальнейшее повышение содержания углерода (обуглероживание) и одновременно уменьшение содержания летучих веществ, изменение структуры (появление анизотропии).

Установлено, что степень углефикации или метаморфизма углей зависит от мощности толщи покрывающих угли пород. Чем больше мощность покрывающих уголь пород, тем меньше они содержат летучих. Эта закономерность проявляется во многих бассейнах мира, в том числе и в Донецком. Мощность угленосной толщи Донбасса увеличивается с северо-запада на юго-восток, в этом же направлении увеличивается степень метаморфизма углей: на северо-западе развиты длиннопламенные угли, на юго-востоке — антрациты.

Анализируя распределение углей во времени (в стратиграфическом разрезе), можно выделить три наиболее важные эпохи углсобразования: каменноугольно-пермская 41% запасов углей Земного шара, юрская — 4% запасов углей * и трстичная — 54%.

* Частично и меловая.

Если рассматривать распространение углей в пространстве — на поверхности суши, то увидим, что угли одной эпохи углеобразования встречаются в одних областях, другой — в других. Вопрос о закономерности размещения углей на земном шаре — теория поясов и узлов угленакопления — разработан П. И. Степановым и его учениками.

На земном шаре в каждую угольную эпоху существовали свои пояса угленакопления, в пределах которых отмечаются максимумы угленакопления или узлы. Для среднекаменноугольной эпохи выделяется субширотный экваториальный пояс угленакопления, который протягивается от центральных штатов США через Пенсильванию, Англию, Францию, ФРГ, Силезский бассейн в Польше, в Донбасс и далее на юго-восток. В пределах этого пояса выделяются три узла угленакопления в среднекаменноугольную эпоху: Северо-Американский, Западно-Европейский и Восточно-Европейский.

В пермский период выделяется субширотный экваториальный пояс угленакопления, протягивающийся от Северной Америки, через Южную Европу и Индию и северный пояс (умеренно-влажного климата) — от Печорского бассейна через Тунгусскую угленосную площадь и Кузнецкий бассейн в Китай.

В третичный период существовал экваториальный широтный пояс угленакопления; от северной части Южной Америки через Африку и Юго-Восточную Азию и Северный пояс, следующий от западной части Северной Америки через Северную Европу, Урал и далее до берегов Тихого океана.

Наиболее крупные угольные бассейны мира расположены в центральных штатах США, Англии, Бельгии, Голландии, ФРГ (Вестфальский бассейн), Польше (Верхняя Силезия), СССР (Донбасс) — каменноугольного возраста; Печорский бассейн, Тунгусская угленосная площадь, Кузнецкий бассейн — пермского возраста; многочисленные бассейны Северо-Восточного Китая, Дальнего Востока, Южной Сибири и Средней Азии — пермского, юрского, мелового и третичного возраста.

По запасам ископаемых углей СССР стоит на первом месте в мире.

Угли представляют собой ценнейшее полезное ископаемое. Они применяются как топливо, при выплавке металлов и служат сырьем для химической промышленности.

Нефть, битумы и горючие газы. Нефть — маслянистая жидкость, обычно черного или темно-бурого цвета, реже бесцветная. Состоит из различных углеводородов: насыщенных, или парафиновых C_nH_{2n+2} , ненасыщенных, или нафтеновых C_nH_{2n} , и ароматических C_nH_{2n-x} , где $x=6, 8, 10$ и т. д. Парафиновые нефти светлые и легкие, нафтеновые — темные и тяжелые, ароматические встречаются сравнительно редко, чаще всего в их состав входят два или даже три типа углеводородов.

Углеводороды, входящие в состав нефти, представляют собой газы, жидкости и твердые вещества. Следовательно, нефть представляет собой сложный раствор углеводородов, где в жидкой фазе растворены твердые и газообразные вещества. По составу углеводородов нефти разделяются на шесть типов: метановые, метано-нафтеновые, нафтеновые, нафтенно-метано-ароматические, нафтенно-ароматические и ароматические.

Удельный вес нефти изменяется от 0,75 до 1,016, обычно она плавает на воде, редко тонет в воде. Нефть является оптически активной жидкостью — вращает плоскость поляризации светового луча почти всегда вправо, люминесцирует в ультрафиолетовых лучах (частично при дневном свете) в голубых и желто-бурых тонах.

Геологические условия нахождения нефти очень разнообразны, она залегает в песках, песчаниках, алевролитах; алевролитах, известняках и других пористых или трещиноватых породах. Обычно эти породы морского происхождения, лагуно-заливные или дельтовые. Принято различать нефтематеринские породы и свиты, где она образуется, и коллекторы нефти, где находит себе место и откуда извлекается человеком. Нефтематеринскими породами обычно являются глины и аргиллиты, богатые органическим веществом, реже известняки, доломиты и мергели. Нефть может встречаться и в других породах, вплоть до изверженных, но надо полагать, что она находится там во вторичном залегании.

Для накопления нефти — образования месторождений — благоприятны куполовые структуры, брахиантиклинальные складки, флексуры, ископаемые рифовые массивы и т. п., а также чередование в разрезе проницаемых и непроницаемых, пористых и непористых пород. В месторождениях нефти всегда происходит расслоение компонентов по удельному весу: в верхней части располагается газ, в средней части — нефть, в нижней — вода.

Воды нефтяных месторождений обычно высокоминерализованные, сульфатные и хлоридные, содержащие бром и йод. Вероятно, это погребенные морские воды с значительно более высокой, чем в морских водах, минерализацией (благодаря застойному режиму).

Нефтяные месторождения встречаются в отложениях почти всех систем от кембрия до четвертичных. Максимумы нефтеобразования несколько смещены по отношению к максимумам углеобразования. Месторождения располагаются по окраинам геосинклиналей, особенно часто в предгорных прогибах и на платформах.

Относительно способа образования нефти существует целый ряд гипотез. Все они могут быть разделены на две категории: гипотезы неорганического и гипотезы органического происхождения нефти.

Гипотезы неорганического происхождения нефти. 1. Космиче-

ская гипотеза. Исследование комет, метеоров, метеоритов, состава атмосферы планет показывает, что в большинстве космических тел имеются углеводороды. Когда образовалась Земля как планета, она также содержала значительное количество углеводородов. Вещество Земли впоследствии дифференцировалось — расслоилось, более легкие компоненты всплыли кверху, более тяжелые — погрузились вниз. Углеводороды при этом поднялись ближе к поверхности земли. Взаимодействуя друг с другом, они сложились, в конце концов, в нефтяные продукты, а затем мигрировали в пористые породы и образовали нефтяные месторождения.

2. Гипотеза Д. И. Менделеева. Д. И. Менделеев, основываясь на лабораторных опытах, предполагал, что вода, проникая на глубину, встречала раскаленный карбидный слой и превращалась в пар. Пар, взаимодействуя с карбидами, давал начало углеводородам. Образовавшиеся таким путем углеводороды, взаимодействуя друг с другом и мигрируя в стратисферу, дали начало нефти.

В настоящее время ряд исследователей (Кудрявцев, Порфирьев, 1955—1963) воскрешают гипотезу неорганического происхождения нефти, утверждая, что под крупным месторождением нефти имеются изверженные породы, откуда поступают углеводороды, преобразующиеся в осадочных породах в нефть.

Гипотезы органического происхождения нефти. Сторонники зоогенного происхождения нефти предполагают, что нефть образуется в результате массовой гибели животных, например рыб или простейших. Разложение тел рыб в морских илах дает начало углеводородам и т. д.

Гипотезы фитогенного происхождения нефти исходят из того, что нефть образуется в результате разложения массовых скоплений водорослей.

Следует отметить также так называемую дистилляционную гипотезу, согласно которой сначала образовались угольные залежи, затем происходило внедрение интрузий, подогревавших угольные залежи. Происходила перегонка угля без доступа воздуха. В процессе перегонки отделялись газы, которые взаимодействуя друг с другом и усложняясь (полимеризация) в водной среде, давали начало нефтепродуктам. На месте залегания углей оставался коксовый остаток. В каменноугольных бассейнах Англии известны случаи, когда вблизи сильно метаморфизованного, превращенного в природный кокс угольного пласта благодаря внедрению изверженных пород находили скопления битумов. Такие факты в природе известны, но масштабы явлений настолько незначительны, что трудно предположить образование крупных залежей нефти этим путем.

Современные представления о генезисе нефти. Исходным веществом для нефти является органическое вещество. Опыты по

изучению органического вещества различных морей (Черного, Каспия и др.) показали, что из планктона путем перегонки можно получить все углеводороды, входящие в состав нефти. Биомасса планктона велика и, естественно, может дать начало значительным скоплениям нефти.

По абсолютной биомассе на первом месте стоит фитопланктон — микроскопические водоросли, развивающиеся в поверхностной толще морских и океанических вод в массовых количествах. На втором — зоопланктон, на третьем — все остальные организмы: нектон, бентос (макро и микро), морские водоросли, растительный и животный детрит, приносимый с суши.

Организмы, отмирая, падают на дно и захороняются в морских илах. Морские илы, содержащие органическое вещество, перекрываются следующей порцией осадков. Начинается разложение органического вещества при обязательном участии бактерий. На разложение органического вещества расходуется весь кислород, создается восстановительная обстановка. В результате этого процесса, в значительной мере органического — бактериального разложения, образуются мельчайшие капельки и пленки углеводородов. Илистые осадки, содержащие органическое вещество и первичные углеводороды, перекрываются новыми толщами, претерпевают диагенетические изменения и уходят из зоны осадкообразования в стратисферу. В период диагенеза продолжается образование нефти, бактериальная деятельность постепенно затухает, но в отличие от образования углей, отжима воды здесь не происходит. В условиях повышенной температуры (до 200°С) и давления до 1000—2000 атм происходит усложнение молекул углеводородов (полимеризация) и постепенный отжим капелек и пленок нефти из нефтепроизводящих глинистых пород в коллекторы нефти. Миграции нефти способствует образование при повышенных давлении и температуре системы: пары воды — углеводороды, обладающей высокой подвижностью.

Нефть встречается в тех же отложениях, что и ископаемые угли. Широко распространена она в отложениях третичного периода, юрского и пермского, известна также нефть каменноугольного периода, девонская, силурийская и кембрийская.

На Земном шаре можно выделить такие нефтеносные площади: Малоазиатский узел, где сосредоточено более $\frac{2}{3}$ нефти Земного шара (Иран, Ирак, Саудовская Аравия), юго-западные штаты США, Мексика, Южная Америка (Уругвай, Парагвай, Аргентина), Индонезия.

В Советском Союзе крупные нефтяные месторождения сосредоточены на Кавказе — Апшеронский полуостров, Грозненский, Майкопский, районы; на территории между Волгой и Уралом (Второе Баку). На Кавказе нефть третичного возраста, а в Урало-Волжской области — девонского и каменноугольного.

Значительные месторождения нефти известны на Украине:

Прикарпатье, Полтава, Миргород и др. В настоящее время нефтяные месторождения открыты в Западной Сибири.

Нефть — ценнейшее полезное ископаемое. Из нее получают бензин, керосин и многие другие продукты, без которых немислима жизнь современного человека. Нефть широко применяется для органического синтеза.

Твердые битумы. Твердые битумы обычно представляют собой продукты изменения (окисления) нефтей и встречаются в нефтегазоносных областях. Первой стадией окисления нефти является мальта и кир, затем следуют асфальты и озокериты.

Озокерит — порода буровато-желтого, зеленовато-желтого, бурого цвета, состоит из смеси твердых углеводородов парафинового ряда с небольшой примесью жидких и газообразных; плавится при температуре 58—85° С, излом его — плоскораковистый, занозистый, летом в обнажениях имеет мазеобразную консистенцию. Залегает обычно в виде жил, реже пластами (Фергана, Челкен).

Асфальт — порода почти черного цвета, твердая и вязкая. Удельный вес 1,0—1,2, твердость 3. Состоит из смеси смол (40—50%), масел (до 40%) и асфальтенов. Содержание углерода в асфальте 80—85%, водорода до 12%, серы, кислорода и азота до 2—19%. Обычно залегает в виде жил.

Кериты — высокометаморфизованное органическое вещество нефтяного ряда, встречающееся в метаморфизованных осадочных породах (глинистые сланцы, аспидные сланцы, филлитоподобные сланцы и др.). Отличаются от других битумов более высоким содержанием углерода и нерастворимостью в органических растворителях.

Горючие газы. Различают газы, связанные с угольными месторождениями и состоящие почти целиком из метана, и газы, связанные с нефтяными месторождениями, тоже метановые, но с более или менее значительным содержанием тяжелых углеводородов.

Практическое значение имеют газы, связанные с нефтяными месторождениями. Состоят они из метана, содержат в различной пропорции азот, уголекислоту, иногда сероводород, довольно часто гелий, аргон и другие благородные газы в количествах от следов до нескольких процентов.

По содержанию тяжелых углеводородов различают «сухие» газы (тяжелые углеводороды составляют доли процента) и «жирные» (тяжелых углеводородов от нескольких процентов до нескольких десятков процентов).

В связи с высокой миграционной способностью газов месторождения их часто встречаются вдали от месторождений нефти (Шебелинка, Бухара и др.).

Месторождения горючих газов в СССР известны в Прикар-

патье (Дашава), северо-восточной Украине (Шебелинка), Саратовском Поволжье, Бухаре и др.

Горючие газы используются как топливо в быту и промышленности и как сырье для получения самых различных синтетических материалов: пластмассы, искусственного волокна и др.

* *

*

Нами были описаны наиболее распространенные типы осадочных пород и по возможности приведены конкретные данные о их минеральном и химическом составе. Помимо описанных типов пород некоторыми исследователями выделяются еще дополнительные: медистые, цеолитовые, серные и другие горные породы.

Что же они представляют собой? Действительно ли это породы?

Медистые породы — это терригенные породы: песчаники, алевролиты, аргиллиты, содержащие в виде цемента или в виде примазок по плоскостям напластования минералы меди (главным образом окисные, реже сульфиды). Содержание окиси меди обычно составляет доли процента.

Цеолитовые породы обычно представляют собой песчаники, алевролиты, реже известняки с цеолитовым цементом или выделениями цеолитов.

Серные — это сульфатно-карбонатные породы, обычно содержащие битумы и выделения кристаллической серы. Содержание цеолитов и серы, как правило, невысокое, порядка нескольких процентов и только в некоторых случаях встречаются высокие концентрации серы и цеолитов (юрские песчаники Закавказья, гипсы Прикарпатья и др.).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что по существу нет никаких самостоятельных медистых, цеолитовых и серных пород, а имеются соответствующие обломочные, карбонатные и другие типы пород, содержащие тот или иной минерал. Поэтому нет необходимости выделять их в особые типы.

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Условия образования осадков и осадочных пород определяются динамикой, физико-химическими и термодинамическими условиями среды и жизнедеятельностью организмов.

Условия образования осадочных толщ помимо этого зависят от геотектонического режима территории. Причем наибольшее значение имеют вертикальные движения земной коры переменного знака и меняющейся амплитуды, так называемые **колебательные движения**, которые вызывают существенные изменения физико-географических условий на земной поверхности и этим определяют особенности образующихся осадков. Масштаб и знак (поднятие или опускание) определяют направление процесса (размыв или отложение) и мощность осадочных толщ. Чем больше амплитуда погружений, тем более мощные толщ осадков могут отложиться на данной территории.

Режим колебательных движений в геосинклиналях и на платформах, как известно, неодинаков: в первых наблюдается большая амплитуда погружений и накапливаются мощные толщ осадочных пород. На платформах размах погружений незначительный и осадочный чехол имеет небольшую мощность. Мощность и скорость накопления осадков оказывает влияние на характер процессов диагенеза и последующих изменений осадочных пород.

Режим колебательных движений определяет также строение осадочных толщ. Осадочные породы в большинстве своем залегают в виде слоев и пластов обычно значительной протяженности, с более или менее параллельными поверхностями. Термины «пласт» (*bed*) и «слой» (*layer*) часто употребляются как равнозначные по отношению ко всякому плитообразному телу горной породы. Однако пласт в свою очередь может быть слоистым, поэтому некоторые авторы вводят понятия *собственно слоистости* — первичной пластообразной формы тел — и подчиненной ей *слойчатости* — внутренней сингенетической текстуры слоев (Вассоевич,

1952). Другие исследователи слоем в широком смысле слова считают одновременные осадки на дне бассейна, состоящие из разного материала (отложения различных фаций), а однородные по составу и условиям образования, но неодновременные отложения называют пластами (Жемчужников, 1958). Однако ни то, ни другое определение не получило всеобщего признания.

Под термином пласт мы будем понимать плитообразное тело осадочной породы, представляющее собой единицу подразделения разреза по вещественному составу, например пласт глины, песка, песчаника, известняка и т. п. Образование пластов происходит благодаря колебательным движениям земной коры, в результате перемещения береговой линии бассейнов, изменения базиса эрозии и т. п. Слоистость — текстурный признак пластов и образуется под воздействием течений, волнения, изменения состава и интенсивности приноса обломочного материала, периодического осаждения вещества из водных растворов, жизнедеятельности организмов и т. п. В некоторых случаях пласт может состоять из одного слоя (стабильность условий осадконакопления в течение некоторого периода времени), тогда пласт эквивалентен слою.

Колебательные движения являются причиной ритмичности и цикличности осадочных толщ. Ритмы и циклы представляют собой закономерно повторяющиеся комплексы пластов и фаций осадочных пород, возникшие в результате поднятий и опусканий и связанных с ними изменений условий осадконакопления.

ФАЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Фации

Фация — это обстановка осадконакопления (современная или древняя), овеященная в осадке или породе. Обстановку осадконакопления мы можем характеризовать с точки зрения динамики среды, физико-химических условий среды, условий существования организмов, а также физико-географических условий: климат, ландшафт и место данной обстановки в ландшафте суши или на дне моря.

Обстановку осадконакопления можно наблюдать и изучать в настоящее время, обстановки геологического прошлого мы познаем, изучая осадочные горные породы.

Фация едина, поэтому вряд ли целесообразно выделять специально топофации, биофации, литофации, геохимические фации и т. п.

Естественно, что изучая какие-либо осадки или породы, палеонтолог уделяет больше внимания изучению органических остатков и дает полную биологическую характеристику. Однако и в этом случае он не может не осветить другие характерные черты фаций: гранулометрию (в карбонатных илах, песках или глинах залегают изученные им организмы), геохимические условия среды (есть или нет в осадках пирит, сидерит, глауконит), топографические условия осадконакопления (литораль, мелководная часть шельфа, глубоководная часть шельфа) и т. п.

Минералог или петрограф, естественно, лучше изучит текстуры, структуры и вещественный состав и даст детальную геохимическую и гранулометрическую характеристику фаций. Однако он не может пройти мимо органических остатков и не дать хотя бы краткой биологической характеристики на основе последней топографической и климатической характеристик условий осадконакопления.

Для характеристики фаций имеют значение следующие факты: присутствие или отсутствие органических остатков (их видовой состав и условия захоронения), состав и условия нахождения аутигенных диагенетических минералов и конкреций, текстуры и структуры осадка или породы, гранулометрия осадка или породы и, наконец, в какие фации переходит данный осадок или порода по горизонтали и вертикали.

Классификация фаций. Фации принято подразделять по физико-географическим условиям на морские, переходные и континентальные.

В группе морских фаций выделяются фации литорали, сублиторали, мелководья отделенного от моря баром или островами, мангровых зарослей, отмелей и баров, удаленной от берега литорали, удаленной от берега сублиторами, коралловых рифов, открытого моря — мелководной области шельфа, — глубоководной области шельфа, континентального склона (батиальные), абиссальные — глубоководные.

В группе переходных фаций различают лагунные и лагунно-заливные с затрудненным доступом свежих вод — осолоненные; лагунные и лагунно-заливные с соленностью, близкой к нормальной (морской); лагунные и лагунно-заливные с притоком пресных вод — опресненные или фации эстуарий и лиманов; фация дельт.

В группе континентальных фаций различают аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, элювиальные, озерные (пресные

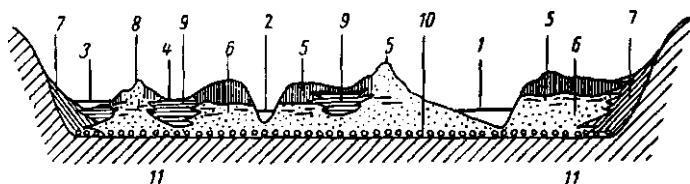


Рис. 54. Схема строения аллювия поймы (по Николаеву):

1 — русло, 2 — проток, 3 — притеррасная речка, 4 — заболоченная старица, 5 — пойменный аллювий, 6 — русловый аллювий, 7 — аллювиально-делювиальные осадки, 8 — возбугренные пески прируслового вала, 9 — старичный аллювий, 10 — галечник руслового аллювия, 11 — коренные породы

озера), соленых озер, болотные и озерно-болотные, ледниковые и флювио-гляциальные, золовые.

Каждая подгруппа фаций (или макрофация по Рухину, 1953) в свою очередь состоит из ряда конкретных фаций (микрофаций по Рухину). Например, аллювиальная подгруппа фаций состоит из фации перлювия (скопления промытых речной водой грубых продуктов выветривания — валунов, камней и т. п. на склоне и дне реки), русловых, или пристрежневых, фаций, фаций прирусловых отмелей, фаций перекатов, пойменных фаций, фаций стариц и озер (в том числе заболоченных стариц и озер-торфяников поймы, рис. 54). Для примера рассмотрим некоторые конкретные типы фаций.

Фации аллювия. *Русловые, или пристрежневые, фации равнинных рек* обычно представлены грубыми и крупнозернистыми песками с гравием и мелкой галькой. В русловых осадках наблюдается диагональная слоистость речного типа — серии косых однонаправленных слоев, этажно расположенных друг над другом. Наклон слоев в одну сторону (по течению), углы наклона крутые. Более грубый материал располагается в основании серий и имеет неправильную линзовидно-косую слоистость. Мощность отложений невелика, распространение полосовое — в виде непра-

вилых узких лент, вытянутых на значительное расстояние.

Фации прирусловых отмелей равнинных рек представлены мелко- и тонкозернистыми песками с диагональной слоистостью иного типа — так называемая перекрестная слоистость — чередование серий косых слоев, наклоненных в разные стороны. Контакты между сериями четкие. Мощность прирусловых песков от нескольких до десятков метров. Распространение также полосовое.

В отложениях русла и прирусловых валов захороняются стволы деревьев.

Фация поймы равнинных рек сложена алевритовыми и глинистыми осадками, обнаруживающими тонкую горизонтальную, горизонтально-волнистую и линзовидную слоистость. Иногда встречаются линзы мелкого песка с косой слоистостью. Основная масса материала осаждается на пойме во время паводка. В период между паводками формируется почва, поселяется растительность. Поэтому осадки поймы всегда содержат мелкий растительный детрит. Распространение осадков поймы полосовое. В поперечном направлении они переходят в осадки русла.

В старицах и озерах поймы отлагаются тонкие глинистые и глинисто-алевритовые илы с высоким содержанием органического вещества. Эти илистые осадки имеют тонкую горизонтальную и горизонтально-волнистую слоистость, иногда переслаиваются с алевритами и тонкими песками. В озерах поймы нередки отложения карбонатных осадков — пресноводного мергеля — пористого глинисто-карбонатного осадка с пресноводной фауной.

В заболоченных водоемах поймы происходит отложение торфа и сапропеля.

Характерным признаком аллювиальных фаций является наличие растительного детрита почти во всех типах осадков, иногда присутствие пресноводной и наземной фауны (пелециподы, гастроподы, а также позвоночные).

На современных террасах и в ископаемых отложениях часто наблюдается дву- и трехчленное строение аллювия (снизу вверх):

- 1) грубые песчаные осадки русла,
- 2) алеврито-глинистые отложения поймы,
- 3) озёрные и болотные осадки.

Отложения горных рек отличаются широким развитием галечников и даже валунных накоплений в русловой и прирусловой фациях и переслаиванием галечников и песков с суглинками и глинами в пойменных фациях.

В заключение приведем наиболее характерные признаки аллювиальных фаций равнинных рек.

1. Широкое развитие песчаных и алеврито-глинистых осадков, содержащих растительный детрит, иногда пресноводную фауну.

2. Песчаные осадки характеризуются недостаточной сортировкой и не очень хорошей окатанностью и часто наличием диаго-

нальной слоистости руслового или потокового типа, а также перекрестной слоистости прирусловых валов.

3. По простиранию и по вертикали песчаные отложения замещаются алеврито-глинистыми с растительным детритом и горизонтальной, горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, а иногда и озерно-болотными осадками.

4. Распространение полосовое — в виде сравнительно узких полос или лент, вытянутых в одном направлении.

5. В основании аллювиальных отложений обычно наблюдается эрозионный врез в подстилающие породы.

6. В толще аллювия часто встречаются эрозионные поверхности.

Фация болот. Среди современных болот выделяются три группы: береговые, дельтовые и равнинные. Кроме того, выделяются как самостоятельные типы тропические болота и высокогорные (?). Каждая группа отличается от другой размером, режимом питания и типом растительности.

Для болотных отложений характерно:

- 1) наличие органического вещества в виде торфа, сапропеля или углистого вещества;
- 2) отсутствие зонального расположения осадков, вследствие отсутствия прибоя у берега начинаются глины;
- 3) наличие пресноводной фауны;
- 4) ясная слоистость;
- 5) небольшая площадь распространения.

Почвой болотных отложений могут быть любые породы, чаще всего это глинистые пески, алевриты и глины. Сами отложения представлены торфом, иногда сапропелем. В толще торфа встречаются прослойки и линзы терригенного материала, иногда стяжения и конкреции карбоната и фосфата железа. Торф формируется под водой, но с периодическим кратковременным или длительным осушением. Водный режим торфяника определяет характер процессов разложения органического вещества: обугливание — фюзенизация при осушении и гелификация — витрефикация при водном режиме.

Кровлей болотных отложений служат либо терригенные аллювиальные осадки, либо морские терригенные, реже карбонатные отложения.

В случае перекрывания торфяников морскими водами в торфянике и сопровождающих породах образуются сульфиды железа.

Аллювиальные и болотные фации пользуются широким распространением как в современных, так и в древних отложениях. Они описаны в каменноугольных отложениях Подмосковного бассейна, Урала, Донбасса, Вестфалии, Уэльса, Иллинойса, в пермских отложениях Кузбасса, в юрских отложениях Урала,

Средней Азии, Донбасса, в третичных отложениях Дальнего Востока. Аллювиальные фации, не связанные с болотными, известны также в девоне Русской платформы, в неогене Кавказа и Закавказья и др.

Батимальные фации. Батимальные и абиссальные фации представляют особый интерес, так как в ископаемом состоянии встречаются сравнительно редко и диагностика их исключительно трудна. Батимальная область мирового океана соответствует континентальному склону с глубинами от 200—400 до 2000—3000 м. В виде узкой полосы она окаймляет континенты, располагаясь между шельфом и абиссальной областью. Рельеф ее по сравнению с шельфом более однообразен, редко наблюдаются подводные долины и возвышенности.

Батимальная область располагается ниже действия волн. Только волны цунами и мутные потоки взмучивают иногда ее осадки. На распределение осадков оказывают влияние поверхностные и донные течения. Площадь батимальной зоны составляет 15% от всей площади дна мирового океана (рис. 55).

В пределах батимальной зоны развиты следующие типы осадков.

Глубоководные пески и галечники. Они встречаются в местах развития донных течений, на перегибе шельфа, на подводных возвышенностях и в подводных долинах. Примером таких отложений являются осадки склона вдоль берегов Норвегии на глубинах до 800 м.

Синий ил — синевато-серый осадок с запахом сероводорода, состоит из тонких глинистых частиц (примерно 65%), содержит примесь песка и алевроита. В небольшом количестве содержит остатки кремневых и, главным образом, известковых организмов. В синем илу наблюдаются характерные выделения сернистого железа, конкреции пирита, карбонатов железа и магния, редко марганцевые стяжения, баритовые и лимонитовые конкреции. Распространен на глубинах от 200 до 5000 м.

Известковый ил — песчанистый осадок желтовато-зеленого цвета, развитый на глубинах до 3000 м. На 70% он состоит из карбоната кальция, остальные 30% составляют глинисто-алевритовые и песчаные примеси.

Большая часть карбоната кальция в известковом илу представлена обломками организмов: фораминиферами, птероподами, кокколитофоридами. Известковый ил отличается от глобигеринового наличием крупных обломочных зерен (песчаной и алевритовой размерности).

Красный ил. В южной Атлантике, в Желтом море и в других местах благодаря выносу реками продуктов красноцветного выветривания и размыва лёссовых толщ отлагается своеобразный красный ил. Он занимает небольшие участки шельфа и континентального склона, состоит из глинистых частиц, небольшой при-

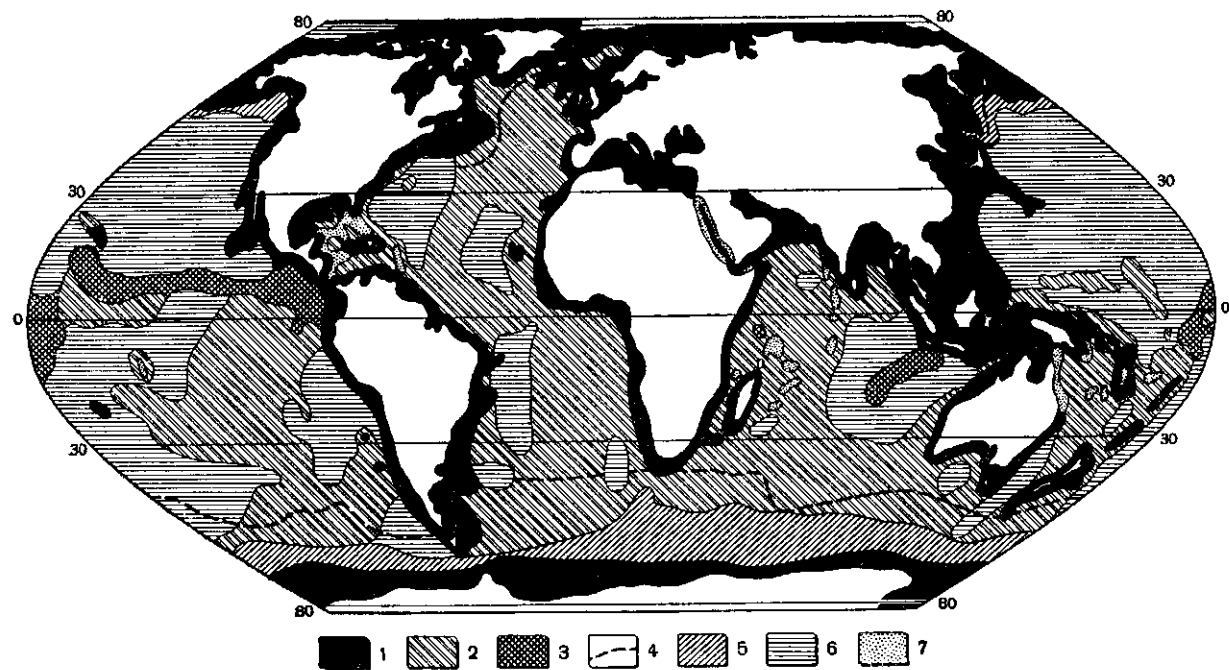


Рис. 55. Современные морские осадки:

1 — литоральные и полупелагические, 2 — глобигриновый ил, 3 — радиолярный ил, 4 — граница плавающих льдов, 5 — диатомовый ил, 6 — красная глубоководная глина, 7 — коралловые рифы

меси песка и алевроита и карбоната кальция (до 60%). Железо в красном илу находится в окисной форме. Органические остатки красного ила представлены планктонными фораминиферами.

Глауконитовый ил и песок. Глауконитовый песок развит главным образом на шельфе (глубины от 80 до 250 м), глауконитовый ил встречается как на шельфе, так и в области континентального склона до глубины 2500 м.

Глауконит обычно наблюдается там, где берега морей обрывисты и сложены кристаллическими породами, отсутствуют большие реки и имеются сильные и холодные течения.

Главным компонентом ила является глауконит, присутствуют стяжения фосфорита, реже конкреции карбоната железа, в переменном количестве песчано-глинистые примеси.

Вулканический ил выделяют как особую фацию синего ила. Развит он там, где имеются вулканы. Отличается от синего наличием вулканического материала: вулканическое стекло, санидин, плагиоклазы, роговая обманка, пироксены, биотит, иногда лейцит и др., а также остроугольностью и свежестью минеральных зерен.

Абиссальные фации. Абиссальные отложения располагаются на глубине более 3000 м. Рельеф абиссальной области еще более спокойный, лишь иногда встречаются значительные подводные хребты (Меридиональный и др.).

Глобигериновый ил — белый или розовато-желтый рыхлый осадок, на $\frac{2}{3}$ состоящий из остатков известковых организмов (главным образом фораминиферы), на $\frac{1}{3}$ из глинистых частиц. Содержит очень незначительную примесь кремневых организмов и минеральных зерен. Содержание CaCO_3 изменяется от 30 до 98%. Из аутигенных образований встречаются — глауконит (редко), марганцевые и известковые сростки, цеолиты.

Глобигериновый ил развит на больших глубинах абиссальной области океанов (до 6000 м) и является там наиболее распространенным осадком. Наибольшая скорость накопления глобигеринового ила 21 см за 1000 лет.

Красная океаническая глина развита на глубинах от 3500 до 7200 м. Цвет ее бурый или красный. Глинистые частицы составляют более 85%, известковые организмы около 6%, кремневые около 2—3%. В красной глубоководной глине обнаружены цеолиты и марганцевые конкреции, а также шарики никелистого железа, возможно, космического генезиса (?). Из органических остатков отмечены зубы рыб и акул (в том числе третичного возраста). Наибольшая скорость накопления красной глубоководной глины 1,3 см в 1000 лет.

Радиоляриевый ил — разновидность красной глубоководной глины. По составу напоминает ее. Состоит из остатков радиолярий (более 50%), глинистых частиц, содержит зубы акул. В илу

обнаружены минеральные новообразования — цеолиты, окислы марганца и др. Распространен на глубинах 4200—4900 м.

Диатомовый ил — серый песчанистый осадок, рыхлый и мягкий. Состоит из скорлупок диатомей (около 50%), известковых организмов ($\frac{1}{5}$) и глинистых частиц. В небольшом количестве встречаются радиолярии, спикулы кремневых губок и минеральные зерна, главным образом вулканогенного генезиса. Диатомовый ил развит в приполярных широтах на глубинах от 1000 до 5000 м.

Палеогеография

Реконструкция физико-географических условий геологического прошлого является одной из наиболее интересных и вместе с тем наиболее трудных задач исследователя. Под физико-географическими условиями мы понимаем характер распределения суши и моря, ландшафт суши и рельеф морского дна, обстановки осадконакопления на суше и в бассейнах седиментации и, наконец, климатические условия, в которых происходят выветривание, перенос и отложение.

Реконструкция условий осадконакопления, выявление общей картины распределения суши и моря, определение питающей провинции, путей и способов переноса материала, определение климата требуют от исследователя тщательного отбора фактов и умения их правильно интерпретировать.

Какие же задачи стоят перед исследователем?

1. Определение характера осадка или породы: обломочные, карбонатные, соленосные, угленосные, бокситы и т. п.

2. Выяснение состава сингенетических и диагенетических минералов, конкреций.

3. Изучение текстур и структур: характера слоистости, гранулометрии, знаков волн, трещин усыхания, иероглифов и т. п.

4. Выявление состава и характера фауны и флоры и условий ее обитания и захоронения (палеонтологические и палеоэкологические наблюдения).

Тщательное изучение собранного материала и сравнение его с современными осадками, условия образования которых известны, позволяет восстановить условия осадкообразования — реконструировать фации.

Изучение объекта на площади его распространения дает материал для нанесения выделенных фаций на карту, т. е. дает возможность составить палеофациальную карту.

Таким образом, первым этапом палеогеографической реконструкции является восстановление условий осадконакопления. Фациальные карты дают материал для определения положения береговой линии и площадей, занятых сушей и морем. Состав осадков и палеонтологические данные могут быть использованы для определения климата. Например, наличие карбонатных по-

род с широким развитием колониальных кораллов в качестве пороодообразователей свидетельствует об определенной морской обстановке и теплом климате, наличие бокситов латеритного типа и угленосных осадков с теплолюбивой и влаголюбивой флорой — об определенных континентальных обстановках и теплом и влажном климате.

Помимо этих общих данных, необходимых при фациальном анализе, для палеогеографических реконструкций имеет большое значение целая серия других фактов.

1. Наблюдение над составом аллотигенных минералов, определение ассоциаций минералов, оценка роли устойчивых и неустойчивых минералов.

2. Наблюдение над степенью выветрелости неустойчивых минералов.

3. Определение степени окатанности аллотигенных минералов.

4. Изучение характера поверхности аллотигенных минералов.

5. Изучение состава глинистых минералов в осадочных породах и коре выветривания возможных областей сноса.

6. Определение ориентировки гиероглифов, наклона косых слоев, ориентировки удлинённых органических остатков и т. п.

7. Изучение петрографии и минералогии древних массивов — возможных областей сноса обломочного материала.

8. Изучение петрографии и минералогии осадочных пород более древнего возраста.

Для того чтобы уметь правильно интерпретировать собранный материал, необходимо иметь представление о влиянии климата и рельефа на сохранность и распределение аллотигенных минералов.

Влияние климата и рельефа на сохранность обломочных минералов. Климат и рельеф контролируют гранулометрию осадков. Это общеизвестный факт, не требующий особых доказательств. При высокогорном расчленённом рельефе осадки содержат грубообломочный материал (валуны, гальку, щебень) или целиком состоят из него. Осадки ландшафта невысоких гор и холмов характеризуются присутствием гальки, щебня, песка.

В условиях равнинного рельефа происходит накопление главным образом песчаных, алевритовых и глинистых осадков. И только в виде исключения встречаются накопления мелкой гальки и гравия (на речных перекатах, в области прибоя и т. д.).

К сожалению, до настоящего времени нет точных данных о зависимости между размером частиц осадка и высотой гор. Необходимо подчеркнуть, что в данном случае главную роль играет не абсолютная высота гор, а относительная — возвышение их над прилегающей местностью или уровнем речных долин, озерных котловин. Точно так же, как и в климатическом факторе, главную роль играют не общее количество осадков, а их распределе-

ние по сезонам и характер осадков (частые обильные дожди или редкие ливни).

Климат и рельеф местности оказывают существенное влияние на сохранность и распределение минералов в осадочных породах. Это особенно хорошо можно проследить на примере современных осадков. Установлено, что неустойчивые и менее устойчивые в химическом отношении минералы встречаются в больших количествах в осадках стран с аридным или нивальным климатом и резким рельефом, где процессы химического выветривания развиты слабо. При равнинном рельефе в странах с аридным и нивальным климатом также происходит накопление неустойчивых минералов, но в несколько меньшем масштабе. И, наоборот, в странах с гумидным (умеренным) и тропическим климатом и равнинным рельефом, где преобладают процессы химического выветривания, неустойчивые и менее устойчивые минералы практически отсутствуют в современных осадках. При расчленении рельефе в странах с гумидным климатом эти особенности осадконакопления проявляются также, но менее резко. Так, например, в осадках Красного моря отмечено обилие свежих полевых шпатов (не только кислых плагиоклазов, но и основных), свежего биотита (до 80% тяжелой фракции), роговой обманки (до 45% тяжелой фракции), оливина и др.

В плах реки Нила также обнаружено обилие свежих полевых шпатов. В современных осадках восточной пустыни Египта количество свежих полевых шпатов достигает 75%.

В песках Гудзонова залива содержится большое количество свежих полевых шпатов и ферри-магнезиальных минералов. В ледниковых отложениях Англии количество свежих полевых шпатов достигает 80%. Пески некоторых среднеазиатских пустынь имеют аркозовый состав, и сохранность полевых шпатов в общем хорошая.

Аналогичные примеры известны и для отложений геологического прошлого. В древнем красном песчанике, юрских отложениях Англии, сиваликской серии Индии установлено обилие свежих полевых шпатов. Преобладание в осадках свежих полевых шпатов и биотита отмечено в верейских песках Подмосковной котловины (Швецов, 1937).

В среднем карбоне Вестфальского бассейна и Доибасса установлено обилие свежих полевых шпатов в промежуточной между угольными пластами толще и постепенное увеличение количества выветрелых полевых шпатов по мере приближения к почве угольного пласта (Удлюфт, 1939; Логвинско, 1939—1949).

Содержание в осадках неустойчивых минералов, по мнению многих исследователей, является мерой аридности или нивальности климата.

Характер климата проявляется также в сохранности минералов (или степени выветрелости). В условиях аридного и ни-

вального климата интенсивность химического выветривания низкая, следовательно, сохранность минералов хорошая, в условиях гумидного климата благодаря интенсивному химическому выветриванию сохранность минералов плохая.

Степень выветрелости может быть исследована на любых минералах, но лучше всего ее можно наблюдать в минералах группы полевых шпатов, так как это широко распространенные минералы и процессы выветривания их изучены в деталях.

Наиболее обстоятельное исследование в этой области было выполнено В. Мейки еще в конце прошлого столетия. Он изучил распространение свежих и выветрелых полевых шпатов в различных осадочных породах Англии и на основании полученных данных и с учетом других особенностей осадков реконструировал климатические условия геологического прошлого.

В иижнем древнем красном песчанике были обнаружены области с преобладанием выветрелых и свежих полевых шпатов. Так, северная область развития древнего красного песчаника и аркадская характеризуются преобладанием свежих полевых шпатов. Это области по В. Мейки с гляциальным и субгляциальным климатом. Южная область — область озера Каледония отличалась более мягким климатом, о чем свидетельствует больший процент выветрелых (каолинизированных) полевых шпатов.

Во время отложения верхнего древнего красного песчаника климат был довольно мягкий, напоминающий современный режим, но несколько менее влажный. Однако в отдельные моменты, вероятно, существовали условия гляциального или полугляциального климата.

Во время отложения рептилиевых слоев был теплый сухой климат, юрских (оолит) — жаркий и сухой, сменившийся более влажным.

В начале четвертичного периода существовал гляциальный климат (наличие ледниковых отложений с высоким содержанием свежих полевых шпатов), он сменился умеренно-влажным с повышенным увлажнением (высокий процент выветрелых полевых шпатов).

Однако восстановление климатических условий геологического прошлого на основании содержания в осадочных породах свежих и выветрелых полевых шпатов возможно только в том случае, когда есть уверенность, что выветрелые полевые шпаты не заимствованы из других осадочных пород и во время диагенеза и последующих изменений не происходило выветривание.

Колличество слюды в континентальных наземных осадках рассматривается как мера интенсивности ветра.

Глинистые минералы как индикаторы климата. Хорошим индикатором климата являются глинистые минералы современной коры выветривания и почв. В коре выветривания гранитов присутствуют такие комплексы глинистых минералов (Седлецкий,

1948): Кольский полуостров: кварц, гидрослюда, каолинит (мало); Южный Урал: кварц, каолинит, гидромусковит; Крым: монтмориллонит, иллит; Узбекистан: бейделлит, иллит; Индия: галлуазит, гидрогематит.

В почвах обнаружены следующие комплексы глинистых минералов: сероземы — бейделлит, иллит; каштановые почвы — монтмориллонит, иллит, серицит; черноземы — монтмориллонит, иллит; подзолистые почвы умеренной зоны Севера — кварц, гидрослюда, каолинит; кварц, нонтронит; подзолистые почвы субтропиков — кварц, галлуазит, нонтронит, гидрогематит; желтоземы — галлуазит, гидрогетит, гидрогематит, нонтронит, каолинит; красноземы — галлуазит, гетит, гидрогетит, гидрогематит; латериты — метагаллуазит, гиббсит; солонцы — монтмориллонит, бейделлит; черноземы Эритреи, Индии — монтмориллонит, серицит, галлуазит; красноземы Эритреи, Абиссинии и Индии — галлуазит, гидрогетит, гидрогематит, гетит, гематит, бёмит, монтмориллонит (мало).

В современных морских осадках, как показали исследования Н. М. Страхова и М. А. Ратеева, глинистые минералы являются в основном аллотигенными составляющими и отражают не только состав почв и коры выветривания, но и состав древних осадочных пород берегов и в какой-то мере всего водосборного бассейна.

Таким образом, глинистые минералы современных морских осадков лишь частично являются продуктом современного климата.

В древних осадочных породах глинистые минералы подверглись значительным изменениям при диагенезе и катагенезе, а в ряде случаев целиком являются продуктом диагенеза и катагенеза. Следовательно, они могут быть использованы для реконструкции условий образования осадочных пород, что же касается реконструкции климатических условий геологического прошлого, то использование их для этой цели требует самого тщательного анализа фактов.

Можно считать установленным, что аридный (ландшафт с полусухим и сухим климатом) и нивальный климаты (ландшафт с холодным климатом) способствуют накоплению в осадках неустойчивых минералов, гумидный климат (ландшафт с влажной почвой на протяжении всего года и ландшафт с периодически влажной почвой) способствует накоплению устойчивых минералов.

Расчлененный рельеф в сочетании с аридным и нивальным климатом усиливает процессы концентрации неустойчивых минералов. Расчлененный рельеф в сочетании с гумидным климатом заметно уменьшает влияние климата, т. е. при названных условиях возможна некоторая концентрация неустойчивых или менее устойчивых минералов в осадках и осадочных породах, особенно

при наличии условий «запечатывания» *. Влияние рельефа иногда может «подавить» влияние климата. Примером этого являются аркозы современных и третичных отложений Мексики.

В таком же направлении действуют вулканические извержения, поставляя в осадки и породы неустойчивые и невыветрелые минералы.

Если аридный и нивальный климаты действуют одинаково по отношению к процессам накопления обломочных (песчано-алевритовых) минералов (концентрация неустойчивых минералов), то совершенно иначе проявляется это по отношению к глинистым минералам.

В условиях нивального климата генерируются гидрослюды, частью каолинит (в ограниченных количествах), в условиях аридного климата — монтмориллонит, бейделлит; бейделлит, иллит; монтмориллонит, иллит, серицит.

Гумидный климат способствует накоплению устойчивых минералов и разрушению неустойчивых.

От характера климата — сезонный климат (муссонный) или равномерно влажный на протяжении года, влажный климат умеренной зоны или тропиков — зависит характер глинистых минералов.

Так в условиях гумидного климата умеренно-влажной зоны генерируются гидрослюды, каолинит; гидрослюды, нонтронит, монтмориллонит. В условиях гумидного климата субтропиков и тропиков — монтмориллонит, серицит, каолинит, галлуазит; галлуазит, гидрогетит, гетит, гидрогематит.

В условиях почти гумидно-муссонного климата тропиков и субтропиков — метagalлуазит, гиббсит, галлуазит, гидрогетит, гидрогематит, гетит, гематит, бемит.

Определение путей и способа переноса обломков и питающей провинции. О переносе и путях переноса можно судить по степени окатанности частиц, характеру их поверхности, размеру, общей сортировке материала, наклону серий косых слоев в диагонально-слоистых пачках, ориентировке удлиненных органических остатков (растительных и животных), ориентировке гиероглифов (слепки борозд размыва, следы волочения и др.).

Первая серия фактов говорит о среде, в которой происходил перенос: хорошее окатывание и сортировка наблюдаются в морских отложениях, еще лучше отсортированы и окатаны золотые пески, последние отличаются также полировкой поверхности частиц; аллювиальные отложения хуже отсортированы и хуже окатаны.

Вторая серия фактов показывает направление переноса материала: морских течений, направлений речного русла и т. п.

Об области сноса — питающей провинции — можно составить

* Быстрое захоронение под слоем глинистых осадков.

представление, изучая минеральный состав пород бассейна седиментации, распределение различных фаций (в том числе прибрежно-морских и континентальных) области седиментации, а также изучая минералогию и петрографию древних массивов (возможных областей питания), окружающих область седиментации.

Некоторое представление о положении береговой линии и, следовательно, в какой-то мере о питающей провинции дает также распределение карбонатных и обломочных пород бассейна седиментации: обычно в сторону суши наблюдается уменьшение содержания карбонатных и глинистых пород, увеличение удельного веса песчаных и погрубение материала, появляются ориентированные текстуры, возникающие на пляже (следы струек воды, следы всплеска, ориентировка гальки и т. п.).

Изучение минерального состава пород (легких породообразующих и тяжелых *, или акцессорных, минералов) области седиментации дает прекрасный фактический материал для определения области сноса. Еще более легко с меньшей затратой времени можно решить эту задачу, если есть возможность изучить не состав отдельных минералов, а сами горные породы в щебне, гальке и валунах, рассеянных в осадках области седиментации.

Определение климата. О климате эпохи отложения осадков можно судить в первую очередь по составу фауны и флоры. Из минералого-петрографических данных имеют значение определение состава аллотигенных компонентов и роли среди них неустойчивых минералов (если известны породы области питания), наблюдения над сохранностью неустойчивых минералов, характер и состав коры выветривания (если таковая сохранилась). Некоторое значение имеет состав глинистых минералов в глинистых и песчано-алевритовых осадках области седиментации (последние могут быть продуктами перемыва почв и коры выветривания).

Большое значение имеет состав осадков — наличие среди них соленосных залежей, залежей торфа, ископаемых углей, бокситов и т. п.

Для правильной интерпретации отмеченных фактов и явлений необходимо проводить сравнение изучаемого объекта с современными осадками, находящимися в аналогичных условиях, и древними осадками — осадочными породами, условия образования которых уже выяснены. При этом следует помнить об эволюции условий осадкообразования с течением времени и, следовательно, сравнение не должно быть отождествлением.

* Легкие минералы — удельный вес 2,85, тяжелые минералы >2,85.

Примеры палеогеографических реконструкций. Изучение минералогии угленосной толщи Донбасса и смежных с ним территорий позволило реконструировать палеофаціальную и общую палеогеографическую обстановку в среднекаменноугольную эпоху в пределах Донецкого бассейна.

Территория Донецкого бассейна в среднем карбоне представляла собой то заболоченную аллювиальную равнину, прорезанную несколькими реками и потоками, то дно мелкого моря, в котором происходила терригенная и карбонатная седиментация.

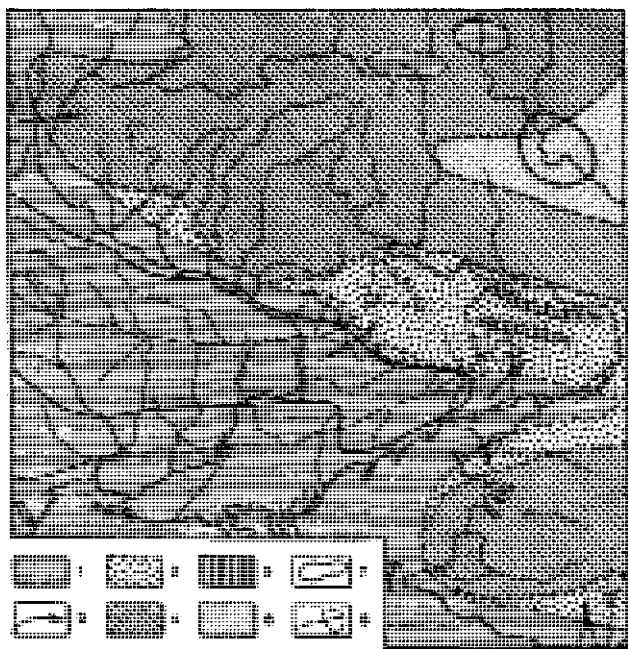


Рис. 56. Фации среднего карбона (московский ярус) на территории юга Европейской части СССР:

1 — области размыва, 2 — направление сноса обломочного материала, 3 — чередование континентальных (аллювиальных и болотных), прибрежно-морских и морских терригенных осадков с прослоями известняков, 4 — прибрежно-морские и морские, преимущественно терригенные осадки с прослоями карбонатных, 5 — отмели и острова, 6 — морские, преимущественно карбонатные осадки, 7 — контуры современных кристаллических массивов, 8 — предполагаемое направление речных артерий

К Донецкому бассейну на юго-западе примыкала возвышенная (холмистая) страна, сложенная докембрийскими кристаллическими породами и частично перекрытая (главным образом на юго-востоке) осадочным комплексом девона и нижнего карбона.

Питание донецкого моря обломочным материалом происходило за счет сноса с периодически воздымавшегося Украинского кристаллического массива. Принос материала осуществлялся одной или двумя крупными и многочисленными мелкими реками и потоками (в основном с юго-востока Приазовского массива). Об этом свидетельствует состав породообразующих и аксессуарных минералов осадочных пород среднего карбона Донбасса. Первые представле-

ны кварцем, полевыми шпатами (кислый и средний плагиоклаз, ортоклаз, микроклин), слюдами и обломками различных осадочных пород. Среди гальки и валунов в угольных пластах обнаружены граниты, аплиты, гнейсы и аркозовые песчаники. Среди аксессуарных минералов преобладают рудные слюды, затем следуют циркон, турмалин, рутил, гранат, апатит, сфен, монацит, ксенотим, анатаз, брукит, хлоритоид. В небольших количествах встречаются пироксены и амфиболы (в том числе эгирин) и ряд др. Зерна минералов слабо окатаны, преобладают угловато-окатанные и угловатые зерна.

Устья рек периодически мигрировали от излучины Днепра вблизи г. Днепропетровска до северной, северо-восточной окраины современного Донбасса. На севере, северо-востоке и востоке располагалось открытое море. В этом направлении в разрезах угленосной толщи увеличиваются число и мощность

пластов известняков (морские отложения) и уменьшается количество обломочных пород, особенно аллювиальных и болотных отложений.

Палеогеографические и фациальные карточки, составленные для синхронных горизонтов (кровля угольного пласта, пласт известняка), показывают, что море, как правило, надвигалось с северо-востока и часто это были не настоящие трансгрессии, а скорее ингрессии (рис. 56, 57).

Флора среднего карбона Донбасса представляла собой влаголюбивую и теплолюбивую флору тропического или субтропического климата (хвощи, каламиты, плауновые, папоротники). В мелководном море обитали многочисленные известковые водоросли. Фауна среднего карбона Донбасса также богата и разнообразна: в известняковых пластах встречаются массив-



Рис. 57. Литологический состав кровли угольного пласта Донбасса:

1 — карбонатные осадки, 2 — глинистые осадки, 3 — песчаные осадки

ные фораминиферы, колониальные кораллы, толстостенные брахиоподы, мшанки, криноидеи, пелелиподы и другие организмы.

В породах промежуточной между угольными пластами толщи в значительных количествах содержатся свежие полевые шпаты, цветные слюды, апатит и другие неустойчивые минералы. В почве угольных пластов преобладают выветрелые полевые шпаты и исчезают другие неустойчивые минералы. Среди глинистых минералов отмечен каолинит (в глинистых породах почвы угольных пластов и в прослоях в самом пласте). Содержание каолинита иногда достигает высоких концентраций. Термическим и рентгенометрическим методами установлено присутствие гидрагиллита.

Приведенные данные дают основание для предположений о характере климата среднекаменноугольной эпохи на территории Донецкого бассейна: климат периода накопления угленосной толщи был жарким — муссонным, с чередованием более продолжительных засушливых периодов и менее продолжительных влажных. Во время накопления угольных пластов климат был теплым и влажным, более или менее ровным на протяжении всего года.

ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Определение и классификация формаций. Парагенетические сообщества фаций (пород), более или менее устойчивые во времени и пространстве, мы будем называть формациями.

Формации возникают при определенном тектоническом режиме и в определенных ландшафтно-климатических условиях. Геотектонический режим является главным — ведущим началом, поэтому классификацию формаций удобно производить по геотектоническому принципу. По этому принципу выделяют геосинклинальные, переходные и платформенные формации. К геосинклинальным формациям относятся глинисто-сланцевые, флишевые, вулканогенно-кремнистые, карбонатные, угленосные, молассовые и некоторые другие. К переходным — угленосные, нефтематеринские, молассовые, красноцветные, лагунно-соленосные и др. Платформенные формации — кварцево-песчаные, глауконито-фосфоритовые, карбонатные, некоторые угленосные и др.

Формации являются парагенетическим сообществом фаций и характеризуются определенным вещественным составом.

Формации как сообщества фаций можно разделить на континентальные аридные, континентальные гумидные, континентальные нивальные, переходные лагунно-заливные и дельтовые, морские шельфовые, морские батинальные, морские абиссальные. По вещественному составу различают терригенные, карбонатные, глауконито-фосфоритовые, бокситовые, вулканогенно-осадочные, железисто-марганцевые и другие формации.

Рассмотрим примеры наиболее распространенных формаций.

Угленосные формации. Образуются в геосинклиналях, переходных зонах и на платформах. В их составе присутствуют почти все типы обломочных пород: нецементированные — галечники, пески, алевролиты, глины; сцементированные — конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники различной крупности зерна, алевролиты, аргиллиты.

В геосинклинальных бассейнах присутствуют также частично метаморфизованные породы — глинистые и аспидные сланцы, алевролитовые сланцы, песчаники-кварциты и т. п.

Обломочные породы угленосных формаций иногда содержат значительную примесь вулканогенного материала (туфогенные породы) и пласты и прослои настоящих пирокластических образований (туфы, пеплы).

По минералогическому составу среди них можно выделить мономинеральные, олигомиктовые и полимиктовые породы.

Широким распространением пользуются кварцевые пески и песчаники (особенно в угленосных формациях платформ), каолинитовые и гидрослюдистые глины и аргиллиты, полево-шпатово-кварцевые пески, песчаники, алевролиты, каолинит-гидрослюдистые, монтмориллонит-гидрослюдистые глины и аргиллиты и, наконец, аркозовые и граувакковые песчаные и частью алевритовые породы и полиминеральные глины и аргиллиты.

Характерной особенностью горных пород угленосной формации является присутствие органического вещества — тонкодисперсного углистого вещества (в том числе и гуминовых соединений), реже битуминозного вещества. Благодаря наличию органического вещества горные породы имеют темную окраску. Угленосные отложения богаты различными конкреционными образованиями (карбонатные, сульфидные, кремнеземистые конкреции и конкреционные прослой).

Большинство пород угленосных формаций представляет собой более или менее совершенные продукты осадочной дифференциации вещества. Породы смешанного состава встречаются редко и отмечены только в делювиально-пролювиальных осадках угольных бассейнов межгорных впадин.

Помимо обломочных пород в составе угленосных формаций присутствуют хемогенные и органогенные осадки: известняки, доломиты, кремнистые породы, а также углистые породы и угли.

Угленосные формации геосинклиналей имеют большую мощность и сложены сцементированными и метаморфизованными породами. Среди них часты полиминеральные разности (аркозы, граувакки, полиминеральные аргиллиты и др.). Они содержат большое количество угольных пластов, мощность пластов небольшая, угли представлены высокометаморфизованными разностями — каменными углями и антрацитами.

Угленосные формации платформ отличаются небольшой мощностью осадков, наличием рыхлых несцементированных пород, бурых углей (единичные пласты, но большой мощности) и мономинеральным составом обломочных пород.

В фациальном отношении породы угленосных формаций принадлежат к трем группам фаций: континентальным (аллювиальные, болотные, делювиальные), переходным (лагунно-заливные, дельтовые, лагунно-болотные) и морским, главным образом шельфовым.

Для угленосных формаций характерна периодичность осадконакопления, особенно ярко проявляющаяся в геосинклинальных бассейнах. Упомянутые выше фации закономерно сменяют друг друга — наблюдается чередование фаций в разрезах и на площади — континентальные фации сменяются переходными, переходные морскими и т. д. Этот набор фаций в разрезе назы-

вают циклом осадконакопления или седиментации. Началом циклов седиментации является смена трансгрессивного ряда фаций регрессивным. Циклы седиментации различают по набору фаций и масштабу. По первому признаку выделяются такие типы циклов (учитываются подугольные и надугольные фации, угольный пласт — середина цикла): регрессивные — лагунно-озерные, заливно-лагунные, морской-лагунный; однородные — континентальные, лагунные, морские; трансгрессивные — аллювиально-морские, лагунно-морские и т. д.

По масштабу выделяются: элементарный цикл — один последовательный набор фаций (мощность — метры, десятки метров), мезоцикл — набор циклов — регрессивных, однородных и трансгрессивных (мощность — десятки и сотни метров), макроцикл — набор мезоциклов — регрессивных, однородных и трансгрессивных (мощность — сотни метров, соответствует свитам и зонам).

Для примера приведем разрезы разных по характеру и масштабу циклов осадконакопления в угленосных толщах некоторых бассейнов (см. стр. 228).

Причиной периодичности являются колебательные движения земной коры мелкого и крупного масштаба (с осушением территории), происходящие на фоне общего опускания.

Угленосные формации платформ отличаются от геосинклинальных небольшой мощностью, развитием мономинеральных пород, отсутствием метаморфизации пород и углей, небольшим количеством угольных пластов, преобладанием лимнических (озерных) и речных осадков и др.

Флишевые формации. В составе флишевых толщ преобладают обломочные и карбонатные породы. Они представлены всеми типами от аргиллитов до конгломератов и брекчий и от известковых глин до известняков. Небольшим распространением пользуются аргиллиты, алевролиты и песчаники. Формация флиша характерна для геосинклиналей, поэтому преобладают сцементированные и метаморфизованные породы. Рыхлые породы в общем редки, исключение составляют только глины, довольно часто встречающиеся в разрезах флишевых толщ.

По минеральному составу обломочные породы флиша весьма разнообразны. Здесь встречаются кварцевые, кварцево-глаукозитовые, кварцево-полевошпатовые, аркозовые, граувакковые псаммиты и алевролиты, полиминеральные и мономинеральные пелиты.

Довольно часто к обломочному материалу примешивается вулканогенный, присутствуют настоящие пепловые и туфовые прослои.

Флишевые формации отличаются закономерным чередованием различных типов пород. Классический флиш состоит из трех типов слоев (элементов ритма).

I-й элемент ритма представлен зернистыми породами, обыч-

*Бассейн
Иллинойс, С₂,
по Веллеру*

*Донбасс, С₂, по Лозви-
ненко*

*Кузбасс, Р₂ (?),
Ерунаковская сви-
та, по Жемчуж-
никову*

Размыв

Сланцы с же-
лезистыми кон-
крециями

Известняк с
морской фа-
уной

Черные слан-
цы с больши-
ми конкреци-
ями

Уголь

Подстилающая
глина

Известняк без
морской фауны

Песчаный сла-
нец

Песчаник кон-
тинентальный

Размыв

Размыв

Аргиллит с морской
фауной

Известняки с мор-
ской фауной

Аргиллит с морскими
пелециподами

Аргиллит с антрако-
зидами

Аргиллит с флорой,
с ракообразными

Уголь

Аргиллит со стигма-
риями (кучерявчик)

Аллю- вий	{	алевролит с
		флорой, пес-
		чаник мел-
		козерни-
		стый
{	песчаник	
	грубозерни-	
	стый, гра-	
		веллит

Размыв (или его нет,
а на месте аллювия
прибрежно-морские
и лагунные осадки).
Мощность от 10 до
80 м

Размыв

Песчаник мел-
козернистый

Аргиллит с
солонатово-
водной фауной

Аргиллит с
флорой

Уголь

Аргиллит с
флорой

Алевролит

Песчаник кру-
пно-средне-
зернистый

Размыв

Мощность
20—50 м

*Кузбасс, Р₂ (?),
Ильинская свита,
по Жемчужни-
кову*

Алевролит
Аргиллит с
солончатой
водной фауной
Уголь
Аргиллит стиг-
мариновый
Алевролит с
флорой
Песчаник мел-
козернистый
Мощность
3—8 м

*Бассейн Ю. Уэль-
са, С₂, по Херду
и др.*

Сланцы с ан-
тракосидами
Сланцы с фло-
рой и рако-
образными
Уголь
Стигмариновая
почва
Песчаники и
конгломераты
континенталь-
ные или дель-
товые
Морские слои
(редко)

*Печорский бассейн, Р₂,
по Позоровичу (воркут-
ская свита)*

Выше регрессивная
часть цикла, обычно
сокращенная до поч-
вы следующего
угольного пласта
Песчаники с пелеци-
подами, брахиопо-
дами, криноидеями,
мшанками и голово-
ногими
Алевролиты с пеле-
циподами и брахио-
подами
Аргиллиты и алевро-
литы со скафопода-
ми, пелециподами и
гастроподами
Аргиллиты со скафо-
подами и пелеципо-
дами
Аргиллиты с лингу-
лями
Аргиллиты с антра-
косидами
Аргиллиты с флорой,
филоподами, остра-
кодами
Уголь

*Остраво-Карвинский
бассейн, С₂, по Пршибыл*

*Жацлержские слои, С₂,
Чехословакия, по Гавле-
на (континентальные
циклы)*

Песчанистые сланцы	Размыв
Глинистые сланцы с морской фауной	Глинистые и песчани- стые сланцы
Глинистые сланцы с солоновато-водной фауной	Угольные сланцы
Уголь	Уголь
Стигмариевая почва	Стигмариевые слан- цы
Глинистые сланцы с флорой	Глинистые сланцы с сидеритом
Песчаные сланцы с флорой	Песчанистые сланцы
Песчаники— прибре- жные или конгломе- раты, дельтовые (?) (скорее аллювий, Н. Л.)	Тонкозернистые пес- чаники
	Грубозернистые пес- чаники
	Конгломераты
Мощность от 10 до 45 м	Размыв
	Мощность цикла от 3 до 10 м

*Кузбасс, Конгломерат-
овая свита, по Жем-
чужникову (континен-
тальные циклы)*

*Вестфальский бассейн,
по Кукучу*

*Слой Coal Measures,
Англия, по Трумену*

Размыв	Угольный пласт	Сланцы с антрако- зидами (не всегда)
Аргиллит с флорой	Песчаник	Уголь
Уголь	Конгломерат	Стигмариновый слой
Аргиллит	Песчаник	Песчаник
Алеврит	Песчаный сланец	Пресноводные слан- цы
Песчаник крупнозер- нистый	Пресноводные рако- вины	Морская банка
Конгломерат	Сланцеватая глина	
Размыв	Морской горизонт	
Мощность 25—80 м	Угольный пласт	

но песчаниками или алевролитами, реже гравелитами и даже конгломератами. Карбонатность этого элемента ритма обычно невысокая и обуславливается либо карбонатным цементом, либо примесью обломочных зерен карбонатных пород. Исключение представляют первые элементы ритма, представленные обломочными известняками — породами, состоящими в значительной мере или почти полностью из обломков известняков и известковых организмов. Эти обломки всегда несут явные следы механической обработки и принципиально не отличаются от песчанников (известковые песчаники).

II-й элемент ритма сложен пелитовыми породами, содержащими в значительном количестве карбонаты: известковистые глины, известковистые аргиллиты. Количество карбонатного вещества может быть настолько большим, что появляются мергели и настоящие (главным образом пелитоморфные) известняки.

III-й элемент ритма представлен бескарбонатными пелитами: глины, аргиллиты (рис. 58, 59). Мощность флишевых ритмов небольшая — несколько сантиметров, десятки сантиметров, максимум 1—1,5 м.

Каждый элемент флишевого ритма в свою очередь может быть дифференцирован: так в первом элементе ритма могут встречаться гравелиты, песчаники, алевролиты, известняковые песчаники и песчаные известняки, во втором карбонатная глина или аргиллит, мергель, известняк и т. д.

Наличие всех типов пород в элементе ритма необязательно, чаще всего он представлен каким-либо одним типом пород. Более того, не всегда наблюдаются и трехчленные ритмы, довольно часто один из элементов выпадает. Например, формации бескарбонатного флиша всегда имеют двухчленное строение. Первый элемент флишевого ритма — зернистые породы, второй (третий) — пелитовые бескарбонатные породы. Флишевые толщи отличаются большой мощностью (сотни и даже тысячи метров) и состоят из серий флишевых ритмов. Зернистость в каждом ритме закономерно уменьшается снизу вверх (от грубозернистых к тонкозернистым и пелитовым породам).

Флишевые формации характеризуются постоянным присутствием различных «флишевых текстур». Это в первую очередь гиероглифы (часты следы размыва, предшествующие отложению первого элемента ритма, следы деятельности организмов и т. п.), затем фукоиды (обычно следы деятельности илоедов) и др. Осадки флишевых бассейнов, как правило, не содержат органических остатков (фауна или флора). Обломки фораминифер, реже других организмов, встречаются в переотложенном состоянии в песчанистых известняках первого элемента ритма. Песчаники этого элемента ритма имеют диагональную слоистость морского типа и знаки волн, иногда градиационную слоистость.

Рис. 58. Строение таврической формации Крыма. I, II, III — элементы ритмов:

I — аргиллиты, 2 — алевролиты тонкие, 3 — алевролиты грубые и песчаники, 4 — конкреции сульфидов железа, 5 — ходы червей, 6 — гиероглифы

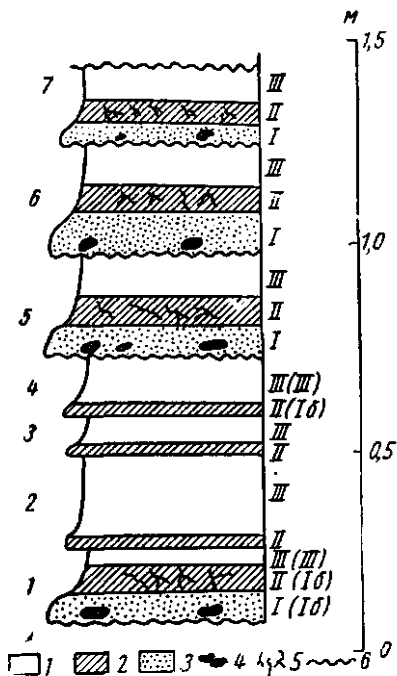


Рис. 59. Таврическая флишевая формация Крыма (верхний триас), обнажение юго-восточного берега

Во флишевых осадках широко развиты различные конкреции и конкреционные образования (карбонатные, сульфидные), такие же, как в угленосных и нефтеносных толщах.

Помимо обломочных и карбонатных пород флиш содержит кремнистые породы, но последние не играют существенной роли в его строении. Породы флиша обнаруживают повышенное содержание битумов, в редких случаях флиш нефтеносен. Образование его происходило в морских бассейнах, ограниченных «кордильерами» (горными сооружениями, островами, отмелями), при определенном типе геотектонического режима (наличие мелких колебательных движений).

В осадках флиша выделяются следующие типы фаций:

1. Прибрежные (конгломераты, брекчии, песчаники), частью даже наземные и дельтовые (?).

2. Мелководные (тонкозернистые песчаники, алевролиты, мергели и известняки, частью аргиллиты).

3. Глубоководные, возможно боттальные (?) глинистые осадки.

Новейшие данные по исследованию флиша Карпат, Альп и др., а также наблюдения над современными физико-географическими явлениями (мутевыми, или турбидными потоками) позволили ряду исследователей выдвинуть новую теорию образования флиша. Сущность этой теории сводится к следующему: флиш — это глубоководные морские и океанические отложения, возникшие из материала, первоначально отложившегося на шельфе, а затем перемещенного в глубокую часть моря турбидными течениями. Турбидные течения, или мутевые потоки, возникают при землетрясениях и моретрясениях.

Молассовые формации образуются в период разрушения горных сооружений и представляют собой отложения предгорий — делювиально-пролювиальные осадки, в широком смысле слова, наземных равнин и частично подводных равнин. Сложены они в основном обломочными породами, среди которых часто преобладают грубообломочные — псефитовые отложения. Образуются в конце геотектонического цикла как продукт разрушения воздымающихся горных сооружений, они в большинстве случаев остаются неметаморфизованными (молассы альпийского геотектонического цикла).

В составе молассы описаны почти все типы обломочных пород: несцементированные породы — скопления валунов, галечники, гравийные отложения, пески различной крупности зерна, алевролиты, суглинки, супеси, глины, сцементированные — валунные и галечниковые конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты, алевропелиты, аргиллиты.

Породы молассовых формаций отличаются плохой сортировкой материала, все они в той или иной степени мусорные.

Помимо обломочных пород молассы содержат органогенные

и хемогенные осадки: известняки, раковинные известняки (пресноводные и солоноватоводные), гипсы. Окраска пород в большинстве случаев бурая, красноватая, пестроцветная, реже встречаются сероватая и зеленоватая.

Минеральный состав обломочных пород моласс очень пестрый. Как правило, в составе молассовых толщ преобладают полиминеральные породы, реже встречаются олигомиктовые и еще реже — мономинеральные.

Широким распространением пользуются полимиктовые пески и песчаники: аркозы, граувакки, полиминеральные алевролиты и глины, грубозернистые породы (конгломераты, брекчии), состоящие из обломков самых разнообразных пород.

В молассах наблюдается ритмичность. Ритмы, как правило, мощные метровые и в десятки метров, реже дециметровые. Ритмы обычно прямые односторонние начинаются с размыва и отложения наиболее грубого материала (конгломераты, гравелиты), кверху величина зерна уменьшается вплоть до тонких пелитовых осадков. В средней части ритма иногда появляются карбонатные и сульфатные породы. Встречаются также ритмы обратного строения: внизу тонкозернистые отложения, кверху — грубозернистые (грязепотоковые осадки), и ритмы двусторонние, симметричные. Наряду с ритмичными толщами имеются неритмичные — однородные молассовые толщи (конгломератовые, алевропелитовые).

В ритмичных толщах, как и во флише, наблюдаются гиероглифы и разные проблематики, почти не отличимые от таковых во флише. Органические остатки в молассах вообще редки, это главным образом остатки наземных и пресноводных животных, реже флоры. Иногда молассы бывают угленосными. Мощность молассовых толщ большая — сотни и даже многие тысячи метров.

Описанные выше формации — угленосные, флишевые и молассовые — являются типичными терригенными формациями. Все они обладают достаточно индивидуализированными чертами, но вместе с тем имеют и некоторое сходство. Так, например, терригенные формации геосинклиналей (угленосные, флишевые, молассовые) характеризуются наличием цикличности и ритмичности, седиментации, определенных текстурно-структурных признаков (диагональной слоистости, гиероглифов, различных проблематик) и т. п. В разрезах некоторых угленосных формаций геосинклиналей можно наблюдать появление ритмичности флишевого типа и наличие гиероглифов. Ритмичность эта не столь правильная, ритмы обычно более мощные, слагают только небольшую часть разреза, по вертикали сменяясь угольными циклами. Таким образом, и здесь можно говорить если не о «флишевом», то о «флишоидном» характере отдельных частей разреза угленосных толщ (например, нижний карбон Донбасса).

Такие же «флишoidные» черты можно наблюдать в некоторой части разрезов молассовых формаций.

Все это свидетельствует о том, что образование названных формаций происходило при сходном (но не тождественном) геотектоническом режиме.

Кварцево-песчаные формации сложены исключительно обломочными породами: песками, песчаниками, алевроитами, алевролитами. Помимо обломочных пород они содержат бурогольные залежи и залежи глин. Некоторые кварцево-песчаные формации целиком сложены песками, частью песчаниками (пески полтавской серии Украины). Сортировка материала обычно хорошая, минеральный состав простой. Это в большинстве случаев мономинеральные кварцевые породы с незначительной примесью других минералов (полевых шпатов, слюд). Довольно часто встречаются примеси глауконита (кварцевые пески и песчаники с глауконитом), реже наблюдаются глауконито-кварцевые породы. Глинистая примесь в зернистых породах (псаммиты и алевроиты) и прослой глинистых пород сложены минералами группы каолинита и гидрослюд, реже монтмориллонита.

Акцессорные минералы содержатся в незначительном количестве и представлены обычно наиболее устойчивыми видами. Иногда пески содержат россыпи титанистых минералов, циркона и др.

Органические остатки в породах кварцево-песчаных формаций в общем встречаются нередко, но сохранность их плохая и извлечение подчас невозможно (пески). Представлены они наземными животными и флорой (в глинистых и бурогольных прослоях) и морской мелководной фауной.

Образование осадков кварцево-песчаных формаций происходило главным образом на суше в низовьях рек и прибрежной области моря (литораль), реже в более глубокой части шельфа (породы с глауконитом) (рис. 60). Мощность их незначительная (десятки и сотни метров). Это типичные платформенные образования.

Карбонатные формации сложены различными известняками, среди которых встречаются отдельные пачки доломитов, реже силицитов. Своеобразной карбонатной формацией является белый пишущий мел и ассоциирующиеся с ним меловые мергели.

Карбонатные формации образуются при различном типе геотектонического режима: геосинклинальном, переходном и платформенном.

Карбонатные формации геосинклиналей сложены, как правило, известняками, среди которых часто преобладают темно-серые и черные. Окраска известняков связана с наличием битуминозного или углистого вещества. Реже встречаются известняки светлые, вплоть до белых. Они содержат терригенные примеси,

главным образом глинистые и часто прослой глин и аргиллитов. Встречаются также брекчиевидные и конгломератовидные известняки и внутриформационные брекчии. В известняках наблюдается слоистость, плитчатость различного масштаба и генезиса, иногда появляется ритмичность.

Среди карбонатных формаций геосинклинали обычны рифовые известняки (археоцитовые, коралловые, мшанковые, водорослевые).



Рис. 60. Косослоистые аллювиальные песчаники девона Прибалтики (кварцево-песчаная формация платформы), обнажение в бассейне р. Пяриу

Рифовые известняки отличаются отсутствием слоистости, наличием пор и кавери (молодые рифовые известняки, древние — обычно представлены массивными разностями). Протяженность рифов от нескольких десятков и сотен метров до десятков и сотен километров.

В известняках присутствуют кремневые конкреции, реже целые пласты силицитов с остатками радиолярий, спикул губок и диатомей. Иногда среди известняков наблюдаются слои доломитов, особенно много доломитов отмечено в древних карбонатных формациях докембрия и нижнего палеозоя.

Мощность карбонатных формаций геосинклиналей от нескольких сот метров до 3—5 км.

Платформенные карбонатные формации отличаются от геосинклинальных небольшой мощностью (максимум 100—200 м), малой степенью изменения и метаморфизма. Как правило, они

светлые (до белых) с небольшим по сравнению с геосинклинальными содержанием обломочного материала. Однако, если карбонатная формация ассоциируется с угленосной или другой терригенной формацией, наблюдается и обилие терригенных примесей в известняках и темные тона окраски.

Меловые формации развиты в пределах переходных областей от платформ к геосинклиналям и на платформах. Сложены они белым пишущим мелом и мергелями с различной примесью терригенных, главным образом глинистых частиц. Мел и мергели часто содержат кремневые конкреции, линзы и слои кремнистых пород, диатомитов и трепелов, иногда сплошь окремнелых (кремнистые мергели).

Меловые формации переходят по простирацию и по вертикали в глауконитовые и терригенные. Мощность меловых отложений от нескольких десятков до нескольких сот метров.

В составе карбонатных формаций выделяются фации литорали, сублиторали, удаленной от берега литорали и сублиторали, мелководной части шельфа, рифов, фации глубоководной части шельфа.

Большая часть карбонатных пород представляет собой мелководное шельфовое образование. Более глубоководными осадками, вероятно, являются отложения белого пишущего мела (глубины до 500 м) и известняки с кремневыми конкрециями и пластами силицитов.

Кремнисто-вулканогенные формации сложены кремнистыми сланцами, яшмами и вулканогенными породами. Иногда среди них встречаются радиоляриты, лидиты и фтаниты. Вулканогенные породы представлены спилитами, базальтами, андезитами и сопутствующими им туфами и туфогенными образованиями.

Терригенные породы — глинистые и аспидные сланцы, как правило, не играют существенной роли в составе формации.

Кремнисто-вулканогенные формации образуются в центральных частях геосинклиналей в эпоху их наибольшего прогибания и напряженной вулканической деятельности. В фациальном отношении, по мнению большинства исследователей, они представляют собой глубоководные осадки. Однако в ряде случаев породы описанной формации подстилаются и перекрываются грубозернистыми терригенными и карбонатными отложениями. Подобные соотношения дают основание предполагать иные условия образования кремнисто-вулканогенных отложений. Возможно, что это отложения глубоководной области шельфа и континентального склона (?).

Изучение осадочных формаций и условий их образования представляет большой научный и практический интерес, так как помогает выяснить закономерности их размещения и связанных с ними полезных ископаемых.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Периодичность осадконакопления

Периодичность, обусловленная сезонными и многолетними изменениями климата. Периодичность осадконакопления является выражением общей периодичности геологических процессов — процессов развития Земли.

Простейшим проявлением периодичности является пара слоев в ленточных глинах: слой, обогащенный песком, отложившийся летом во время усиленного таяния ледника и обилия воды, и слой, обогащенный глинистым материалом, отложившийся в зимний период.

Подобное чередование осадков наблюдается в долинах рек и в дельтах: весной во время паводка река несет массу тонкого обломочного материала и отлагает его на поверхности поймы и вблизи устья. Затем на протяжении большей части года в пойме почти не происходит отложения осадков (образуется почва), а в дельтах этот слой перекрывается прибрежно-морскими осадками.

В засоленных лагунах и озерах в более сухие годы отлагаются более мощные слои соли или благодаря изменению температуры и концентрации солей осаждаются одни соли зимой, другие — летом. Например, в заливе Кара-Богаз зимой осаждаются сульфаты натрия, летом — карбонаты магния.

Подобные периоды связаны с годичными изменениями климата. Кроме годичных, существуют более длительные — многолетние изменения климата. Они связаны с периодами солнечной активности. Как установлено на основании инструментальных наблюдений существуют циклы солнечной активности: 11-, 22-, 35-, 70—105-, 150—160-, 200-летней продолжительности и более длительные.

Многолетняя периодичность обнаружена в ленточных глинах и отложениях солей и она очень хорошо коррелируется с циклами солнечной активности.

Периодичность более крупного масштаба (десятки тысяч лет) устанавливается по составу ледниковых отложений Севера СССР и других стран — наличию нескольких горизонтов морен в четвертичных осадках, свидетельствующих о нескольких периодах оледенения.

Периодичность в десятки и сотни миллионов лет можно усмотреть в чередовании угленосных (карбон, пермь, юра, мел,

третичные) и соленосных (кембрий, девон, пермь, юра, мел, третичные) эпох в истории Земли.

Периодичность, обусловленная тектоническими причинами. В терригенных флишевых толщах наблюдается такая последовательность слоев (сверху вниз):

3. Аргиллит.

2. Алевролит.

1. Песчаник.

Следы размыва нижележащих пелитовых осадков, проявляющиеся в виде гнироглифов, — слепок борозд размыва.

3. Аргиллит.

2. Алевролит.

1. Песчаник.

Следы размыва, аналогичные вышеуказанным.

3. Аргиллит.

2. Алевролит.

3. Песчаник и т. д.

Песчаник, алевролит, аргиллит представляют собой флишевый ритм. Причиной появления флишевых ритмов являются колебательные движения. Поднятие «кордильеры» (области питания обломочным материалом) вызывает оживление эрозии и денудации на суше и появление течений в морском бассейне. В результате происходит частичный размыв поверхности глинистого осадка и накопление затем грубого песчаного материала — песчаника первого элемента флишевого ритма. Постепенное понижение «кордильеры» и, вследствие этого затухание эрозии на суше, приводит к накоплению более тонких алевритовых и глинистых осадков третьего элемента флишевого ритма. При следующем цикле поднятия и опускания «кордильеры» образуется второй флишевый ритм и т. д.

В настоящее время многие исследователи связывают образование флишевых ритмов с подводными землетрясениями, волнами цунами и мутьевыми потоками (турбидными течениями). Если эта точка зрения справедлива, то причиной флишевых ритмов будет периодичность землетрясений, т. е. тоже тектонические явления, но несколько иного характера.

Еще более сложной является периодичность — цикличность угленосных толщ. Здесь наблюдается уже закономерное чередование фаций, а не только типов пород. В угленосных отложениях параллического типа установлена следующая последовательность фаций (сверху вниз):

Несогласие — континентальный размыв.

Глинистые породы с морской фауной

Известняки с морской фауной

Глинистые породы с морской и прибрежно-морской фауной

} морские фации

Глинистые породы с фауной опресненного моря и заливов — лагун	}	прибрежно-морские и лагунные фации
Угольный пласт		
Глинистые породы с растительными остатками	}	болотные фации
Алевриты с растительным детритом		
Песчаники со слоистостью руслового типа и растительными остатками		
Несоогласие — континентальный размыв		
		континентальные аллювиальные фации

Причиной образования циклов угленосных отложений являются колебательные движения земной коры от мелких до крупных. Поднятие территории выводит ее из-под уровня моря и превращает в эродируемую сушу: закладывается гидрографическая сеть и наступает эпоха континентального размыва. Эрозия и денудация суши превращают ее постепенно в равнину, на которой развиваются болота и торфяники. Затем происходит опускание суши и местность покрывается морскими водами; идет накопление мелководных морских осадков. Новое поднятие завершает цикл и закладывает основание для следующего цикла.

Элементарные циклы образуются в результате мелких колебательных движений небольшой амплитуды. Серия элементарных циклов — мезоциклы возникают при движениях большей амплитуды, на фоне которых осуществляются движения небольшой амплитуды. Серии мезоциклов — макроциклы возникают в результате колебательных движений большой амплитуды, вплоть до волновых движений земной коры.

Периодичность простейшего типа, связанная с климатическими изменениями, широко развита и наблюдается как в современных, так и в древних отложениях. Периодичность и ритмичность, связанная с тектоническими причинами, особенно ярко проявляется в угленосных параллических толщах, во флишевых и молассовых формациях геосинклиналей и переходных зон. Такая в общем мелкая периодичность и ритмичность (угольные циклы, флишевые ритмы) представляет собой явление широко распространенное как во времени, так и в пространстве: от докембрия до квартала на территории всего земного шара. Вместе с тем циклы и ритмы локализованы на территории одной какой-либо структуры (геосинклиналь, передовой прогиб, бассейн, мульда), т. е. являются не планетарным, а местным явлением.

К периодичности подобного типа относится также периодичность трансгрессий и регрессий, проявляющихся на несколько больших по размеру территориях и захватывающих подчас и геосинклиналь, и платформу.

Изучение явлений периодичности представляет большой научный и практический интерес.

Выяснение деталей строения угленосных и флишевых толщ, например характера цикличности и ритмичности, облегчает не

только решение теоретических вопросов, но и ряда практических вопросов стратиграфии и корреляции разрезов.

Периодичность осадочных формаций. Высшим проявлением периодичности является чередование различных формаций осадочных пород за время одного полного геотектонического цикла. Наиболее часто наблюдается следующая последовательность формаций (по Рухину, 1953):

1. Геосинклинали — глинисто-сланцевые, флишоидные, вулканические, карбонатные, флишевые, молассовые.

2. Краевые прогибы — карбонатные, угленосные, нефтеносные, красноцветные, соленосные, молассовые.

3. Платформы — нижние терригенные, карбонатные, верхние терригенные.

Несколько иную последовательность формаций устанавливает В. Е. Хаин (1956).

1. Внутренние и межгорные прогибы — спилито-кератофировые, флишевые, лагунные, наземно-вулканогенные.

2. Внешние и краевые прогибы — аспидные (флишоидные), карбонатные, угленосные, лагунно-соленосные, молассовые.

3. Платформы — нижняя терригенная, карбонатная, верхняя терригенная, красноцветная.

Таким образом, можно утверждать, что терригенные формации появляются в начале геотектонического цикла, отсутствуют или слабо развиты в середине и особенно интенсивно развиты в конце цикла. В середине геотектонического цикла господствуют карбонатные формации. В конце — наряду с терригенными появляются лагунно-соленосные. Вулканогенные формации чаще всего соответствуют первым моментам зарождения геосинклиналей.

Конкретные данные по Русской платформе подтверждают наличие указанной выше закономерности: обломочные породы образуют два максимума в начале и конце каждого геотектонического цикла, карбонатные породы образуют один максимум в середине геотектонического цикла (рис. 61).

В вышеописанном, а также в закономерной связи мощностей и строения осадочных толщ с режимом колебательных движений и заключается теснейшая связь и взаимозависимость седиментации и тектогенеза.

Периодичность крупного масштаба — чередование формаций — в отличие от периодичности мелкого масштаба проявляется не всегда ясно, обычно менее правильна, имеет место повторение или выпадение из разрезов некоторых формаций. Как правило, ряды формаций не одновременны на поверхности всего земного шара. Это связано с тем, что геотектонические движения — фазы орогенеза — проявляются локально и неодновременно на всей Земле. В результате этого в геотектоническом развитии каждого геоструктурного элемента земной коры проявляются свои индивидуальные черты.

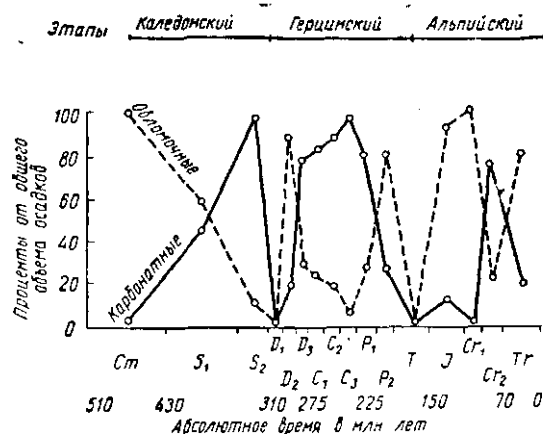


Рис. 61. Периодичность осадконакопления на Русской платформе (по Ронову)

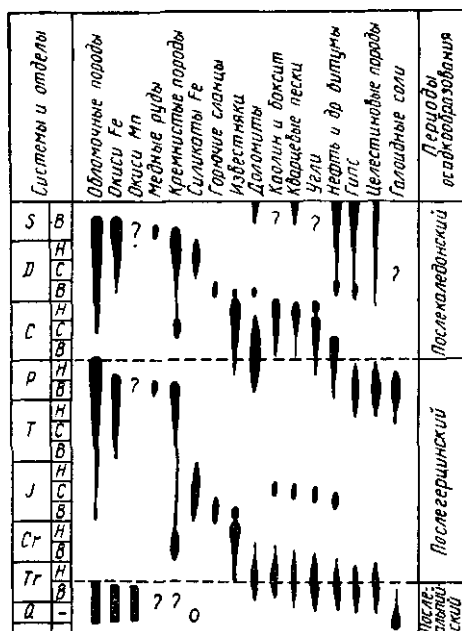


Рис. 62. Схема периодичности минерального осадконакопления применительно к Европейской части СССР с учетом главных европейских месторождений (по Пустановову)

Иную точку зрения на периодичность осадконакопления развивает Л. В. Пустовалов (1940), утверждающий, что последовательность образования типов осадков соответствует схеме осадочной дифференциации вещества и повторяется вновь после каждой мировой геологической революции. Таким образом, возникают крупные периоды осадконакопления, на фоне которых развиваются мелкие периоды, связанные с местным проявлением тектонических сил. После каждой геологической революции в массовом количестве появляются обломочные породы: после каледонского орогенеза в силуре и начале девона, после герцинского — в перми и начале триаса, после альпийского — в третичном и четвертичном периодах (рис. 62).

Эта точка зрения не может считаться достаточно обоснованной, так как ее автор не учитывает целого ряда фактов: отсутствие универсальных геотектонических фаз, индивидуальности геосинклиналей и платформ, фактический материал о распространении различных типов пород по четырем континентам из пяти.

Эволюция осадконакопления

Эволюция осадконакопления наглядно проявляется при прослеживании и сравнительном изучении какого-либо одного типа осадочных пород или осадочных формаций на протяжении всей геологической истории земной коры.

Эволюция угленосных формаций. Рассмотрим эволюцию угленосных формаций за время от карбона до квартера (по Жемчужникову).

Начиная с карбона наблюдается заметная миграция угленакопления от геосинклиналей к платформам. Одновременно с этим наблюдается явное перемещение угленакопления от моря в глубь континентов. Параллельные толщ постепенно сменяются лимническими. Климат эпох углеобразования изменяется от тропического к умеренному и от морского к континентальному. Ясно выражена неравномерность угленакопления. Максимумы угленакопления наблюдаются в среднем карбоне, перми, отчасти в юрский период, верхний мел и третичный период. Минимумы приходится на верхний девон, части верхнего карбона, триаса и нижнего мела.

Для каждой эпохи углеобразования характерны свои типы углей: для девона — кутикуловые липтобиолиты, для нижнего карбона — споровые дюрены, для среднего карбона — клареновые угли, для перми — полосчатые фюзено-ксиловитреновые, для юры — фюзено-ксиленовые угли, для третичного и верхнемелового времени — главным образом бурые землистые угли и лигниты.

Характер углей тесно связан с эволюцией растительности: в девоне были развиты псилофитовые, в карбоне — папоротникооб-

разные, в перми — хвойные, в мелу и третичном периоде — хвойные и цветковые.

Эволюция кремнистых пород. История кремнистых отложений рассмотрена Н. М. Страховым и Г. А. Колядой (1952—1960).

Для докембрия отмечается развитие джеспиллитовой формации, отложение кремнезема, вероятно, происходило хемогенным путем. Для палеозоя и части мезозоя (до мела) характерно преобладание яшмовой формации, отложение кремнезема происходило хемогенным и биогенным путем. От мела и до ныне выделяется третий этап в развитии кремнистых отложений — широ-

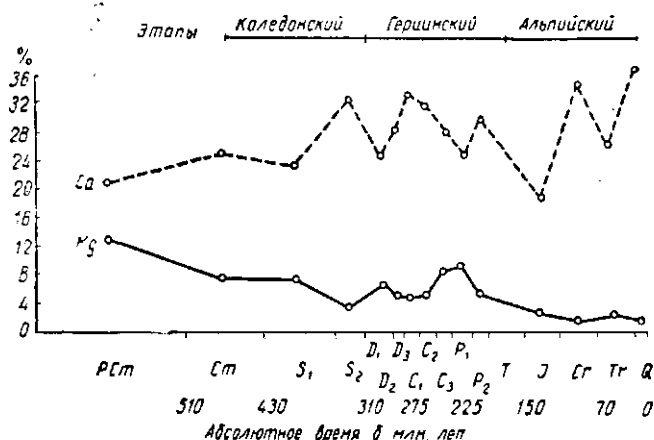


Рис. 63. Изменение во времени содержания кальция и магния в карбонатных породах Русской платформы (по Виноградову и др.)

кое распространение приобретает опоковая формация, отложение кремнезема происходило главным образом биогенным путем (развитие диатомей).

Эволюция состава карбонатных и глинистых пород. Эволюция состава карбонатных и глинистых пород Русской платформы прослежена А. Н. Виноградовым, А. В. Роновым и др.

Состав карбонатных пород Русской платформы на протяжении всей геологической истории закономерно изменяется: содержание кальция все время возрастает, содержание магния — падает. На фоне повышения Ca и понижения содержания Mg наблюдается периодическое изменение содержания компонентов — максимумы и минимумы (рис. 63). Эти изменения наглядно показаны на кривой отношения $Ca : Mg$ (рис. 64). Кривая показывает, что карбонатообразование в истории земной коры эволюционировало от накопления доломитов или карбонатных пород, богатых доломитом, в сторону образования известняков.

лишенных или бедных доломитом. Хемогенная садка доломита в настоящее время, как известно, осуществляется только в некоторых озерах суши (Большое Соленое озеро США, Балхаш (?) и некоторые другие).

Одновременно происходила эволюция органогенного карбоната накопления в связи с эволюцией органического мира (рис. 65).

Еще более наглядным является изменение содержания кальция и магния в глинистых породах Русской платформы. В докембрии и нижнем палеозое отмечено более высокое содержание магния, в последующие времена содержание магния в глинах

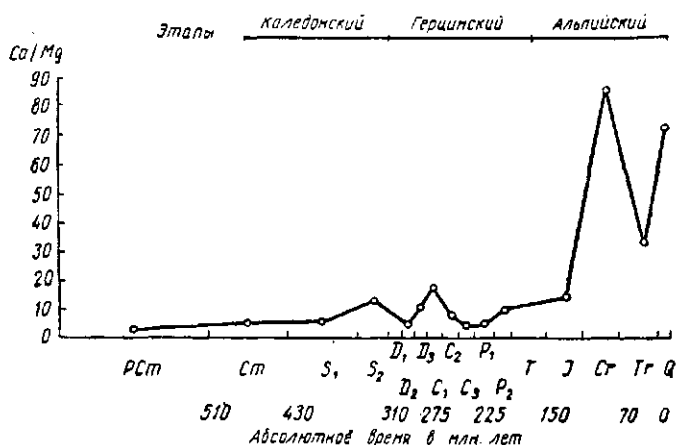


Рис. 64. Изменение во времени отношения Ca/Mg в карбонатных породах Русской платформы (по Виноградову и др.)

падает, а кальция увеличивается. Причем разрыв между содержанием этих элементов по мере приближения к современным отложениям все более и более нарастает. Возможно эти взаимоотношения отражают общую эволюцию карбонатного вещества, так как глинистые породы всегда содержат более или менее значительное количество карбонатов.

Аналогичная картина наблюдается в глинах Русской платформы, в которых от древнего палеозоя к кайнозоям наблюдается постепенное уменьшение содержания калия и заметное увеличение натрия. На фоне общего роста для натрия и падения содержания для калия имеются отдельные пики минимумов и максимумов, приходящиеся на определенные периоды (рис. 66). Такая закономерность обусловлена изменением минералогии глинистых пород: в отложениях докембрия и нижнего палеозоя преобладают гидрослюдистые глины, верхнего палеозоя — гидрослюдистые и каолиновые, начала мезозоя — гидрослюдистые и каолиново-

вые с существенным содержанием монтмориллонита. В отложениях конца мезозоя и кайнозоя наряду с каолинитовыми и гидрослюдистыми глинами широко развиты монтмориллонитовые глины.

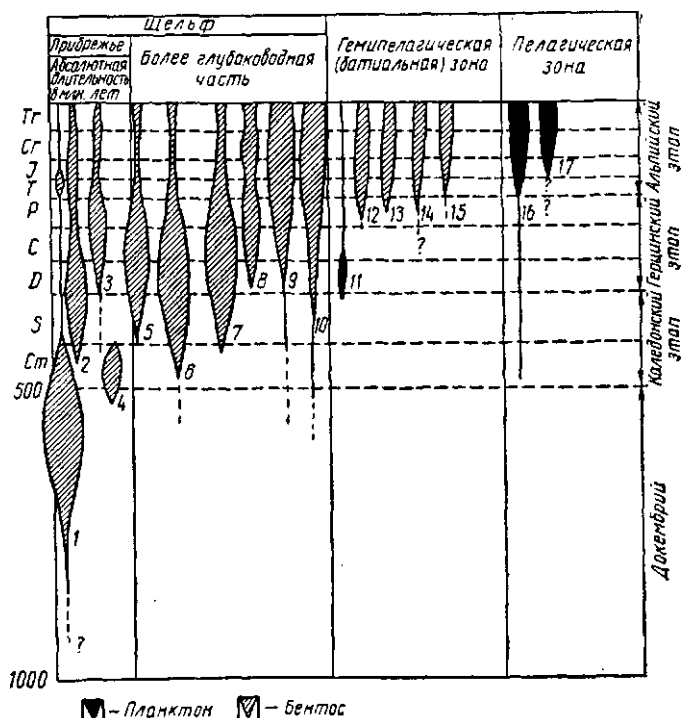


Рис. 65. Эволюция органогенного карбонатакопления в истории Земли (по Страхову):

1 — водоросли, 2 — кораллы, 3 — донные фораминиферы, 4 — археоциаты, 5 — мшанки, 6 — брахиоподы, 7 — криноидеи, 8 — морские ежи, 9 — пелециподы, 10 — гастроподы, 11 — птероподы, 12 — глубоководные брахиоподы, 13 — глубоководные криноидеи, 14 — глубоководные двусторчатки, 15 — глубоководные ежи, 16 — кокколитофориды, 17 — фораминиферы

Эволюция хемобиогенного осадконакопления. Эволюция хемобиогенного осадконакопления в истории Земли изучалась Н. М. Страховым (1948—1962).

Не касаясь всех типов пород, остановимся на железорудных отложениях.

В докембрии среди железорудных пород господствуют дже-спиллиты. Глауконитовые осадки появляются на границе кембрия и докембрия и прослеживаются в отложениях всех периодов, включая современный. Морские оолитовые шамозит-гидрогетито-

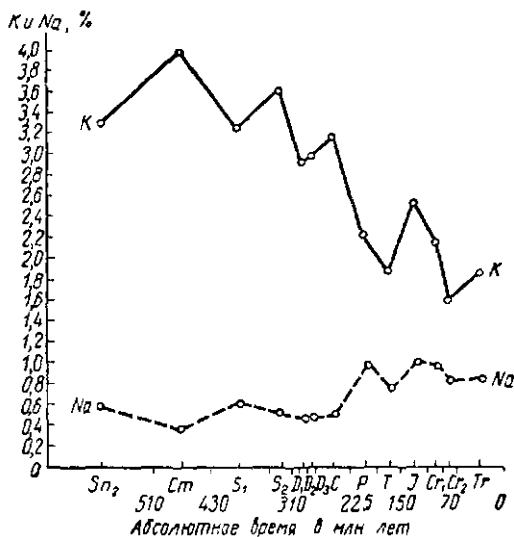


Рис. 66. Изменение во времени содержания калия и натрия в глинистых породах Русской платформы (по Виноградову и Ронову)

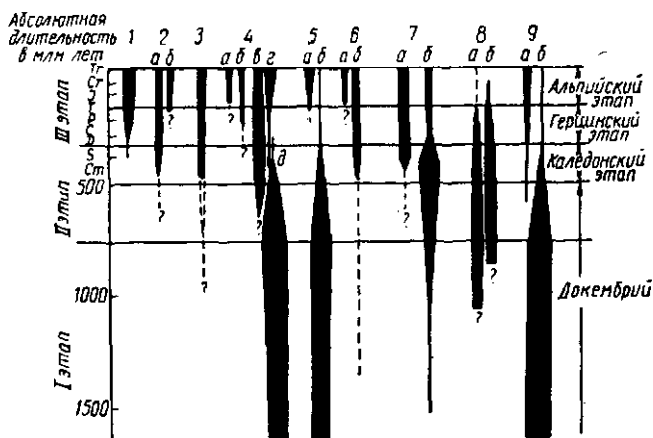


Рис. 67. Схема эволюции химико-биогеогенных пород в истории Земли (по Страхову):

1 — угли, 2 — галогены (а — каменная соль, б — калийные соли), 3 — фосфориты, 4 — железные руды (а — коры выветривания, б — озерно-болотные, в — морские оолитовые шамозит-гидрогетитовые, г — глауконитовые породы, д — джеспелиты), 5 — марганцевые руды (а — коры выветривания, б — морские), 6 — бокситовые накопления (а — коры выветривания, б — морские и озерные, в — метаморфизованные и наждаки), 7 — известняки (а — органические, б — химические), 8 — доломиты первичные (а — нормально-морские, б — лагунные), 9 — кремнистые породы (а — органические, б — химические)

вые руды появляются еще в докембрии и затем также широко прослеживаются во всех отложениях, вплоть до современных.

Озерно-болотные, главным образом гидроокисные, руды железа начинают появляться в палеозое, от палеозоя к современному периоду значение их всех более и более возрастает.

Руды коры выветривания характерны для конца мезозоя и современного периода (рис. 67).

На примере угленосных, кремнистых, карбонатных, глинистых отложений, а также железных руд и других осадочных горных пород ясно видно, что существует определенная эволюция процесса осадконакопления во времени. От древнейших периодов истории Земли к современному наблюдается уменьшение значения хемогенного осадконакопления и увеличение значения биогенной седиментации. Среди биогенных пород наблюдается изменение состава в связи с эволюцией фауны и флоры, вместе с тем происходит возрастание общего объема осадочных пород и повышение роли продуктов их разрушения в образовании новых осадков и осадочных пород.

Таким образом, процесс осадконакопления по своей природе процесс периодический, развивающийся. В его развитии осуществляется как бы повторение пройденного ранее, но каждый раз по-новому, на новой — высшей основе, т. е. развитие идет по спирали; новые территории, испытывающие поднятие или опускание, иной темп движений с совершенно другими осцилляциями, иные породы подвергаются размыву и т. д. В результате возникает новый период осадконакопления (цикл или осадочная формация), который по мощности толщ, составу пород, характеру их переслаивания, минеральным ассоциациям, органическим остаткам и т. п. существенно отличается от предшествующего.

Внутренними движущими причинами процесса осадконакопления являются борьба и взаимопроникновение противоположных начал геологического и космического характера.

В процессе развития Земли осадконакопление эволюционировало в связи с изменением физико-химических, физико-географических условий и органического мира. Постепенное усиление — наращивание тех или иных признаков — приводит к появлению нового качества — новой осадочной породы или полезного ископаемого. Так появились джеспилиты (докембрий), яшмы (палеозой), опоки, мел (мезозой), позже появились и приобрели значение руды коры выветривания — железа и марганца, диатомиты (кайнозой) и т. д. Весьма интересным примером является белый пишущий мел — порода, обнаруженная только в меловых отложениях и неизвестная ни в более молодых, ни в более древних отложениях. Все это свидетельствует о том, что процессы эволюции осадконакопления происходят необратимо.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы изучаются в полевых и лабораторных условиях. Оба вида исследования одинаково важны.

Полевые исследования. Многие сведения о породах могут быть получены только в поле. В полевых условиях исследователь должен обращать внимание на следующее: 1) формы и размеры геологических тел и их условия залегания; 2) прослеживание изменений пород по вертикали и горизонтали, выяснение взаимоотношений с вышележащими и нижележащими пластами; 3) детальное макроскопическое описание пород, текстурно-структурные особенности, цвет (сухой и влажный), цемент и минеральный состав обломков (приблизленно); необходимо опробовать породу соляной кислотой (в куске и порошке) и, если возможно, красителями (глины и др.); 4) наблюдения над слоистостью и ее детальное описание: нормальная или диагональная слоистость, если диагональная, то какого типа; при описании слоистости необходимы наблюдения минимум в двух плоскостях, замеры мощности серий, отдельных слоев, углов наклона и ориентировки их в пространстве, зарисовки и фотографии; 5) наблюдения над другими текстурами: знаки волн, трещины усыхания, гиероглифы и др.; эти наблюдения также следует сопровождать замерами ориентировки текстур в пространстве; 6) выяснение состава и условий захоронения органических остатков (животных и растительных); если имеется ориентировка в расположении органических остатков, делать соответствующие замеры; 7) наблюдение над следами жизнедеятельности организмов: ходы червей илоедов (для выявления их в мелу и мергелях надо зачистить поверхность образца ножом и увлажнить ее водой), следы ползания моллюсков, следы деятельности сверлящих моллюсков и т. п.); 8) описание различных включений, конкреций и конкреционных образований; 9) при описании разрезов необходимо отбирать образцы из каждого слоя; желательно отбирать свежие образцы и достаточно большого размера (два образца

размером $5 \times 9 \times 12$ см, сыпучих пород — около 1 кг); 10) на основании полученных данных необходимо в поле делать предварительные заключения о фациальном характере осадков или пород; 11) при изучении размеров в поле следует обращать внимание на чередование пород различного состава и фациальной принадлежности, т. е. отмечать явления ритмичности, цикличности и т. п.

Лабораторные исследования. В лабораторных условиях производится всестороннее изучение осадочных пород всеми доступными методами. Существует три направления лабораторных исследований.

1. Изучение текстурно-структурных особенностей, имеющее большое значение для определения генезиса пород. Эти исследования начинаются в поле и завершаются в лаборатории. Изучение текстур и структур производится в шлифах образцов, в шлифах для цементированных пород и методами granulometricкого анализа для рыхлых пород. Для мела, мергелей и глин применяется увлажнение водой, специально зачищенной ножом поверхности, и пропитывание трансформаторным маслом и различными красителями.

2. Определение вещественного состава. Определение вещественного состава является одной из основных задач петрографа и необходимо как для определения самой породы, так и для выяснения ее генезиса и возможности практического применения.

Вещественный состав определяется при помощи ряда методов.

1. Кристаллооптический метод изучения пород в шлифах, аишлифах и зернах в иммерсии. Цементированные породы изучаются в первую очередь в шлифах, рыхлые — в зернах.

2. Химический анализ полный и частичный, а также анализ водных и кислотных вытяжек при определении отдельных элементов и соединений.

3. Спектральный анализ для определения содержания малых и редких элементов.

Для глинистых пород, бокситов, железных и марганцевых руд перечисленные выше методы недостаточны, так как не позволяют надежно определить их минеральный состав. В этом случае рекомендуется ряд вспомогательных и точных физических методов исследования.

4. Хроматический анализ для определения минерального состава глинистых пород и диагностики карбонатных минералов в различных карбонатных породах.

5. Капельный анализ для определения минерального состава глинистых пород.

6. Термический фазовый анализ.

7. Рентгеновский анализ.

8. Электронная микроскопия.

При массовой работе петрографа-осадочника применяются главным образом иммерсионный метод, изучение шлифов и ряд вспомогательных методов: изучение ориентированных препаратов глинистых минералов, диагностика глинистых и карбонатных минералов методом окрашивания, капельный метод определения минерального состава глин.

Химический анализ, термические, рентгеновские и электронно-микроскопические исследования производятся выборочно для небольшого количества наиболее типичных образцов.

Изучение физических свойств пород. Изучение физических свойств осадочных пород необходимо для определения их изменения (метаморфизации), что очень важно для поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений (определение состояния и свойств коллекторов нефти и газа), а также для суждения о фильтрационных и несущих свойствах пород при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. Определение физических свойств осадочных пород производится различными методами, заимствованными главным образом из почвоведения, грунтоведения и механики грунтов.

Минералого-петрографические исследования осадочных пород производятся с целью определения их вещественного состава и качества как полезных ископаемых. Наряду с этим они представляют большую ценность для палеогеографии и стратиграфии. Возникла целая отрасль осадочной петрографии — корреляция немых осадочных толщ. Прежде чем перейти к описанию методов исследования, полезно дать краткую характеристику теоретических основ корреляции. Этому вопросу посвящена следующая глава.

КОРРЕЛЯЦИЯ НЕМЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Корреляция или стратиграфическое сопоставление слоев и толщ осадочных пород по терригенным компонентам является возрождением и дальнейшим развитием петрографического метода в стратиграфии, возникшего на заре развития геологических наук. Разница между первым и вторым заключается в том, что корреляция по терригенным компонентам основана на детальном микроскопическом изучении объекта, а петрографический метод в стратиграфии на макроскопических — визуальных наблюдениях.

Вначале для корреляции немых осадочных толщ использовались только тяжелые минералы. Затем все чаще и чаще стали применять исследование легких минералов (например, изучение обломочного кварца, обломочных полевых шпатов и др.).

В настоящее время корреляция по терригенным компонентам производится комплексно, с учетом данных по тяжелым, легким минералам и отдельным минеральным видам с детальным изучением типоморфных особенностей минералов.

Методы минералого-петрографической корреляции постепенно совершенствуются, расширяется круг объектов, используемых для целей корреляции. Так, в ряде случаев для целей корреляции могут быть использованы аутигенные раннедиагенетические минералы (при достаточно широком развитии на площади одинаковых фациальных условий), а также конкреционные образования (корреляция угольных пластов и целых разрезов угленосных толщ и др.) и характерные — маркирующие пласты пород (песчаников, известняков, туфогенных пород, пестроцветов и др.), поэтому в настоящее время более правильно говорить о минералого-петрографической корреляции.

При корреляции по минералого-петрографическим данным используют «характерные» или «руководящие» минералы, ассоциации (комплексы) минералов, встречающиеся в одном каком-либо горизонте или толще и отсутствующие в других и вместе с тем являющиеся устойчивыми на значительных по размерам площадях. Другими словами — минералы (или комплексы минералов), содержание которых по вертикали сильно меняется (до полного исчезновения), но вместе с тем постоянно в каких-либо горизонтах на большой площади.

Таким образом, существует некоторая аналогия между минералого-петрографическим и палеонтологическим методами. «Руководящие» минералы или ассоциации минералов служат той

же цели, что и руководящие окаменелости или фаунистические комплексы в палеонтологии.

Вместе с тем не следует забывать, что руководящие окаменелости и фаунистические комплексы в истории развития земной коры не повторяются, ассоциации минералов, конкреции и другие минералого-петрографические признаки могут повторяться. Правда, и здесь нельзя говорить о простом повторении, так как условия осадкообразования существенно изменяются с течением времени. Повторяются внешние сходные, но вместе с тем не тождественные минералого-петрографические признаки и особенно сти осадков и осадочных пород.

Возможность корреляции по терригенным компонентам стала очевидной и получила теоретическое обоснование после того, как была выявлена закономерная связь между тектогенезом и осадконакоплением и установлены основные закономерности формирования рельефа суши.

Широко распространенным является мнение о том, что при размыве суши на морском дне отлагаются осадки с минеральными ассоциациями, расположенными в обратном порядке: более молодые верхние толщи суши дают материал для наиболее нижних — древних слоев осадка, а более древние (залегающие глубже) толщи суши поставляют материал для наиболее молодых — верхних слоев осадка. Однако, как будет показано выше, это только частный случай. Распределение минералов и минеральных ассоциаций в осадках и осадочных породах является результатом сложных и многообразных процессов и явлений: тектонических, геоморфологических, климатических, зависит от геологического строения территории, состава пород и целого ряда других факторов, учесть которые подчас затруднительно. Главными факторами, определяющими распределение минералов в осадках и осадочных породах, являются: характер тектонических движений (поднятие, опускание, стабильное положение), скорости тектонических движений, геологическое строение суши (суша сложена горизонтально залегающими пластами осадочных пород, складчатыми пластами, осадочными и изверженными породами или массивами изверженных пород) и минералогический состав пород, характер рельефа суши и история его развития, климатические условия и др.

Если суша сложена горизонтально залегающими пластами осадочных пород и тектонические движения отсутствуют (стабильное положение уровня моря), то по мере развития речной сети размыву будут подвергаться все те же пласты пород и, следовательно, в последовательно отложенных слоях осадков наблюдаться смешанная ассоциация терригенных минералов (рис. 68).

Если при том же геологическом строении местности наблюдается опускание суши (трансгрессия моря), в наиболее древних

слоях осадка присутствует смешанная ассоциация минералов, в наиболее молодых — ассоциация минералов верхних толщ осадочных пород, т. е. наблюдается не обратная, а прямая картина распределения терригенных минералов (рис. 69).

И, наконец, при поднятии суши (регрессии моря) наблюдается смешанная ассоциация терригенных минералов, причем в бо-

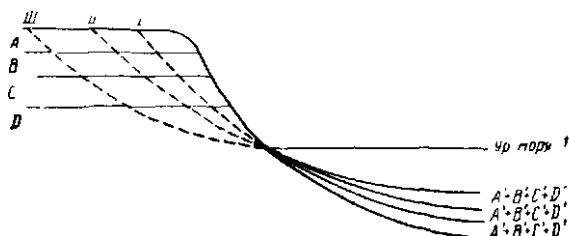


Рис. 68. Соотношение состава пород питающей провинции при горизонтальном залегании пластов в стабильном положении уровня моря и бассейновых осадков. А, Б, С, Д — осадочные комплексы; А', Б', С', Д' — осадки, образовавшиеся из первых. I, II, III — стадии формирования профиля равновесия речной системы, I, 2 — положение уровня моря

лее верхних (молодых) слоев осадков появляются минералы наиболее древней толщи осадочных пород суши (рис. 70).

Еще более сложная картина распределения терригенных минералов наблюдается при складчатом строении суши, при наличии массивов изверженных пород и т. п.

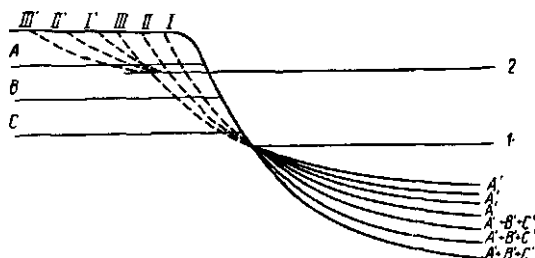


Рис. 69. Соотношение состава пород питающей провинции и бассейновых осадков при горизонтальном залегании пластов и опускании (условные обозначения см. на рис. 68)

Усложнение в распределение терригенных минералов вносит также выветривание — разрушение ряда менее устойчивых минералов при разрушении материнских пород, переносе и отложении (следовательно, исчезновение ряда минералов), вулканическая деятельность, поставляющая новый материал, деятельность лед-

ника (особенно оледенение равнин), речные перехваты и другие факторы.

Если суша сложена складчатым комплексом осадочных пород, то при размыве суши в условиях тектонического покоя обра-

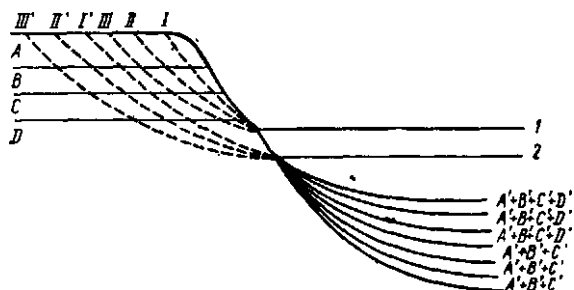


Рис. 70. Соотношение состава пород суши и бассейновых осадков при горизонтальном залегании пластов и поднятии (условные обозначения см. на рис. 68)

зуются сначала осадки, содержащие ассоциации минералов наиболее молодых пластов суши, затем осадки, содержащие смешанную ассоциацию минералов (с участием минералов древних толщ суши, рис. 71). При таком же геологическом строении территории

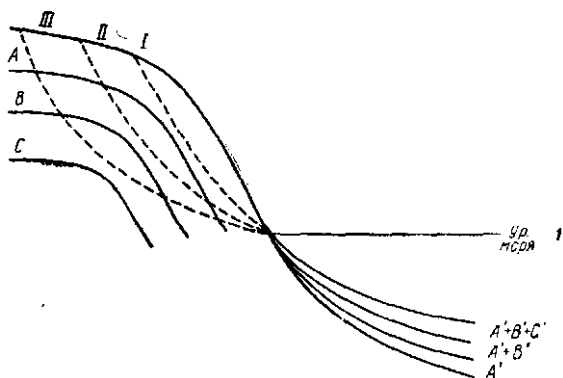


Рис. 71. Соотношение состава пород суши и бассейновых осадков при складчатом залегании пластов и стабильном положении уровня моря (условные обозначения см. на рис. 68)

и наличии опусканий сначала образуются осадки со смешанной ассоциацией минералов, а в конце — осадки с ассоциацией минералов наиболее молодых толщ осадочных пород суши (рис. 72). При тех же геологических условиях и поднятии (регрессии) воз-

никают осадки со смешанной ассоциацией минералов, причем в более молодых слоях осадка увеличивается количество минералов из наиболее древних толщ осадочных пород суши (рис. 73).

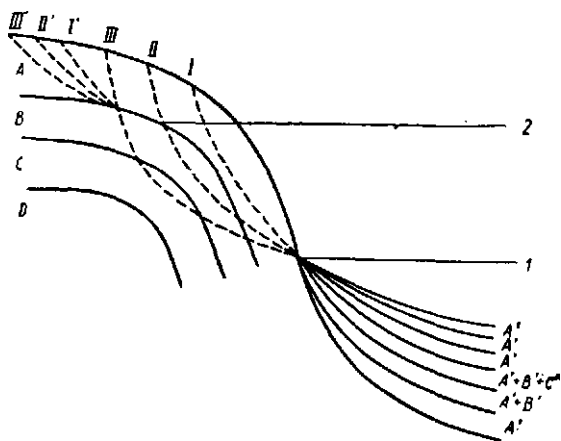


Рис. 72. Соотношение состава пород суши и бассейновых осадков при складчатом строении суши и опускании (условные обозначения см. на рис. 68)

Приведенные выше примеры являются все же упрощенной схемой, в природе взаимоотношения всегда много сложнее. Так, трудно себе представить, что река (или реки) размывает только одну складку или только территорию с горизонтально лежащими

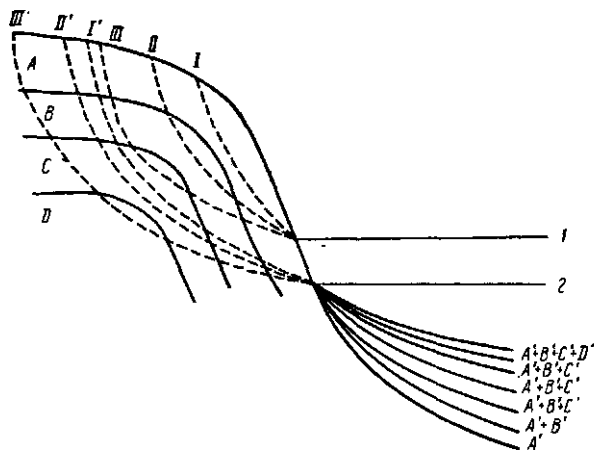


Рис. 73. Соотношение состава пород суши и бассейновых осадков при складчатом залегании пластов и поднятии (условные обозначения см. на рис. 68)

слоями осадочных пород. Очень часто река (или реки) одного бассейна размывает одновременно большое количество складок или территории, сложенные как складчатыми, так и горизонтально лежащими слоями осадочных пород, территории, сложенные кристаллическими и осадочными породами одновременно, и т. д.

Вероятно не всегда можно правильно учесть скорость поднятия или опускания территории. Эта сторона вопроса требует специальной проработки.

Корреляция по терригенным компонентам возможна только в пределах одной и той же терригенно-минералогической провинции, т. е. в осадках и осадочных породах, образовавшихся за счет размыва одного и того же комплекса горных пород и содержащих одну и ту же ассоциацию обломочных минералов.

Осадочные породы двух соседних регионов, получившие терригенный материал из различных областей сноса, не могут сопоставляться между собой по терригенным минералам, так как они заведомо разные. Такое сопоставление становится возможным только на последующих стадиях исследования, когда в пределах всей изучаемой территории выяснено в деталях распределение обломочных минералов и определены контуры терригенно-минералогических провинций. В связи с этим для корреляции важно правильное определение терригенно-минералогической провинции.

Наиболее четкое определение терригенно-минералогической провинции дал В. П. Батурич (1937).

«Терригенно-минералогическими или простыми терригенно-минералогическими провинциями называются области седиментации (как современные, так и ископаемые), охарактеризованные одним комплексом легких и тяжелых минералов и связанных с одной питающей провинцией. Под сложной терригенно-минералогической провинцией разумею области, получавшие свой материал из нескольких питающих провинций».

В последнее время В. А. Гросгейм предложил выделять «надпровинции» (по составу легких фракций), «провинции» (по составу тяжелых фракций) и «подпровинции» (выделяются по каким-либо изменениям в составе тяжелых фракций).

Некоторым осложняющим моментом при корреляции осадочных толщ в пределах одной терригенно-минералогической провинции является дифференциация вещества в процессе переноса и отложения, наличие терригенно-минералогических фаций, установленных Л. В. Пустоваловым.

Дифференциация вещества приводит к тому, что в осадках начальной стадии дифференциации (пески, песчаники, плохо сортированные мусорные породы) содержится много неустойчивых минералов, в то время как в продуктах конечной стадии дифференциации (глины, аргиллиты) количество неустойчивых минералов небольшое. Однако этот фактор не следует переоценивать:

изменения минералогического состава происходят в пределах одной ассоциации, т. е. наблюдаются изменения только в количестве того или иного минерала. Здесь снова можно провести некоторую аналогию: изменение минерального состава в пределах одной провинции аналогично изменениям организмов по фациям осадков. Изменение состава минералов в различных провинциях аналогично изменениям организмов в пределах различных зоогеографических провинций.

Вулканическая деятельность одновременная с накоплением осадка вызывает появление в осадках и осадочных породах веществ вулканического происхождения. Наличие вулканического пепла является обычно прекрасным коррелятивным признаком, так как благодаря способу переноса (золотой) вулканический пепел присутствует на большой территории и образует постоянные слои небольшой мощности.

Деятельность ледника также вносит изменения в распределение питающих провинций, создает новые питающие провинции (при размыве ледниковых отложений) благодаря переносу огромной массы обломочных частиц на большие расстояния — на сотни и тысячи километров от коренного местонахождения тех или иных пород.

И, наконец, выветривание может сильно изменить ассоциацию обломочных минералов, затрудняя правильное определение питающей провинции и усложняя корреляцию.

Корреляция по терригенным компонентам невозможна без учета явлений цикличности седиментации.

Причиной циклов седиментации (как уже говорилось) являются колебательные движения: поднятия и опускания земной коры различного масштаба.

Поднятие территории является началом каждого нового цикла седиментации. В осадочной толще оно (крупное поднятие) отражается несогласием*. Поднятия вводят в область эрозии на территории питающей провинции новые массивы пород, в связи с чем в осадочной толще появляются новые ассоциации аксессуарных и породообразующих минералов и циклы седиментации таким образом отличаются друг от друга ассоциацией минералов. Однако последнее не всегда наблюдается.

Так, в ритмах флишевого типа, судя по мощности ритмов и другим данным, поднятия были незначительными и не вводили новые массивы пород в область эрозии (изменение положения одной и той же кордильеры, сложенной одними и теми же породами), поэтому новых ассоциаций минералов не наблюдается. Но уже в циклах угленосных толщ масштаб поднятий был более

* Несогласие может быть эрозийным — наличие поверхности размыва, стратиграфическим — выпадение некоторых горизонтов, тектоническим — угловое несогласие и литологическим — изменение минерального состава пород.

значительным и один цикл отличается от другого ассоциацией минералов.

Следовательно, начиная с угольных циклов наблюдаются различия в терригенных минералах соседних циклов или группы циклов. Исключение составляют только те циклы (или горизонты, толщи осадочных пород), которые образовались за счет размыва пород предшествующего цикла (нижележащего горизонта, толщи). Здесь действует принцип так называемой «унаследованной седиментации» — осадки наследуют минералогическую ассоциацию более древних осадочных пород, благодаря перемыву которых они образовались (Батурин, 1937).

Естественно, что орогенические движения (складкообразование) приводят к еще более заметным результатам — изменению распределения суши и моря, изменению рельефа, а вследствие этого и полному изменению источников питания.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА И ПОДГОТОВКА ПОРОД К МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ

Определение гранулометрического состава

Простейшим способом разделения породы на фракции является ситовой анализ. Он применим для гравийных, гравийно-песчаных и песчаных пород.

Для ситового анализа используется стандартный набор сит с отверстиями: 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0,5, 0,25, 0,01 мм. Образец песка тщательно разминается резиновым пестиком, расстилается на листе бумаги. Методом квартования берем навеску породы в зависимости от размера зерен и однородности материала (100—500 г). Высыпаем ее в колонну сит и встряхиваем до тех пор, пока через сита не пройдут частицы с диаметром меньше размера отверстий сита. Оставшиеся на каждом сите фракции взвешиваем на технических весах и вычисляем процентное содержание каждой размерной фракции по отношению ко всей навеске.

При наличии большого количества глины весь анализ проводится мокрым путем — в воде. Навеска помещается в фарфоровую чашку, обливается водой и тщательно растирается резиновым пестиком. Затем навеска с водой пропускается через каждое сито в отдельности.

Существуют более выгодные наборы сит, где отношение диаметра отверстия каждого последующего сита к предыдущего равно $\sqrt{2}$. Такие интервалы между соседними ситами представляют большие удобства для обработки результатов методами математической статистики.

Анализ по Сабанину. Анализ по Сабанину представляет собой отмучивание в спокойной (стоячей) воде. Он применим для изучения песчаных, песчало-алевритовых и алевритовых пород.

Для анализа применяют стакан диаметром 6 см и высотой 17 см. На высоте 3 см от дна в стакане имеется тубус с отверстием. В тубус вставлена стеклянная трубка для слива воды (рис. 74). Уровень, на котором находится отверстие трубки, является нулевым.

Над нулевым уровнем отмечают высоту 2 и 10 см.

Навеску породы 4—5 г помещают в фарфоровую чашку, обливают водой и тщательно перемешивают резиновым пальцем. Затем приступают к анализу. Навеску переводят в другую чашку, просеивая (мокрым способом) через сито 0,25 мм. Оставшиеся

на сите частицы высушивают и взвешивают. Затем небольшими порциями выливают из фарфоровой чашки воду с породой в стакан до уровня 2 см над нулевым уровнем, взбалтывают мешалкой и через 100 сек сливают до нулевого уровня. Повторяем эту операцию до тех пор, пока весь материал из фарфоровой чашки будет переведен в стакан и после взбалтывания через 100 сек в слое воды от 2 см до нулевой линии не будет взвешенных частиц. Таким путем отмучивают фракцию $d < 0,01$ мм.

Для отмучивания фракции $d < 0,05$ мм доливают в стакан чистую воду до высоты 2 см над нулевой линией, взбалтывают и через 10 сек сливают до нулевой линии. Операция повторяется до тех пор, пока в слое воды 0—2 см через 10 сек после взмучивания не будет взвешенных частиц.

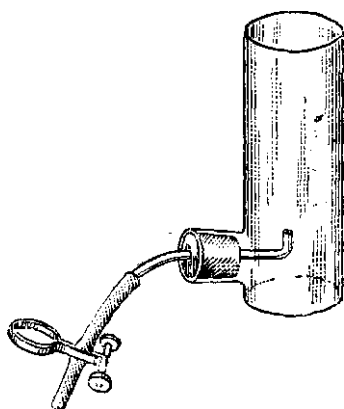


Рис. 74. Стакан для механического анализа по методу Сабанина

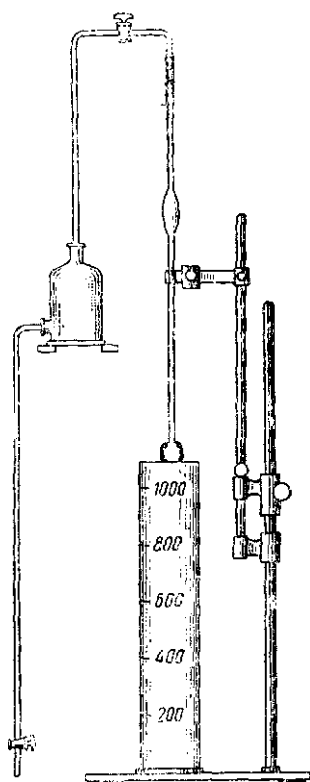


Рис. 75. Установка для механического анализа по методу Робинсона

Фракцию диаметром $d < 0,1$ мм отмучивают, доливая воду до уровня 10 см над нулевой линией и сливая ее через 10 сек после взмучивания.

В стакане останется фракция d от 0,25 до 0,1 мм.

Все отмученные фракции (за исключением фракции $d < 0,01$ мм) собирают, высушивают и взвешивают. Затем рассчитывают процентное соотношение фракций. Фракцию $d < 0,01$ мм определяют по разности: навеска минус все взвешенные фракции.

Пипеточный метод (или метод Робинсона) применим для глинистых пород. Для анализа необходим стеклянный цилиндр объемом 1 л и высотой не менее 40 см, пипетка объемом 20—25 см³ и устройство для взятия проб (груша или система сифонов, рис. 75).

Для анализа берут навеску 10 г, взвешивают на аналитических весах, заливают дистиллированной водой и оставляют в ней на сутки. После размокания глину разминают и растирают в фарфоровой чашке при помощи резинового пестика в течение 1—2 ч. Подготовленную таким способом породу разбавляют дистиллированной водой, взбалтывают, получают суспензию, которую пропускают через сито с диаметром отверстий 0,25 мм*. Частицы, оставшиеся на сите, высушивают и взвешивают.

Суспензию, прошедшую через сито, переводят в стакан для анализа, объем ее доводят до 1 л. Чтобы суспензия была устойчивой и не коагулировалась, в стакан прибавляют несколько капель пептизатора — аммиака, жидкого стекла или пирофосфата натрия.

Содержимое стакана взмучивают специальной мешалкой и пипеткой отбирают пробы с высоты 10 см от поверхности суспензии: для определения частиц диаметром менее 0,05 мм через 45 сек, для частиц диаметром менее 0,01 мм через 18 мин 10 сек, для частиц диаметром менее 0,005 мм — через 6 ч.

Примечание. Расчет времени по формуле Стокса дает 1 ч 13 мин. Как известно, в основе формулы Стокса положено предположение, что частицы породы имеют сферическую форму (шар). На самом деле это не так, частицы $d < 0,005$ мм имеют чешуйчато-пластинчатую форму, поэтому формула Стокса применима только для средне- и мелкопесчаных и крупноалевритовых частиц. Частицы $d < 0,005$ мм оседают значительно медленнее. Проверка размера частиц под микроскопом показала, что в пробе, взятой через 6 ч с глубины 10 см, самые крупные частицы имели размер 0,005—0,004 мм. В пробе, взятой через 1 ч 13 мин, содержатся частицы крупнее 0,005 мм.

Четвертую пробу для определения частиц диаметром $< 0,001$ мм берут через 24 ч.

Взятые пипеткой пробы переводят в стеклянные бюксы, высушивают и взвешивают на аналитических весах.

При расчете процентного содержания частиц надо учитывать:

а) влагу, воднорастворимые соли и карбонаты; количество их надо вычитать из общей навески;

б) размер пипетки; при пипетке объемом 20 см³ вес каждой пробы в бюксе увеличивается на 50, при объеме 25 см³ на 40;

в) в отобранной нами пробе для определения частиц $d <$

* Естественная влажность определяется в отдельной навеске. Если порода засолена, навеску обрабатывают дистиллированной водой (воду наливают и сливают несколько раз в течение двух-трех суток), если порода содержит карбонаты, навеску обрабатывают соляной кислотой. После удаления солей карбонатов и реактивов (соляной кислоты) ее высушивают и взвешивают. Затем снова распускают в воде и пропускают через сито $d = 0,25$ мм.

$<0,05$ мм содержатся также частицы $d<0,01$, $<0,005$ и $<0,001$ мм. Соответственно в пробе для определения частиц $d<0,01$ мм содержатся частицы $d<0,005$ и $<0,001$ мм, в пробе для определения частиц $d<0,005$ мм содержатся также частицы $d<0,001$ мм.

Расчет ведут на навеску, уменьшенную на величину естественной влажности, количество воднорастворимых солей и карбонатов, если их удаляли. Сначала определяют содержание частиц $d<0,001$ мм, затем $d<0,005$ мм, $<0,01$ мм, $<0,05$ мм. При определении содержания каждой последующей более крупной фракции вычитается содержание более мелкой предыдущей фракции. Содержание размерных фракций выражают в процентах от навески.

Для пород смешанного состава (песчано-алевритово-глинистых) применяются комбинированные методы гранулометрического анализа: ситовой, Сабанина и пипеточный или ситовой и пипеточный.

Определение гранулометрического состава сцементированных и метаморфизированных пород лишено смысла, так как результаты анализа зависят не столько от размера частиц породы, сколько от метода подготовки породы к анализу (метода дезинтеграции).

Данные гранулометрического анализа, выраженные в виде колонок цифр, мало наглядны и трудно сопоставимы. В связи с этим по данным гранулометрического анализа строят различные диаграммы и кривые. Широкое применение получили нарастающие или кумулятивные кривые. По оси абсцисс на таких кривых показывают логарифм диаметра размерных фракций (логарифмический масштаб потому, что в простом масштабе нельзя уложить на графике фракции $0,001$ мм и 10 мм), по оси ординат — процентное содержание фракций. Кривые строят нарастающим способом, т. е. сначала показывают процент наиболее мелких частиц, затем процентное содержание следующей размерной фракции плюс к ней содержание всех более мелких частиц и т. д.

По нарастающей кривой могут быть определены средний размер зерен (медиана) и коэффициент сортировки. Для вычисления их вначале определяют квартили, размеры зерен, относительно которых вес больших по размеру частиц составляет 25 и 75% от веса всего образца. Для получения квартилей проводят горизонтальные линии через ординату на уровне 25, 50, 75% и определяют абсциссы точек пересечения их с нарастающей кривой. Полученные цифры являются квартилями (две крайние) и медианой (средняя). Коэффициент сортировки определяется корнем квадратным из отношения третьей квартили к первой (третья отвечает линии 75%, первая — 25%):

$$S_0 = \sqrt{Q_3/Q_1}.$$

При обработке данных гранулометрического анализа, так же как и других литологических показателей, широко применяются методы математической статистики.

Описание этих методов дано в учебниках математической статистики и специальных руководствах.

Подготовка породы к анализу

Дезинтеграция породы и удаление цемента. Для рыхлых обломочных пород предварительная подготовка заключается в выделении нужных для исследования размерных фракций (гранулометрического анализа) и разделения их по удельному весу и магнитным свойствам. Для сцементированных обломочных пород необходимо, кроме того, разрушение породы и удаление цемента. Для карбонатных пород и солей необходимо предварительное растворение — получение нерастворимого остатка.

При исследовании карбонатных пород и солей, при изучении минерального состава цемента сцементированных обломочных пород предварительная подготовка к анализу не нужна. В этом случае кусочек породы растирают в агатовой ступке и порошок исследуется в иммерсии без отмучивания и разделения.

Прежде чем выбрать тот или иной способ обработки породы, необходимо просмотреть шлиф — определить величину зерна и минералогический состав цемента. Задача заключается в том, чтобы разделить породу на отдельные обломочные зерна и удалить цемент без существенных нарушений целостности зерен и растворения минералов. С этой целью рекомендуется механическое дробление до величины горошины. Затем производится дальнейшая дезинтеграция и удаление цемента с помощью различных реактивов: 5—10-процентным HCl без нагревания (кальцитовый цемент), 5—10-процентным HCl с нагреванием (доломитовый, сидеритовый цемент), 10—20-процентным HCl с кипячением (цемент из гидроокислов железа), 10-процентным раствором HNO_3 с кипячением (цемент из сульфидов железа), раствором едкой щелочи (5—10-процентным KOH или NaOH) с кипячением (кремнистый цемент).

Однако все эти реактивы (особенно крепкая соляная кислота, азотная кислота и едкие щелочи) растворяют не только цемент, но и ряд обломочных минералов — апатит, минералы группы апатита осадочного происхождения, волластонит, титан-авгит, ортит, некоторые хлориты и другие. Поэтому целесообразно рекомендовать более «деликатные» методы обработки, например обработку породы уксусной кислотой (5—7-процентный раствор CH_3COOH), причем, в случае карбонатного цемента без нагревания или с легким нагревом на водяной бане; железистого цемента — с подогреванием. Удаление кремнистого опалового це-

мента можно производить слабым раствором едкой щелочи (1—2-процентный раствор КОН) без подогревания.

Породы с глинистым и гипсовым цементом обрабатывают в дистиллированной воде с подогреванием.

После обработки реактивами или водой дезинтеграция заканчивается легким растиранием породы пальцами в фарфоровой чашке. После этого порода должна тщательно промываться водой до полного удаления реактива.

Известны и другие методы дезинтеграции при помощи пропитывания породы растворами различных солей (например, гипосульфита), попередного нагревания и резкого охлаждения (опускание в холодную воду) и т. п. Однако все они недостаточно эффективны*.

В некоторых случаях избавиться от цемента не удастся при обработке любыми из перечисленных выше реактивов (цемент из вторичного кварца). Если дезинтеграция породы неэффективна или невозможна, следует рекомендовать простое механическое дробление до величины зерна преобладающей фракции породы (которая определяется в шлифе). Обработка породы кислотами не рекомендуется, если обломочные зерна представлены обломками карбонатных пород и содержат известковые организмы (обломочные известняки, песчаники и алевролиты с терригенными зернами, состоящими из карбонатов).

Получение нерастворимого остатка. Для получения нерастворимого остатка карбонатных пород обычно применяется растворение в 5—10-процентной соляной кислоте**. Однако и здесь, исходя из изложенных выше соображений, следует рекомендовать обработку в слабой уксусной кислоте (5—7-процентный раствор CH_3COOH). Для этого, правда, требуется больше времени и большее количество реактивов, но полученные результаты всегда окупают эти затраты.

Величина образца (навески) зависит от количества терригенных примесей. Для относительно чистых карбонатных пород необходима навеска в 200—500 г, для пород, обогащенных терригенными примесями, достаточно 100 г и для чистых — требуется около 1 кг.

Нерастворимый остаток солей получают путем обработки дистиллированной водой или водой, подкисленной H_2SO_4 (для гипса)***. Нерастворимый остаток промывается дистиллированной водой до полного исчезновения реактива, которым обрабатывалась порода.

* Весьма эффективна дезинтеграция при помощи ультразвука (см. гл. 15).

** Медленное нагревание при температуре 60—70° С в 5-процентной HCl до полного выделения CO_2 или кипячение в 1,5-процентной в течение 5 мин.

*** Лучшим способом рассматривания гипса является обработка 15-процентным лимоннокислым аммонием при 22° С.

Выбор и получение размерной фракции для разделения тяжелыми жидкостями и иммерсионного анализа. Вопрос о выборе фракций механического анализа для разделения тяжелой жидкостью и исследования в иммерсии до настоящего времени является дискуссионным. Большинство исследователей рекомендует для этой цели фракцию 0,25—0,01 мм.

Основанием для выбора фракции 0,25—0,01 мм является следующее.

1. Наибольшая концентрация тяжелых минералов в песчаных и алевроитовых породах различного генезиса наблюдается во фракции 0,25—0,01 мм.

2. Наибольшая концентрация тяжелых минералов в глинисто-алевритовых и глинистых породах также приурочена к этой фракции, несколько смещаясь в сторону более мелких частиц (0,05—0,01 мм, частично во фракции $d < 0,01$ мм).

3. Эта размерная фракция является наиболее удобной для исследования. В более крупных фракциях частицы минералов из-за большой величины становятся непрозрачными (особенно окрашенных минералов) и во фракции попадает много агрегатных зерен и обломков горных пород. Более мелкие фракции неудобны для исследования из-за трудности определения оптических констант минералов.

Итак, для разделения тяжелой жидкостью необходимо получить фракцию 0,25—0,01 мм.

Для этой цели можно рекомендовать следующий метод.

Образец породы (рыхлой обломочной или дезинтегрированной сцементированной, нерастворимого остатка) просеивается через сито с диаметром отверстий 0,25 мм. Затем фракция $d < 0,01$ мм отмучивается по методу Сабанина. Так как для разделения тяжелой жидкостью необходима навеска в 4—5 г (лучше 10 г), то вместо обычного стакана прибора Сабанина, который допускает исходную навеску только в 4 г, рекомендуется брать банку с диаметром в 3—4 раза больше, чем диаметр стакана прибора Сабанина. Из полученной фракции (0,25—0,01 мм) берется навеска в 4—5 г и разделяется тяжелой жидкостью. Для этой цели могут быть использованы и фракции обычного гранулометрического анализа по Сабанину или полученные другим методом, но в этом случае для разделения тяжелой жидкостью величина навески будет недостаточна*.

Удаление глинисто-железистых пленок. В целом ряде осадочных пород (главным образом, пестроцветов) на зернах породообразующих (кварца, полевого шпата) и аксессуарных минералов имеются железистые, железисто-глинистые и глинистые пленки, которые затрудняют диагностику минералов и делают невоз-

* Частицы крупнее 0,25 мм изучаются под бинокляром. Об исследовании глинистых частиц см. стр. 311—313.

можным выделение доброкачественной тяжелой фракции — концентрацию акцессорных минералов, вследствие разбавления ее легкими минералами с железистыми пленками. Поэтому перед разделением тяжелой жидкостью приходится эти пленки удалять путем кипячения порошка в 10—20-процентной HCl. Однако такая обработка приводит к растворению многих минералов. Были предложены другие методы удаления пленок: метод Дроздова и Труога — обработка H_2S и 0,05-процентным раствором HCl метод ВИМСа — обработка сернистым аммонием и уксусной кислотой, Лейта — обработка щавелевой кислотой в алюминиевой посуде или в присутствии алюминиевого стержня, А. Н. Соколовского — обработка поваренной солью и дистиллированной водой.

Опыт показывает, что наиболее эффективной следует считать обработку щавелевой кислотой в присутствии металлического алюминия.

В стеклянный сосуд помещается обрабатываемый порошок и заливается 5-процентным раствором щавелевой кислоты ($COOH-COOH$). Затем в сосуд опускается алюминиевая трубка или алюминиевая бюкса и образец кипятится в течение 15—20 мин. Количество реактива — 200—300 см³ на навеску 10—15 г. При кипячении происходит растворение железистых пленок и осаждение на поверхности алюминия щавелевокислого железа. Указанная реакция происходит нормально при наличии чистой поверхности металлического алюминия. Этот способ обработки гарантирует сохранность минералов и достаточно хорошее растворение пленок.

С помощью поваренной соли и дистиллированной воды можно удалить глинистые и частично железисто-глинистые пленки.

Разделение минералов в тяжелой жидкости. Для разделения минералов применяются различные тяжелые жидкости.

Жидкость Туле представляет собой водный раствор нодистого калия (KJ) и двунодистой ртути (HgJ_2). Максимальный удельный вес 3,19 зимой, 3,17 летом. Жидкость Туле смешивают с водой в любых пропорциях, поэтому удельный вес ее можно изменять от 1,0 до 3,19.

Способ приготовления: берут навеску солей KJ и HgJ_2 в отношении 1 : 1,14, тщательно измельчают, перемешивают и растворяют в холодной воде, прибавляя последнюю небольшими порциями (на 500 г солей около 80 см³ дистиллированной воды). Затем раствор выпаривают до появления корки или до всплывания флюорита. Остудив, жидкость фильтруют через стеклянную вату; получаемый раствор имеет максимальный удельный вес. Недостатком жидкости является ее ядовитость. Работать с ней необходимо в резиновых перчатках в вытяжном шкафу. Не следует разделять жидкостью Туле минералы, имеющие обменные катионы, так как калий жидкости легко может их вытеснить.

Бромформ CHBr_3 — бесцветная жидкость, растворяется в спирте, бензоле, эфире. Удельный вес при 20°C — 2,88, при комнатной температуре в разное время года изменяется от 2,80 до 2,90. Разлагается под действием света и солнечных лучей, легко испаряется, поэтому определение следует вести в закрытых воронках и под тягой. Промывать порошок и посуду следует в бензоле или спирте. Из промывочных растворов (с бензолом) бромформ может быть восстановлен фракционной перегонкой, а из растворов со спиртом — водой.

Помимо описанных выше жидкостей имеется целый ряд других, краткие сведения о которых даны ниже.

<i>Жидкость</i>	<i>Состав</i>	<i>Удельный вес</i>
Жидкость Клейна	$2 \text{ CdO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 9 \text{ WO}_3$ $2 \text{ H}_2\text{O} + 16 \text{ aq}$	3,29—3,36
Иодистый метилен	CH_2I_2	3,33
Бромистый этилен	$\text{C}_2\text{H}_4\text{Br}_2$	2,17
Четыреххлористый углерод	CCl_4	1,59
Сплав Роджерса	AgNO_3 — 75,75% NaNO_3 — 24,25%	3,5

Из всех перечисленных выше жидкостей чаще всего применяется бромформ и жидкость Туле.

Удельные веса жидкостей определяются при помощи минералов индикаторов, специальных аэрометров, весов Вестфalia, взвешивания жидкости в сосуде определенного объема и путем определения показателей преломления. Приблизительно удельный вес определяется при помощи минералов индикаторов, точно — другими методами. Из них наиболее удобным и распространенным является определение взвешиванием в пикнометре.

Разделяя минералы тяжелой жидкостью, мы преследуем одну цель — выделить и сконцентрировать тяжелые — акцессорные минералы, присутствующие в породе в ничтожных количествах, — циркон, рутил, турмалин, сфен, апатит, монацит, ксенотим, гранат, флюорит, магнетит, ильменит, пирит, гематит и ряд других.

Эти минералы имеют большой удельный вес (тяжелые) — от 2,7 до 7,5. Наиболее легкие из них — слюды, хлорит, берилл, аквамарин, глауконит — имеют удельный вес от 2,7 до 3,0.

Для отделения акцессорных минералов от главных породообразующих (кварца, халцедона, опала, полевых шпатов, глинистых минералов, карбонатов) следует выбрать соответствующий удельный вес жидкости. В специальной литературе по этому поводу имеются следующие рекомендации: 3,0; 2,9; 2,85; 2,80; 2,75. Опыт показывает, что наилучшие результаты получаются при удельном весе жидкости в интервале 2,9—2,80 (2,85).

Если взять жидкость с удельным весом 3,0, в тяжелую фракцию не попадут большинство слюд, хлоритов, берилл, тремолит, фсенацит и некоторые другие минералы. Это имеет смысл только

тогда, когда слюды и хлориты являются не акцессорными, а породообразующими минералами осадочных пород и от них необходимо избавиться.

При удельном весе 2,75 в тяжелой фракции окажутся все карбонаты (в том числе и кальцит), значительная (большая) часть глауконита, слегка загрязненные окислами железа и другими примесями легкие минералы и другие.

Более детальное деление на фракции необходимо в тех случаях, когда нужно выделить один какой-либо минерал, исследо-

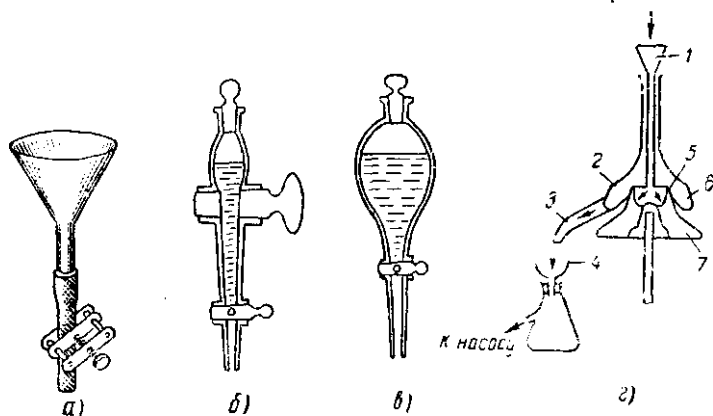


Рис. 76. Приборы для разделения тяжелой жидкостью:
а, б, в — воронки, г — схема центрифуги

вать тяжелую фракцию определенного интервала удельных весов из-за наличия в ней того или иного минерала.

Для разделения тяжелой жидкостью применяют обычные открытые воронки, закрытые воронки (воронки Брегера) или центрифуги (рис. 76).

В воронку наливают до половины тяжелую жидкость, затем осторожно высыпают навеску и наливают еще немного жидкости, примерно $\frac{3}{4}$ объема воронки. После этого жидкость с навеской тщательно перемешивают стеклянной палочкой или встряхиванием (закрытые воронки) и оставляют воронку в покое 20—30 мин. Затем повторно встряхивают или помешивают палочкой. Разделение заканчивается, если после очередного помешивания не происходит осаждения тяжелых минералов. Осторожно открывают краны или зажимы и тяжелую фракцию вместе с жидкостью сливают в стаканчик или на воронку с фильтром. Отфильтровывают тяжелую жидкость, промывают фракцию спиртом или дистиллированной водой, высушивают и взвешивают. Таким же образом поступают и с легкой фракцией. При массовой работе применяют одновременно несколько воронок (6—12—20), установленных на специальной подставке.

Гораздо быстрее и совершеннее происходит выделение тяжелой фракции при помощи центрифуги. Чаще всего применяется центрифуга А. И. Мошова (см. рис. 76). Над волчком центрифуги (7) помещают делительную воронку с отводной трубкой. В делительную воронку вставляют обычную воронку с удлиненной трубкой. Под отводной трубкой делительной воронки устанавливают воронку Бюхнера (4) с фильтром. Чтобы фильтрование шло быстрее, под воронкой Бюхнера создается разрежение при помощи вакуумного насоса. Навеску помещают в стеклянный стаканчик, заливают тяжелой жидкостью (примерно 150 см³) и тщательно перемешивают.

В воронку (1) наливают немного тяжелой жидкости, чтобы заполнить пазы волчка (5). После этого, осторожно помешивая, тяжелую жидкость с навеской наливают в воронку (1). Затем включают электромотор и доводят скорость вращения волчка до 8000 оборотов в минуту. При вращении волчка тяжелые минералы оседают и застревают в пазах волчка (5), а легкие отбрасываются вместе с жидкостью на стенки делительных воронок (2) и (6) и через отвод (3) попадают в воронку Бюхнера. Так как фильтрование происходит медленно, включают масляный насос и создают разрежение.

После фильтрования воронку Бюхнера вынимают, легкую фракцию промывают дистиллированной водой, высушивают и взвешивают. Затем вынимают волчок с тяжелыми минералами, смывают их на фильтр воронки Бюхнера и также промывают водой, высушивают и взвешивают. При работе на центрифуге обычно применяется жидкость Туле.

Для разделения на фракции может быть использована обычная медицинская центрифуга со скоростью вращения около 2500 оборотов в минуту и пробирками. Тяжелую жидкость с навеской заливают в пробирку (не доливают до края 1 см), разделение производится 5—8 мин. Тяжелая фракция оседает на дно пробирки, легкая всплывает наверх. После остановки центрифуги вынимают пробирки и осторожно сливают сначала легкую фракцию, затем, опорожняя пробирку в другой сосуд, сливают тяжелую фракцию. При разделении накапливается большое количество жидкости с примесью растворителя и слабого раствора жидкости. Эти жидкости можно снова использовать для работы после восстановления. Жидкость Туле, разбавленная водой, восстанавливается выпариванием в вытяжном шкафу, после чего удельный вес ее проверяется. Если деление производилось бромформом, а растворителем был спирт, жидкость помещают в делительную воронку и заливают дистиллированной водой. Спирт растворяется водой, а бромформ, освобожденный от спирта, накапливается в нижней части воронки и сливается через кран. Если промывание осуществлялось бензолом, жидкость восстанавливается перегонкой.

Разделение минералов по магнитным свойствам. Среди минералов тяжелой фракции обычно значительную часть составляют минералы, обладающие сильными магнитными свойствами. Их можно выделить в отдельную фракцию — магнитную (самородное железо, магнетит, титаномagnetит, ильменит, франклинит, пирротин). С этой целью тяжелую фракцию рассыпают тонким слоем на листке чистой бумаги или стеклянной пластинке. Затем конец обычного подковообразного магнита (или магнитного бруска) оборачивают папирсной бумагой и медленно проводят им по рассыпанному материалу.

Приставшие к магниту минералы легко отделяются от него при извлечении магнита из бумаги. Эту операцию рекомендуется повторять несколько раз. Быстрее и совершенней сильномагнитные минералы можно выделить с помощью многополюсного постоянного магнита системы Сочнева. Порядок работы остается прежним.

Если тяжелая фракция содержит, кроме сильномагнитных, минералы среднемагнитные и со слабыми магнитными свойствами, то извлечение их производится при помощи электромагнита.

Существуют электромагниты разных систем, создающие электромагнитное поле различной силы, и электромагниты, напряженность электромагнитного поля которых может регулироваться пропусканием через его обмотку слабого или сильного тока. Благодаря этому можно выделить несколько электромагнитных фракций.

Обычно выделяют две электромагнитные фракции. Первая — при небольшой силе тока в обмотке электромагнита. Это среднемагнитные минералы — темноокрашенные амфиболы, пироксены, гранаты, темный турмалин, биотит, гематит, хромит, эпидот, вольфрамит, шпинель (пикотит), лимонит и некоторые другие. Вторая — при большой силе тока в обмотке электромагнита; это светлоокрашенные амфиболы, пироксены, гранаты, шпинель, ксенотим, монацит, ортит, пирохлор, сфен, светлый турмалин.

Разделение производится следующим образом: тяжелую фракцию рассыпают тонким слоем на стекле или листке толстой бумаги и подносят к полюсам электромагнита. Включив электромагнит, медленно передвигают стекло или бумагу под полюсами до тех пор, пока минералы перестанут притягиваться. Затем убирают бумагу с тяжелой фракцией, выключают электромагнит и собирают электромагнитную фракцию на другой лист бумаги. Эту операцию следует повторить 2—3 раза. Полюса магнита очищают от приставших минералов кисточкой после каждого разделения. Таким же путем выделяют и вторую электромагнитную фракцию.

Таким образом тяжелая фракция может быть разделена на четыре фракции: сильномагнитная, среднемагнитная, слабомагнитная и немагнитная.

В связи с тем что содержание тяжелых минералов в осадочных породах обычно небольшое (десятые — сотые доли процента), а операция очень трудоемкая, разделение по магнитным свойствам производится не всегда. Этот метод находит себе применение главным образом при исследовании шлихов (тяжелых концентратов, отмытых водой).

В последнее время предложены другие методы разделения минералов: электростатическое разделение, диэлектрическая сепарация, электродиализ и т. п. Однако все эти методы служат, как правило, для выделения чистого минерала из смеси, разделения смеси минералов и при массовой работе петрографа не применяются*.

* Об электрическом методе разделения и электродиализе см. в кн. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов» под ред. Е. В. Рожковой, ВИМС, 1937.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Иммерсионный метод

Порядок работы. Из выделенных тяжелой жидкостью легкой и тяжелой фракций изготавливаются препараты для микроскопического исследования. Порошок фракции тщательно перемешивают, небольшое количество его выбирают на кончик покровного стекла и осторожно рассыпают тонким слоем на предметном стекле. Затем зерна покрывают покровным стеклом и вводят жидкость. При исследовании тяжелой фракции выгодно применять жидкость с показателем преломления 1,700, легкой фракции — 1,540—1,542. В жидкости с показателем преломления 1,700 сразу же удается отделить корунд, дистен, ставролит, ксенотим, эпидот, монацит, сфен, анатаз, брукит, рутил, циркон, везувиан, гиперстен, хлоритоид, сидерит (показатель преломления $> 1,700$) от большинства минералов группы пироксенов и амфиболов, турмалина, апатита, топаза, барита, андалузита, силлиманита, кальцита, доломита, биотита, ангидрита, целестина, мусковита и некоторых других (показатель преломления $< 1,700$).

В жидкости с показателем преломления 1,540—1,542 легко отделяются полевые шпаты (ортоклаз, микроклин и кислые плагиоклазы), халцедон, гипс, опал ($< 1,542$) от кварца и слюды ($> 1,542$), что очень важно.

При наклонном положении столика микроскопа в таких препаратах (особенно при разном диаметре частиц) зерна минералов часто переворачиваются и уплывают из поля зрения. Однако в этом есть и большое преимущество — возможность наблюдать один и тот же минерал в самых разнообразных сечениях. Если почему-либо это нежелательно, готовят препараты с закрепленными зернами. Простейший способ изготовления такого препарата заключается в следующем: на порошок, рассыпанный по предметному стеклу, следует осторожно подышать, чтобы стекло запотело, затем подсушить на электрической лампочке. Мелкие зерна закрепляются таким способом довольно хорошо, зерна средних размеров — хуже, крупные — почти не закрепляются. Более надежно зерна закрепляются при помощи тонких пленок желатина. На предметное стекло наносится тонкий слой желатина и просушивается. Затем насыпают порошок, покрывают покровным стеклом и вводят жидкость.

Кроме временных, изготавливают постоянные препараты на канадском бальзаме или канифоль. Рассыпают фракцию на предметном стекле, покрывают покровным стеклом и на асбестовой

Таблица 54

Геометрические свойства		Оптические свойства						
симгония	симметрия	свойства по отношению к свету	форма индикатрисы	оптический знак	ориентировка индикатрисы	дисперсия	оптические константы	псевдокризис
Кубическая	Больше одной оси высшего порядка	Изотропны	Шар	—	—	Показателей преломления	n	Отсутствует
Гексагональная	Одна ось высшего порядка	Анизотропны	Эллипсоид вращения (одноосные)	Индикатриса вытянута +, сплюснута —	Оптическая ось совпадает с осью симметрии высшего порядка	Показателей преломления и двупреломления	N_g, N_p, N_g, N_p Оптический знак	Схема плеохроизма или абсорбции: одноосные (+): $N_g(N_e) > N_p(N_o), N_g(N_e) < N_p(N_o);$
Квадратная	Одна ось высшего порядка	То же	То же	То же	То же	То же	То же	
Тригональная	Одна ось высшего порядка	"	"	"	"	"	"	одноосные (—): $N_g(N_o) > N_p(Ne), N_g(N_o) < N_p(Ne);$
Ромбическая	два — три оси второго порядка, min одна ось второго порядка	"	Трехосный эллипсоид (двуосные)	Индикатриса вытянута —, сплюснута —	Все оси индикатрисы совпадают с кристаллографическими осями	То же и величины угла оптических осей	N_g, N_m, N_p, N_g, N_p Оптический знак, 2V	Схема плеохроизма или абсорбции: двуосные (+)

Геометрические свойства		Оптические свойства						
сингония	симметрия	свойства по отношению к свету	форма индикатрисы	оптический знак	ориентировка индикатрисы	дисперсия	оптические константы	плеохроизм
Моноклинная	так — одна ось второго порядка, π — нет осей симметрии	Анизотропны	Трехосный эллипсоид (двуосные)	Индикатриса вытянута $+$, сплюснута $-$	Одна ось индикатрисы совпадает с кристаллографической осью (обычно Nm — b) или с перпендикуляром к плоскости симметрии	Показателей преломления и двупреломления и биссектрис (оси Ng и Np) или оси Nm и одной из биссектрис	Ng, Nm, Np , $Ng \neq Np$. Оптический знак, $2V$ и угол полного погасания по отношению к двум осям индикатрисы	$Ng > Nm > Np$, $Ng < Nm < Np$, $Ng > Nm > Np$; двуосные (—): $Ng > Nm > Np$, $Ng < Nm < Np$, Np , иногда $Ng \neq Np > Nm$, $Nm - Ng \approx Np$
Триклинная	Нет ни осей, ни плоскостей симметрии	Анизотропны	Трехосный эллипсоид (двуосные)	Индикатриса вытянута $+$, сплюснута $-$	Оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими осями	То же и положения осей оптической индикатрисы	То же и угол полного погасания (во всех разрезах)	

прокладке помещают на электрическую плитку. Когда стекло разогреется, мелкие кусочки бальзама или канифоли кладут у края покровного стекла. Бальзам расплавляется и затягивается по капиллярному зазору между стеклами. Легким выдавливанием иглы выгоняются пузырьки воздуха. Изготавливая препарат, следует избегать перегрева бальзама, так как это приводит к массовому появлению пузырьков воздуха.

Исследование фракции начинается с просмотра препарата. Для этой цели лучше применять препаратоводитель и систематически просматривать весь препарат, перемещая его в вертикальном и горизонтальном направлениях.

При просмотре препарата отмечают, из каких типов минералов состоит фракция. Затем приступают к определению минералов. Порядок работы при этом обычный. Сначала исследование производится при одном николе — поляризаторе * (плоское зеркало, николь и конденсор опущены ближе к зеркалу, объектив 3—8, для определения показателя преломления объектив 20 или 40). Определяются форма и размер зерен, цвет минерала и плеохроизм, спайность, включения, показатель преломления, вторичные изменения минералов (выветривание).

Из всех этих определений, в общем довольно простых, заслуживает специального описания определение показателей преломления и плеохроизма. Для этого необходимы некоторые сведения из кристаллооптики. Эти сведения сконцентрированы нами в табл. 54.

Определение показателей преломления — линия Бекке. На границе раздела двух сред с различными показателями преломления (минерал — канадский бальзам, минерал — иммерсионная жидкость) наблюдаются следующие оптические явления: 1) внутреннее отражение, 2) преломление лучей, 3) дифракция и 4) дисперсия света.

Все эти явления обуславливают отклонение лучей света в сторону высокопреломляющей среды и разложение полихроматического ** света (дневного света или света от электрической лампочки) на его составляющие (цвета спектра). Наибольшее значение имеют преломление и полное внутреннее отражение (рис. 77).

В результате на стороне высокопреломляющей среды появляется полоска, более ярко освещенная по сравнению с соседними участками (полоска Бекке).

При подъеме тубуса микроскопа полоска перемещается в сторону высокопреломляющей среды — положительный эффект,

* Исследование производится попеременно при одном николе и с анализатором, наблюдение ведется (полоска Бекке, изменение окраски и др.) при одном николе — поляризаторе.

** Полихроматический свет — свет с волнами различных длин.

при опускании — в сторону низкопреломляющей среды — отрицательный эффект.

Когда показатели преломления двух соприкасающихся сред равны, полоска более интенсивной освещенности в монохроматическом * свете исчезает и граница раздела двух сред, если она ничем не загрязнена, не видна. В полихроматическом свете, с

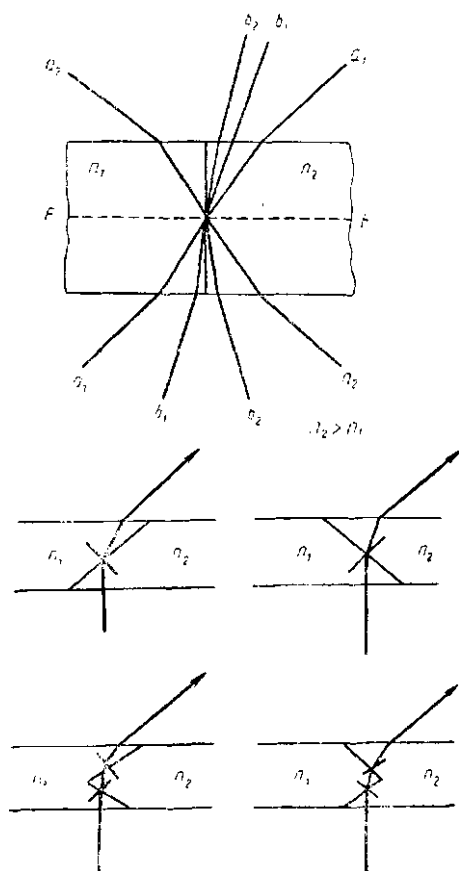


Рис. 77. Оптические явления, происходящие на границе раздела двух сред с различным показателем преломления (вверху) и отклонение луча света в сторону высокопреломляющего вещества при разном положении границы раздела (внизу, по Татарскому)

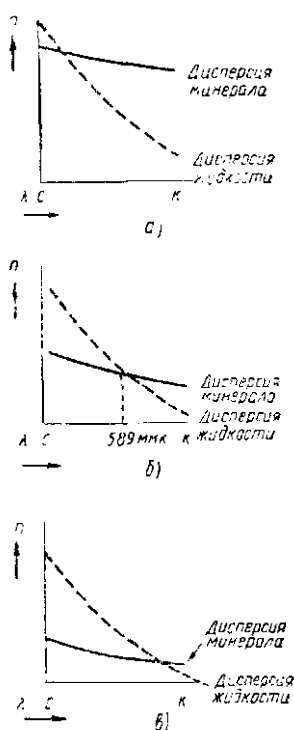


Рис. 78. Причина появления окрашенной полоски Бекке (по Татарскому):

а — показатели преломления равны для коротковолновой части спектра, б — для средней части спектра, в — для длинноволновой части спектра

* Монохроматический — свет с определенной длиной волны.

которым приходится работать минералагам, в этот момент появляется цветная реакция — полоска приобретает радужную окраску. При подъеме тубуса микроскопа красная полоска перемещается на высокопреломляющую среду, а синяя — на низкопреломляющую. Причем подвижность полосок одинакова (рис. 78, б).

При опускании тубуса микроскопа красная полоска перемещается на низкопреломляющую среду, синяя — на высокопреломляющую.

В нашем случае, когда мы имеем дело с твердыми средами — минералами и жидкими средами — иммерсионными жидкостями (обычно органические соединения), это явление можно объяснить значительной разницей между величинами дисперсии иммерсионных жидкостей и минералов. Дисперсия жидкостей крутая кривая всегда более значительна, чем дисперсия минералов.

Если одна из полосок, например синяя, остается неподвижной, то достигнуто равенство показателей преломления двух сред для синей части спектра (рис. 78, а), соответственно при неподвижной красной полоске — для красной части спектра (рис. 78, в).

Определение показателя преломления сводится к подбору такой среды, в которой он заранее известен и равен показателю преломления минерала.

При определении показателей преломления аморфных минералов и минералов кубической сингонии (изотропных) измерению подлежит одна единственная константа — показатель преломления (n).

Порядок работы следующий: порошок минерала помещается на предметное стекло, покрывается покровным стеклом, в капиллярный зазор между стеклами вводится какая-либо жидкость. Приготовленный таким путем препарат рассматривается под микроскопом. Наблюдая поведение полоски Бекке, устанавливают соотношения показателей преломления минерала и жидкости. Если показатель преломления жидкости больше или меньше показателя преломления минерала, жидкость меняют.

При наличии большого количества исследуемого вещества готовится другой препарат, если же вещества мало, то при помощи фильтровальной бумаги вытягивают старую жидкость и вводят новую*. Эту операцию повторяют до тех пор, пока будет подобрана жидкость с преломлением, равным показателю преломления минерала. Попутно следует обращать внимание на окраску, спайность и другие свойства минерала.

* Такая операция допускается в случае достаточно большого количества жидкости в препарате — при работе с полным покровным стеклом. Если же применяют мелкие обломки покровного стекла, перед введением новой жидкости следует промыть препарат спиртом.

При определении оптических констант анизотропных одноосных минералов необходимо наблюдать полоску Бекке не при случайном положении кристалла, а поставив его на погасание, затем, выдвинув анализатор, наблюдаем полоску Бекке, обусловленную одним из показателей преломления данного сечения. Повернув затем кристалл на 90° (второе погасание), наблюдаем второй показатель преломления этого сечения. Таким образом определяют величины N_g' и N_p' . Однако для диагностики минералов нужны не промежуточные, а главные показатели преломления N_g и N_p , находящиеся в определенных разрезах (см. табл. 55).

Таблица 55

Показатели преломления в ориентированных разрезах одноосных кристаллов

Разрезы	Знак кристалла			
	+		-	
	o^*	e	o	e
Перпендикулярные к оптической оси (изотропные)	N_p	$\overline{N_g'}$	N_g	$\overline{N_p'}$
Косые	N_p	N_g	N_g	N_p
Параллельные оптической оси (с максимальной величиной двупреломления)	N_p	N_g	N_g	N_p

* o — обыкновенный луч, e — необыкновенный.

Из данных таблицы видно, что в любых разрезах одноосных положительных кристаллов можно измерить полную величину N_p , а отрицательных — N_g . Второй показатель преломления можно определить в разрезах с наиболее высокой интерференционной окраской (параллельных оптической оси).

При работе с анизотропными — двуосными кристаллами поступают точно так же, но найти определенные ориентированные разрезы здесь еще более сложно. Так как в двуосных минералах имеется три главных показателя преломления — N_g , N_m и N_p — для определения всех показателей преломления необходимо минимум два ориентированных зерна (табл. 56).

Выше были рассмотрены условия определения показателей преломления, когда зерна в препаратах имели достаточно большие размеры и полоска Бекке наблюдалась без особых затруднений. Если зерна мелкие ($d < 0,001$ мм), поступают иначе. Фокусируя (объектив 40, 60), можно добиться, что в определенном положении зерно становится темным. Если показатель преломления зерна больше показателя преломления жидкости, при подъеме тубуса микроскопа зерно просветляется, при опускании за-

Показатели преломления в ориентированных разрезах двусосных кристаллов

Разрезы	Знак кристалла					
	—			—		
	Т.Б.	Nm	О.Б.	Т.Б.	Nm	О.Б.
Перпендикулярно оптической оси (изотропные разрезы)	—	Nm	—	—	Nm	—
Перпендикулярно острой биссектрисе (О.Б.)	Np	Nm	—	Ng	Nm	—
Перпендикулярно тупой биссектрисе (Т.Б.)	—	Nm	Ng	—	Nm	Np
Параллельно плоскости оптических осей (разрезы с максимальным двупреломлением)	Np	—	Ng	Ng	—	Np
Косые разрезы	Np'	—	Ng'	Ng'	—	Np'

темняется — с зерна на жидкость идет светлая каемка, при этом размеры темного зерна как бы несколько уменьшаются. Если показатель преломления зерна меньше показателя преломления жидкости, то наблюдается обратная картина (рис. 79). Этим же способом можно пользоваться при работе с меньшим увеличением и более крупными зернами, когда края зерен загрязнены и условия наблюдения полоски Бекке неудовлетворительные.

В иммерсионном методе наиболее трудоемкая операция — смена жидкостей, особенно при ограниченном количестве вещества. Это затруднение частично можно преодолеть, пользуясь методом двойной вариации — термической и хроматической, т. е. используя изменение показателей преломления в зависимости от длины волны и температуры. Метод двойной вариации имеет и другие преимущества: возмож-

ность изучения дисперсии минералов, более точное определение показателей преломления. Так, например, иодистый метилен (CH_2I_2) при 24° С для длины волны 589 мкм имеет показатель преломления 1,740, при 50° С и той же длине волны — 1,720, при

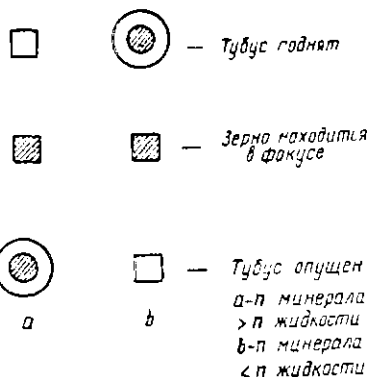


Рис. 79. Определение показателей преломления в масляных средах (по Татарскому):

а — показатель преломления зерна меньше показателя преломления жидкости, б — больше жидкости

50° С и длине волны 660 *мк* — 1,710 и, наконец, при 50° С и длине волны 480 *мк* — 1,749. Таким образом, в интервале температуры от 24 до 50° С и длины волны света от 480 до 660 *мк* изменение показателей преломления достигает значительной величины: $1,749 - 1,710 = 0,039$. Это дает возможность определять все показатели преломления в минералах с низким и средним двойным лучепреломлением в одной и той же жидкости.

Для работы методом двойной вариации имеются высококачественные отечественные приборы — нагревательный столик с микрорефрактометром и набор светофильтров (для получения монохроматического света).

Однако описанный метод все еще является весьма громоздким и недоступным при массовой работе минералогов-петрографов. Более широкое распространение получил метод хроматической вариации.

Другие методы определения показателей преломления. Метод косо́го освеще́ния. Эффект косо́го освеще́ния можно получить, применяя асимметричный световой пучок. С этой целью на пути распространения лучей ставят непрозрачный экран (проще всего слегка вдвинуть анализатор или кварцевую пластинку в прорез тубуса микроскопа над объективом), загораживающий половину пучка. Рассматривая иммерсионный препарат, обнаружим, что на зернах минералов с $n > n_{\text{жидкости}}$ появится тень со стороны экрана, а на зернах, имеющих $n < n_{\text{жидкости}}$, появится тень со стороны, противоположной экрану.

Сущность этого явления будет ясна, если допустить, что первые зерна представляют собой собирающую линзу, а вторые — рассеивающую и изобразить схематически ход лучей в первом и втором случае (рис. 80).

Когда n минерала и n жидкости равны (вернее близки: совпадают для средней части спектра — желто-зеленые лучи), в полихроматическом свете появляется цветная реакция: сторона зерна, обращенная к экрану, окрашивается в синий цвет, а край зерна, расположенный на противоположной стороне от экрана, в красный.

Если экран поместить ниже исследуемого зерна, под столиком микроскопа, над поляризатором, картина распределения теней будет обратная.

Чувствительность этого метода несколько меньше, чем наблюдение полоски Бекке. Для повышения чувствительности предложено двойное диафрагмирование под зерном и над зерном. Эффект, получающийся при двойном диафрагмировании, такой же, как при фокальном экранировании (см. ниже).

Методы косо́го освеще́ния применяются для подсчета минералов в смесях, состоящих из небольшого количества минералов. Например, легкая фракция породы состоит из кварца, полевого шпата и слюды. Приготовив препарат в жидкости с $n = 1,544$ —

1,553 и вдвинув слегка оправку анализатора, увидим, что кварцевые зерна имеют цветную реакцию, слюда — тень со стороны заслонки, полевой шпат — тень на противоположной стороне. Эффект наблюдается на всех зернах, поэтому подсчет содержания минералов не представляет трудности.

Метод фокального экранирования (по Черкасову). Кольцевое экранирование. Если в фокаль-

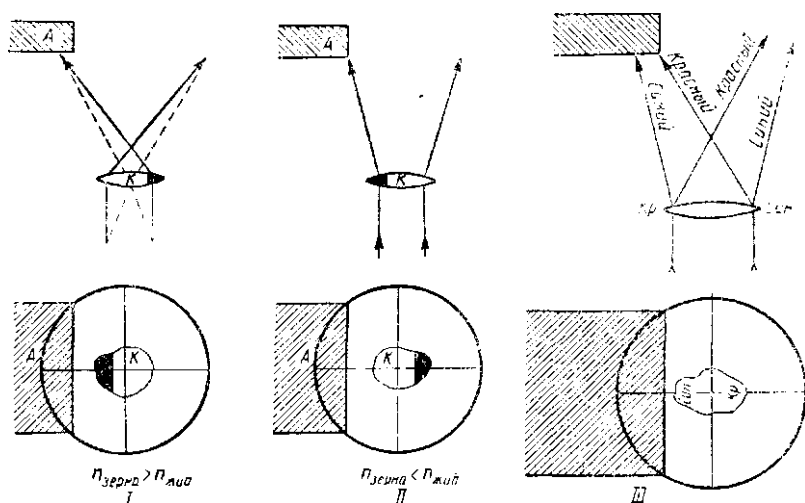


Рис. 80. Эффект косого освещения. I — n зерна больше n жидкости; II — n зерна меньше n жидкости, III — n зерна равно n жидкости

ной плоскости объектива поместить кольцевой экран, который закроет доступ лучам, отклоненным краями кристалла (при данной разности показателей кристалла и жидкости), то края зерен будут темными, а внутренние части освещенными так же, как поле зрения. При равенстве показателей преломления двух сред лучи освещающего пучка не будут отклонены на преломляющих поверхностях кристалла, пройдут через свободное от экрана отверстие фокальной поверхности объектива — зерна будут освещены равномерно.

Все это справедливо для монохроматического света. Если же применять полихроматический свет, то в случае совпадения показателей преломления для какой-либо длины волны видимого спектра на краях зерен появится цветная каемка. Окраска каемки соответствует длине волны, для которой показатели преломления кристалла и жидкости совпадают (рис. 81, I).

Кольцевое экранирование позволяет осуществлять хроматическую вариацию без применения монохроматора, а также определять осность и знак минерала по характеру цветной окраски вок-

руг его зерен. Так как в одноосных минералах в одном из положений погасания проявляется No , они будут характеризоваться постоянством какой-либо окраски на всех зернах в одном из положений погасания. Если постоянство окраски наблюдается для Np — минерал положительный, если для Ng — отрицательный.

Для кольцевого экранирования необходим объектив со специальной ирис-диафрагмой в фокальной плоскости. Точность измерения показателей преломления

0,001—0,002. Описанный метод должен применяться в комплексе с наблюдением полоски Бекке — до получения хроматического эффекта. Зерна с $d < 0,02$ мм не пригодны для изучения методом фокального экранирования.

Иммерсионные жидкости и сплавы. В иммерсионном методе применяются различные жидкости, представляющие собой сложные органические соединения, обладающие определенными свойствами (устойчивость, смешиваемость и т. п.). Перечень наиболее распространенных жидкостей приведен в табл. 57.

Кроме иммерсионных жидкостей, для определения показателей преломления применяют специальные сплавы: пиперина с иодидами мышьяка и сурмы ($n = 1,68—2,10$), серы с селеном ($n = 2,0—2,7$), сплавы хлоридов таллия и др.

Показатели преломления иммерсионных жидкостей со временем меняются, поэтому их необходимо периодически проверять на рефрактометре (1—2 раза в год).

Рефрактометры — приборы для определения показателей преломления кристаллов и жидкостей. В большинстве рефрактометров используется явление полного внутреннего отражения света при переходе из более плотной среды в менее плотную. В настоящее время в нашей стране выпускаются несколько типов рефрактометров, из которых два — ИРФ-22 и ИРФ-23 пригодны для определения показателей преломления иммерсионных жидкостей.

Рефрактометр ИРФ-22 дает возможность определять показатели преломления жидкостей от 1,300 до 1,700 с точностью 0,0002, ИРФ-23 до $n = 1,790$ с точностью до 0,00002. В рефракто-

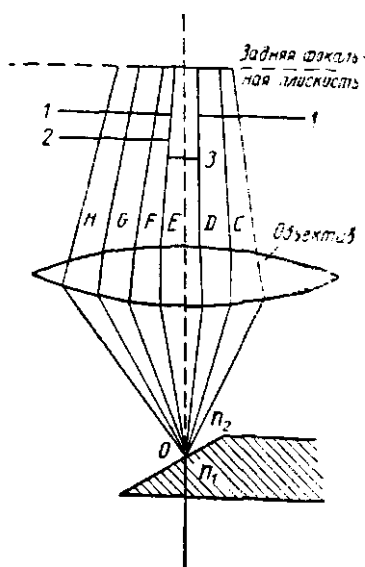


Рис. 81. Метод фокального экранирования:

1, 2, 3 — экраны в фокальной плоскости объектива, H, G — спектр лучей, полученный на краю зерна, заштриховано зерно кристалла, n_1 и n_2 — показатели преломления

Наиболее распространенные иммерсионные жидкости *

Жидкость	n_D при 20° С	$\frac{dn}{dt}$	Температура кипения в °С	Дисперсия	Примечание	
Метилловый спирт	1,329	0,00049	66	—	Окисляется	
Ацетон	1,360		56,5	—		
Паральдегид	1,404		61,5	1,477		
Этилмоноклорацетат . .	1,422					
Хлороформ	1,445					
Лавандовое масло . . .	1,462		188	1,484		
Буковое масло	1,473		0,00046	265		1,477
Касторовое масло . . .	1,480	175		1,484		
Цимол	1,490	110		—		
Толуол	1,500	237		—		
Кедровое масло	1,504—1,516	132		—	Окисляется	
Монохлорбензол	1,523	188		1,521		
Укропное масло	1,529—1,535	0,00047		253	1,529	Окисляется
Гвоздичное масло . . .	1,544		209	1,545		
Нитробензол	1,552		271	—		
Коричноэтиловый эфир	1,560		198	—		
Ортогалуидин	1,571		138	—		
Анилин	1,583		138	1,577		
				1,598	Светочувствительная, окисляется, очень большая дисперсия	
Бромформ	1,596	0,00057	—	1,592	Светочувствительная, окисляется, очень большая дисперсия	
Коричное масло	1,585—1,619		207—151	1,617		
			151	1,578		
				1,626		
α -монохлорнафталин . .	1,635		188	1,626		
α -монобромнафталин . .	1,659		102	1,652		
α -иоднафталин	1,701		0,00048	181		1,650
Иодистый метилен . . .	1,743	—		1,677		
Насыщенный раствор серы в иодистом метиле	1,783	—		1,780		
				1,896		

* Кроме перечисленных имеются жидкости с показателем преломления $> 2,0$ (Логвиненко, 1962).

метре ИРФ-22 лучи света проходят в обратном направлении из среды менее плотной (осветительная призма с матовой поверхностью и жидкость) в среду более плотную (измерительная призма с высоким показателем преломления). Здесь используется измерение угла предельного преломления.

По закону преломления

$$n \sin i = N \sin r,$$

$$\sin r = \frac{n \sin i}{N},$$

где n — показатель преломления жидкости,

i — угол падения луча,

N — показатель преломления измерительной призмы,

r — угол преломления луча.

С увеличением угла i угол r также увеличивается, достигая максимального значения при $i=90^\circ$, т. е. когда падающий луч скользит по поверхности. Максимальное значение угла преломления луча, соответствующее углу

падения 90° , оказывается предельным углом преломления. Подставляя значение $\sin 90^\circ$ в предыдущее уравнение, получим:

$$\sin r = \frac{n}{N};$$

следовательно, $n = N \sin r$.

Измерительная призма рефрактометра соединена со шкалой, проградуированной на показатели преломления. Рефрактометр снабжен термометром и термостатирующим устройством, что позволяет производить измерения при постоянной температуре, равной 20°C (или другой).

Общий вид рефрактометра показан на рис. 82.

Плеохроизм. Изменение окраски кристалла в зависимости от направления световых колебаний называется *плеохроизмом*. Он наблюдается в окрашенных минералах и изучается при одном никеле — поляризаторе. Вращая столик микроскопа, наблюдаем изменение цвета или густоты окраски минерала. При изучении плеохроизма необходимо сначала определять направление глав-

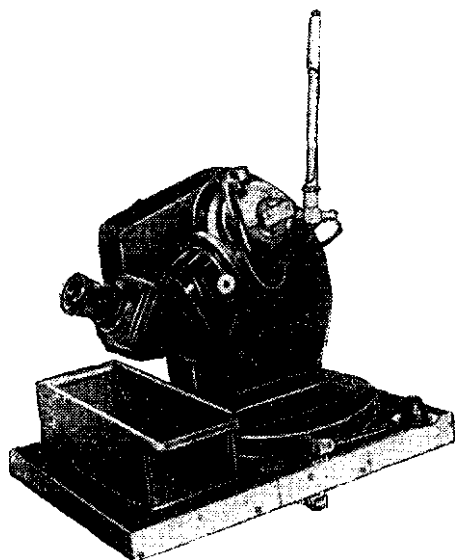


Рис. 82. Общий вид рефрактометра ИРФ-22

ных осей индикатрисы Ng и Np , а в двусосных минералах наблюдать также и изотропные разрезы с Nm . Затем устанавливается, какому направлению индикатрисы присуща та или иная окраска. Так, например, когда с направлением колебаний в поляризаторе * совпадает ось Ng — окраска минерала темно-коричневая, ось Nm (изотропный разрез) — коричневая, ось Np — светлая, желтовато-коричневая до бесцветной.

Запись производится в таком виде: $\parallel Ng$ — темно-коричневый, $\parallel Nm$ — коричневый, $\parallel Np$ — светло-желтовато-коричневый — бесцветный или схема плеохроизма (схема абсорбции) $Ng > Nm > Np$. В некоторых минералах наблюдается иная схема — $Np > Nm > Ng$. Плеохроизм важен как дополнительный диагностический признак.

После этого переходят к изучению минерала в скрещенных николях. Сначала работают с параллельным светом (плоское зеркало, без линзы Лазо и Бертрана). Определяют интерференционную окраску и двупреломление; ориентировку индикатрисы — погасание; исследуют двойники; характер удлинения (знак зоны).

Интерференционная окраска. Явление интерференции наблюдают при скрещенных николях микроскопа, в системе поляризатор — двупреломляющая пластинка (минерал) — анализатор. Главные оси индикатрисы двупреломляющей пластинки (минерала) не должны совпадать с направлением колебаний, пропускаемых поляризатором и анализатором (т. е. минерал поставлен на просветление) и срез должен быть ориентирован косо или параллельно оптической оси.

Поляризованный луч света, выйдя из поляризатора, попадает в двупреломляющую пластинку, где раздваивается на два луча, поляризованных в двух взаимно перпендикулярных направлениях и распространяющихся с разной скоростью. Пройдя пластинку, эти лучи приобретают некоторую разность хода и попадают в анализатор. В анализаторе каждый из них снова раздваивается.

Два из вновь образованных лучей, колебания которых совершаются в плоскости колебаний в анализаторе, проходят через последний (с разностью хода, приобретенной ранее в двупреломляющей пластинке) и интерферируют. Два других луча поглощаются в оправе анализатора.

Интерференционная окраска меняется при изменении разности хода. Цвета интерференционной окраски повторяются не-

* Для определения направления колебаний в поляризаторе необходимо взять шлиф с листочками биотита, имеющими спайность, или хорошо ограниченные призмочки турмалина и ориентировать их (трещины спайности биотита или короткий размер призмочки турмалина) $\parallel$ одной из нитей окуляра так, чтобы окраска минерала была максимальной. Направление колебаний поляризатора будет $\parallel$ этой нити окуляра.

сколько раз, что позволяет шкалу разбить на ряд порядков. Интенсивность окраски убывает от низких порядков к более высоким:

<i>Разность хода в м.мк</i>	<i>Интерференционная окраска</i>	<i>Порядок окраски</i>
100	Серая	I
260	Белая	
300	Желтая	
500	Оранжевая	
550	Красная	
575	Фиолетовая	II
650	Синяя	
800	Зеленая	
900	Желтая	
950	Оранжевая	
1050	Красная	III
1130	Фиолетовая	
1150	Синяя	
1350	Зеленая	
1450	Желтая	
1550	Красная	IV
1640	Светло-фиолетовая	
1670	Серовато-синяя	
1730	Светлая голубовато-зеленая	
1850	Светло-зеленая	
2000—2100	Светлая сероватая с легким розоватым оттенком	

При исследовании зерен минералов в иммерсии точное определение силы двойного лучепреломления производится путем определения максимального (N_g) и минимального (N_p) показателей преломления в ориентированных разрезах.

Однако, описывая тяжелую или легкую фракцию, исследователь не имеет возможности определить показатели преломления всех минералов в ориентированных разрезах. Вместе с тем для правильной диагностики минералов необходимо иметь хотя бы приближенные данные о силе двойного лучепреломления. Поэтому сила двойного лучепреломления определяется по интерференционной окраске в разрезах, параллельных или приблизительно параллельных оптической оси. При этом всегда следует помнить, что интерференционная окраска зависит от толщины зерна. Так как фракция содержит зерна самой различной толщины, определение будет весьма и весьма приближенным. В толстых зернах наблюдение следует вести по краю зерна, где толщина минимальная и близка к таковой в нормальных шлифах.

Если в исследуемых зернах интерференционная окраска I порядка — двупреломление небольшое (0,002—0,015), интерференционная окраска II и III порядка свидетельствует о средней величине двупреломления (0,015—0,045), при интерференционной окраске IV и более высоких порядков — двупреломление большое ($>0,045$ при толщине зерен 0,03—0,05 мм).

Наряду с дисперсией показателей преломления существует дисперсия двупреломления, которая обуславливается первой и заключается в том, что в одном и том же минерале величина двупреломления разная для света различной длины волны.

Дисперсия двупреломления наблюдается во всех анизотропных веществах, обладающих двупреломлением, но в большинстве минералов она настолько ничтожна, что мы ее не различаем.

В минералах, где дисперсия двупреломления велика, она вызывает появление аномальных интерференционных окрасок (индиго-синие, фиолетовые окраски).

Определение ориентировки индикатрисы. Когда направление главных осей индикатрисы в кристалле (N_g и N_p , N_p и N_m , N_g и N_m) совпадает с направлением колебаний в скрещенных николях, свет через эту систему не проходит и кристалл кажется темным — положение погасания. Объясняется это тем, что поляризованный луч, вышедший из поляризатора, не разбивается на два, так как одно из возможных направлений колебаний в кристалле совпадает с направлением колебаний в поляризаторе. Следовательно, через кристалл пройдет один луч, который не пропустит анализатор.

Когда в положении погасания длина кристалла, трещины спайности, двойниковые швы и вертикальная ось кристалла ориентированы параллельно нитям окуляра, погасание называется *прямым*, а когда наклонно — *косым*. Угол, который образуется между этими направлениями и одной из осей индикатрисы (N_g и N_p) кристалла, называется углом погасания.

Для измерения угла погасания кристалл ставят в положение погасания и отмечают градусные деления на столике против 0° нониуса. Затем поворачивают столик до тех пор, пока с нитью креста не совпадет направление, по отношению к которому определяется угол погасания (трещины спайности, грань кристалла, двойниковый шов) и снова отмечают градусные деления на столике. Разность между первым и вторым отсчетом дает угол погасания.

В кристаллах средних сингоний погасание, как правило, прямое (пинакоид, призмы) или косое симметричное (пирамида, дипирамида). В кристаллах ромбической сингонии погасание в большинстве случаев прямое (пинакоид, призмы) или косое симметричное (пирамиды, дипирамиды, тетраэдры). В кристаллах моноклинной сингонии прямое или косое симметричное в случае, если кристалл лежит на грани, параллельной оси симметрии второго порядка или перпендикулярной к ней плоскости симметрии, во всех остальных случаях — косое. В кристаллах триклинной сингонии погасание всегда косое. В его обозначении обычно пишут сначала наименование кристаллографической оси, затем оси индикатрисы и угол погасания ($cN_g=21^\circ$, $cN_p=3-5^\circ$ и т. д.).

Для определения направлений главных осей индиктрисы (Ng и Np) пользуются компенсаторами: гипсовая, кварцевая пластинки или кварцевый клин (для минералов с высоким дву-преломлением). С длинной осью пластинки всегда совпадает ось Np .

Применение компенсаторов основано на правиле компенсации. Если между скрещенными николими — поляризатором и анализатором — помещены одна над другой две кристаллические пластинки (нижняя пластинка — исследуемый минерал, верхняя — компенсатор), то поляризованная световая волна, вышедшая из поляризатора в нижней кристаллической пластинке, разделится на две волны, колеблющиеся в двух взаимно перпендикулярных направлениях и проходящие через пластину с различной скоростью.

Допустим, что волна, идущая с большой скоростью и, следовательно, имеющая меньший показатель преломления Np' , колеблется параллельно длинному размеру нижней пластинки, а волна, идущая с меньшей скоростью и имеющая большой показатель преломления Ng' , колеблется параллельно короткому ребру пластинки. Следовательно, параллельно длинному ребру пластинки расположена ось Np' индиктрисы, а параллельно короткому ребру — ось Ng' индиктрисы. При выходе из пластинки разность хода

$$\Delta = d_1 (Ng' - Np').$$

Если поляризованная волна далее войдет во вторую (верхнюю) пластинку, ориентированную таким же способом, т. е. параллельно длинному ребру пластинки расположена ось Np' , а параллельно короткому — ось Ng' индиктрисы, то окончательная величина разности хода увеличится. Световая волна с показателем Ng' в первой пластинке отстанет от волны с показателем Np' . Попад в вторую пластинку, первая волна снова будет продвигаться медленно, так как ее колебания совершаются по оси Ng'' верхней пластинки, а вторая волна будет распространяться быстрее, так как ее колебания совершаются по оси Np'' . Таким образом, разность хода в первой и второй пластинке снова увеличится и будет равна:

$$\Delta = \Delta_1 + \Delta_2.$$

Если же направления Np' , Np'' и Ng' и Ng'' перекрещены, т. е. верхняя пластинка повернута на 90° от вышеописанного положения, то результат получится обратный:

$$\Delta = \Delta_1 - \Delta_2.$$

Действительно, световая волна с показателем преломления Ng' в первой пластинке отстала от волны с показателем преломления Np' . Проходя через вторую пластинку, первая волна (Ng') будет идти быстрее, так как ее колебания совершаются параллель-

но длинному ребру пластинки (ось Np''), а вторая волна (ось Np'), ушедшая вперед в первой пластинке, будет распространяться медленно, так как колебания совершаются параллельно короткому ребру пластинки (ось Ng'').

Таким образом, при совпадении одноименных осей индикатрисы в двух расположенных друг над другом кристаллических пластинках разность хода равна сумме разностей хода обеих пластинок. При перекрещенном положении осей индикатрисы, в двух расположенных друг над другом пластинках, она равна разности разностей хода обеих пластинок. Из этого правила компенсации следует, что в первом случае получается повышение интерференционной окраски, во втором случае — понижение вплоть до полного затемнения (когда $\Delta_1 = \Delta_2$).

Гипсовая пластинка представляет собой тонкую удлиненно-прямоугольную полоску гипса, вклеенную между двумя стеклами при помощи канадского бальзама. Такая пластинка имеет чувствительный фиолетовый ($\lambda = 575$ мкм) или оранжево-красный ($\lambda = 532$ мкм) цвет первого порядка. С длинным ребром пластинки совпадает ось Np .

К отечественным микроскопам марки МП-2 и МП-3 прилагается кварцевая пластинка с разностью хода 532 мкм и такой же ориентировкой (длинное ребро — ось Np). Также готовится и кварцевый клин, только полоска кварца имеет разную толщину: у начала пластинки 0,01—0,02 мм, до 0,25 мм у противоположного конца клина.

В кварцевом клине толщина, а следовательно, разность хода и интерференционная окраска, повышаются от начала клина к концу: от темно-серого и серого цвета I порядка (разность хода 90—180 мкм) до бледных зеленовато-синеватых тонов IV порядка (разность хода 2250 мкм). С длинным размером пластинки совпадает ось Np .

Определение направления световых колебаний в кристаллической пластинке производится следующим образом. Исследуемую пластинку (или зерно в иммерсии) помещают на столик микроскопа, скрещивают николи и вращают столик до полного погасания пластинки (зерна); направление колебаний определяется по направлению креста нитей окуляра в затемненном положении пластинки (зерна). Затем переходят к определению наименований этих направлений (оси Ng и Np).

При определении положения Ng и Np кристалл приводится в положение погасания, затем поворачивается на 45° так, чтобы длинный размер кристалла совместить с направлением компенсатора, после чего вводят компенсатор. Если с определяемым направлением в кристалле совпадает ось Ng , произойдет понижение интерференционной окраски (оранжево-красная станет желтой), если ось Np — повышение интерференционной окраски (оранжево-красная станет синей).

Если кристалл имеет высокую интерференционную окраску, применяется кварцевый клин. В этом случае используется известный метод «бегущих полосок». Вдвигая кварцевый клин, наблюдаем движение полосок. Если полоски перемещаются к центру зерна, направление в минерале отвечает Ng , если к периферии зерна — Np . Таким образом устанавливают направление главных осей индикатрисы и определяют характер удлинения минералов. Если по удлинению зерна располагается ось Ng — удлинение положительное, если ось Np — отрицательное.

И, наконец, производится исследование при скрещенных николях в сходящемся свете (коноскоп — включается линза Лазо без окуляра или в микроскоп дополнительно вводится линза Бертрана при наличии окуляра, объектив 40 или 60, вогнутое зеркало). Определяются: 1) оность; 2) знак кристалла; 3) дисперсия оптических осей.

Определение оности и знака кристалла (характер индикатрисы) производится в сходящемся свете при скрещенных николях. Выбрав зерно и тщательно наведя на фокус при объективе 40, подготавливают микроскоп для исследования.

Для получения сходящегося света ставят вогнутое зеркало и вводят линзу Лазо под столик микроскопа. Затем удаляют окуляр или же, не удаляя его, дополнительно вводят в систему микроскопа линзу Бертрана.

В разрезах, перпендикулярных оптической оси одноосных минералов, наблюдается черный крест, ветви которого расширяются к концам и параллельны главным сечениям николей. Между ветвями креста видны концентрические полосы интерференционных цветов: белые и черные в монохроматическом свете и цветные в полихроматическом; интенсивность окраски повышается от центра к периферии. При вращении столика картина не изменяется. Появление фигуры объясняется следующим: лучи, идущие параллельно оптической оси и не испытывающие поэтому двупреломления, собираются объективом и дают темное пятно в центре поля зрения. Во всех других точках поля зрения проходят лучи, наклоненные к оптической оси, причем чем дальше от центра, тем угол наклона лучей больше. Каждый наклонный луч разлагается на два, разность хода между которыми определяет порядок интерференционной окраски. Чем больше угол образуют нормали с оптической осью, тем больше перпендикулярные им эллиптические сечения индикатрисы отличаются от кругового, тем больше двупреломление. Кроме того, наклонные лучи проходят большее расстояние, разность хода у них больше, а следовательно, интерференционная окраска выше.

В каждой точке фигуры (кроме центра) имеется два колебания — одно, соответствующее волне обыкновенной (o), другое — необыкновенной (e).

Волна e колеблется в плоскости главного сечения, а волна o — перпендикулярно к этой плоскости. Плоскости главных сечений, проходящие через оптическую ось, будут проектироваться по радиусам фигуры, а значит, и колебания в разных ее точках будут совершаться по разным направлениям. Два главных сечения P и A параллельны направлениям колебаний николей и нитям окуляра. Во всех точках, лежащих на этих сечениях, направление колебаний совпадает с направлением колебаний в

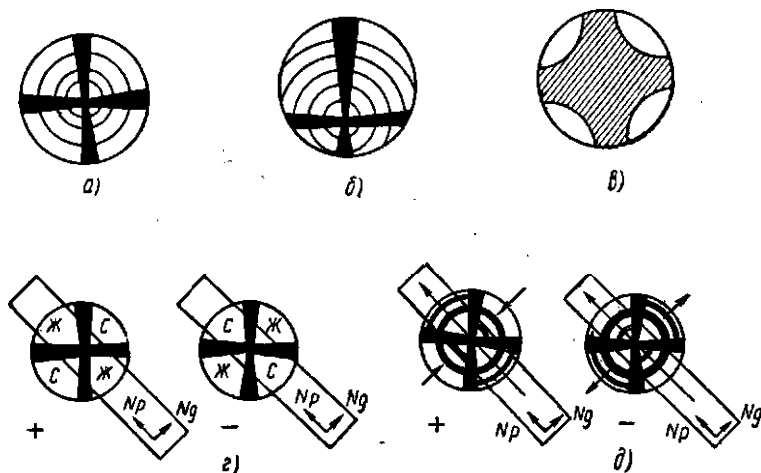


Рис. 83. Интерференционная фигура одноосного минерала:
 а — разрез $\perp$ оптической оси, б — разрез, наклонный к оптической оси, в — разрез $\parallel$ оптической оси, г — распределение окраски при испытании кварцевой пластинкой, д — движение изохроматических колец при испытании кварцевым клином

николях, следовательно, эти точки должны находиться на погашении. Этим и объясняется появление черного креста (рис. 83).

Оптический знак в минералах с низким двупреломлением определяется при помощи кварцевой или гипсовой пластинки. Интерференционная окраска такой пластинки — оранжево-красная I порядка, с длинным размером пластинки совпадает ось N_p .

Если минерал оптически положительный, при введении кварцевой пластинки в северо-западном и юго-восточном квадранте фигуры наблюдается понижение окраски (желтая), в юго-западном и северо-восточном квадранте — повышение окраски (синяя) (рис. 83, г).

В минералах оптически отрицательных наблюдается обратная картина. Это связано с тем, что колебания необыкновенного луча совершаются по радиусам, а обыкновенного — перпендикулярно к нему. Так как в положительных кристаллах луч необык-

новенный отвечает большей оси индикатрисы (Ng), а в отрицательных — меньшей (Np), то, вдвигая пластинку, с длинным размером которой совпадает меньшая ось индикатрисы (Np), мы получаем по длине пластинки в первом случае понижение окраски (Ng минерала на Np пластинки), во втором — повышение окраски (Np минерала на Np пластинки).

В минералах с большим двупреломлением определение знака производится при помощи кварцевого клина. В последнем, как и в рассмотренных ранее компенсаторах, с длинным размером совпадает ось Np . В положительных кристаллах, вдвигая кварцевый клин, наблюдаем, что изохроматические кольца в северо-западном и юго-восточном квадрантах движутся от центра к периферии, а в юго-западном и северо-восточном — от периферии к центру, в отрицательных кристаллах движение изохроматических колец — обратное (рис. 83, ∂).

В разрезах, наклоненных к оптической оси одноосных кристаллов, середина креста смещена и располагается на периферии или вне пределов поля зрения. При вращении столика в поле зрения поочередно проходят ветки креста параллельно нитям окуляра.

В разрезах, параллельных оптической оси одноосных кристаллов, вращая столик микроскопа, мы получаем широкий неясный серый крест (когда направление оптической оси совпадает с направлением колебаний в каком-либо из николей), при дальнейшем вращении крест распадается на две ветви — гиперболы, быстро уходящие в противоположные квадранты. Заметив направление оптической оси, определяют знак кристалла обычным способом. Если гиперболы разошлись в северо-западный и юго-восточный квадранты, при вдвигании кварцевой пластинки в центре поля зрения получается желтая окраска (положительный кристалл) и синяя (отрицательный кристалл).

В разрезах, перпендикулярных к оптической оси, двуосных кристаллов наблюдаются одна проходящая через центр поля зрения гипербола и изохроматические кольца, расположенные почти по окружности. При вращении столика гипербола вращается вокруг центра (выход оптической оси), то выпрямляясь и почти совпадая с нитью окуляра, то искривляясь (наибольшие искривления при повороте на 45° от прямого положения). Ориентировав гиперболу выпуклостью к северо-западу, вдвигаем кварцевую пластинку. В оптически положительных кристаллах на выпуклой стороне гиперболы появляется синяя окраска, на вогнутой — желтая. В оптически отрицательных кристаллах распределение окрасок обратное.

В разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе, наблюдаются темный широкий крест с пережимами на месте выхода оптических осей и изохроматические кольца, располагающиеся по окружности вокруг выходов оптических осей и к периферии

образующие более сложную фигуру в виде восьмерки, переходящей в окружность. При вращении столика микроскопа крест распадается на две ветви — гиперболы, которые расходятся в противоположные квадранты (наибольшие расхождения при повороте на 45° от положения креста, рис. 84, а).

Когда гиперболы находятся в северо-западном и юго-восточном квадрантах, для определения знака вводим компенсатор.

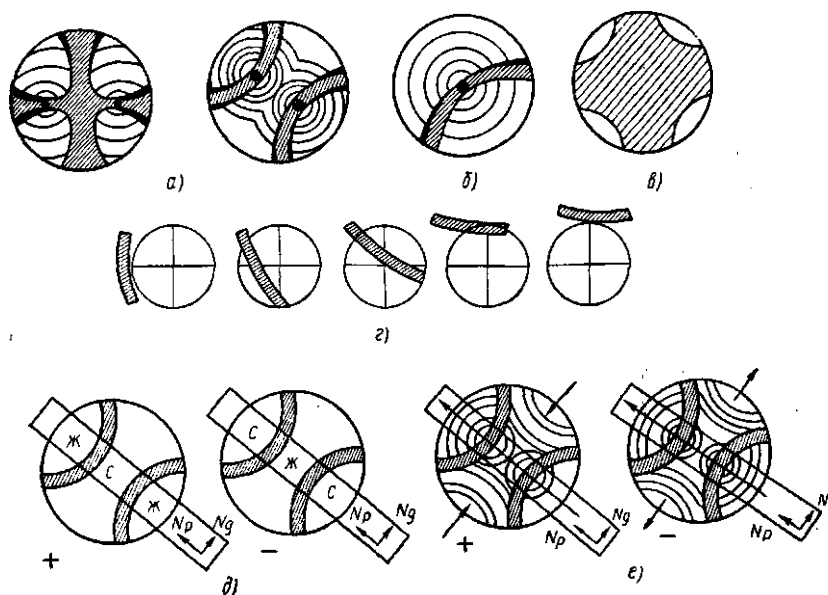


Рис. 84. Интерференционная фигура двuosного минерала:

а — разрез $\perp$ острой биссектрисе, б — разрез $\perp$ оптической оси, в — разрез $\parallel$ плоскости оптических осей, г — косые разрезы, характер прохождения изогипры через центр поля зрения, д — распределение окраски при испытании кварцевой пластинкой, е — движение изохроматических колец при испытании кварцевым клином

При вводе кварцевой пластинки в оптически положительных кристаллах на вогнутой стороне гиперболы наблюдается желтая окраска, на выпуклой — синяя. В оптически отрицательных кристаллах размещение окрасок обратное (рис. 84, д).

При движении кварцевого клина в кристаллах оптически положительных движение изохроматических колец происходит от центра к периферии по длине клина и от периферии к центру в направлении, перпендикулярном к первому. В оптически отрицательных кристаллах наблюдается обратная картина (рис. 84, е).

В разрезах, перпендикулярных к тупой биссектрисе, и разрезах, параллельных плоскости оптических осей, наблюдается картина, сходная с разрезом одноосного кристалла, параллельным

оптической оси. Определение знака производится так же, как это было описано выше для одноосных кристаллов.

В разрезах, наклонных к оптическим осям или главным осям индикатрисы, или же к плоскостям симметрии индикатрисы (косые разрезы двусного кристалла), при вращении столика микроскопа через поле зрения по очереди проходят темные искривленные или прямые балки — изогирь. Одновременно в поле зрения видна только одна балка. В момент прохождения середины поля зрения изогирь непараллельна нити окулярного креста (рис. 84, з).

Нахождение квадранта для определения знака часто бывает весьма затруднительным.

В. Б. Татарский рекомендует следующее «автоматическое» правило: «Когда при вращении столика по часовой стрелке изогирь, делающая с вертикальной нитью меньший угол, чем с горизонтальной, уйдет направо, в поле зрения будет третий квадрант» (юго-западный, Н. Л.).

Если, вдвигая кварцевую пластинку, получим в юго-западном квадранте понижение (желтая окраска) — кристалл оптически отрицательный, если повышение (синяя окраска) — кристалл оптически положительный. Определяя осьность и знак кристалла, можно ориентировочно определить и угол между оптическими осями в разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе. Работая с объективом 40, наблюдаем следующее расхождение ветви гиперболы:

1. Расхождение незначительное, всего несколько делений окуляр-микрометра, $2V = 3-5^\circ$.

2. Ветви гиперболы находятся посередине, между центром и краем поля зрения, $2V = 15-25^\circ$.

3. Ветви гиперболы находятся на краю поля зрения, $2V \approx 45-50^\circ$.

4. Ветви гиперболы выходят за поле зрения, $2V > 50^\circ$.

Если расстояние между выходами оптических осей в положении их наибольшего расхождения измерить при помощи окуляр-микрометра, N_m минерала известно, $2V$ определяется по формуле Малляра:

$$\sin V = \frac{KD}{Nm},$$

где K — константа, зависящая от оптической системы микроскопа (конусокопический угол объектива и цена деления окуляр-микрометра), определяемая при помощи апертометра*.

D — расстояние между выходами оптических осей.

* K — может быть определена путем измерения D в минерале, угол между оптическими осями которого известен.

Дисперсия оптических осей. Наряду с дисперсией показателей преломления и двупреломления в двuosных кристаллах проявляется дисперсия оптических осей, дисперсия части или всех осей индикатрисы.

Дисперсия оптических осей заключается в том, что величина $2V$ различна для света разной длины волны. Кристаллы, обладающие дисперсией оптических осей, в срезах, перпендикулярных к оптической оси, в скрещенных николях полностью не гаснут. Это происходит оттого, что срез перпендикулярен оптической оси только для одной части спектра (например, для красных лучей), в то время как для другой (синих лучей) — неперпендикулярен, лучи проходят и интерферируют. Такие явления особенно резко проявляются в сфене, эпидоте, бруките и ряде других минералов.

Дисперсия оптических осей также является дополнительным диагностическим признаком. Различают два вида дисперсии:

1. Угол оптических осей для красных волн больше, чем для фиолетовых; $r > v$.

2. Угол оптических осей для красных волн меньше, чем для фиолетовых; $r < v$.

Определение дисперсии производится в сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных к одной из оптических осей или к острой биссектрисе.

Если на выпуклой стороне гиперболы наблюдается красноватая окраска, а на вогнутой — синеватая, $r > v$. Если картина распределения окрасок обратная — $r < v$. При сильной дисперсии оптических осей минерал в скрещенных николях полностью не гаснет при вращении столика микроскопа, а окрашивается в аномальные интерференционные цвета (например, брукит).

В ромбических кристаллах оптические оси всех индикатрис (для разной длины волны) лежат в одной плоскости — плоскости оптических осей. Это выражается в том, что цвета интерференции первого порядка, по которым мы определяем дисперсию, располагаются вокруг выхода оптических осей симметрично.

Бывают, однако, и такие случаи, когда индикатрисы разного цвета располагаются не в одной плоскости. Так, например, в бруките оптические оси индикатрисы для длины волны $\lambda > 550$ мкм лежат в одной плоскости, а для длин волн $\lambda < 550$ мкм — в другой. Для длины волны 550 мкм брукит одноосен, для других волн — двuosен.

В моноклинных кристаллах, помимо дисперсии оптических осей, наблюдается дисперсия биссектрис. Это — непараллельное расположение биссектрис угла оптических осей у индикатрис разного цвета.

Дисперсия биссектрис в моноклинных кристаллах может быть горизонтальной (параллельной), наклонной и перекрещен-

Бесцветные анизотропные минералы *

(в скрещенных николях просветляются при вращении столка микроскопа; в сечениях, перпендикулярных оптической осн, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	-	+	-
<1,500		Кальцит ± **	Шабазит	Шабазит, морденит (птилолит), монтмориллонит
1,500—1,542		Кальцит ± Доломит ± Магнезит ±	Кварц + Халцедон — Гипс —	Ортоклаз ± Микроклин ± Монтмориллонит
1,542—1,600	Кварц + Алунит —	Кальцит ± Доломит ± Магнезит ±	Альбит ± Альбит — Олигоклаз ± Олигоклаз ± до 15—17 Ангидрит — Лабрадор — Гиббсит ± Андезин ± до № 40—50	Ломонит ± Каолинит + Лепидолит + Мусковит + Гидрослюда ± Арагонит — Анортит — Олигоклаз ± № 17—30 Андезин ± № 30—40
1,600—1,700		Кальцит ± Доломит ± Апатит — Даллит ± Турмалин — Сидерит ± Магнезит ±	Ангидрит — Диопсид + Силлиманит + Барит + Целестин +	Арагонит — Тремолит + Глаукофан + Андалузит — Дюмортьерит —
1,700—1,780	Ксенотим +	Корунд — Сидерит ±	Энстатит + Цоизит + Геденбергит — Цоизит ± Клиноцоизит ± Диаспор — Сфен — Монацит + Брукит ±	Эпидот ± Дистен +
>1,780	Циркон + Ксенотим + Шеелит Касситерит +	Сидерит ± Анализ ±		

* Наряду с бесцветными минералами в таблицу включены минералы серые (брукит и др.).

Здесь и в следующих таблицах $\pm$ — знак зоны или удлинения.

ной. Цвета интерференции располагаются вокруг выходов оптических осей симметрично одной плоскости или одной оси второго порядка.

В триклинных кристаллах цвета интерференции первого порядка вокруг выходов оптических осей располагаются асимметрично.

В тонких шлифах или мелких зернах ($d < 0,05$ мм) можно наблюдать и определять дисперсию, но различать виды дисперсии затруднительно. В крупных зернах (d до 0,25 мм) и в толстых шлифах можно различать и виды дисперсии.

Определение минералов при помощи таблиц. Определив наиболее важные константы (приблизительно) и собрав дополнительные данные по ряду других диагностических признаков минерала, определяем минерал, пользуясь табл. 58—64*.

Таблица 59

Желтые, бурые и коричневые анизотропные минералы

(в скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа; в сечениях, перпендикулярных оптической оси, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	—	+	—
<1,500 1,500—1,542 1,542—1,600		Доломит ± Доломит ±	Нонтронит +	Ортоклаз ± Каолинит + Лепидолит + Мусковит + Арагонит — Глаукоцит Нонтронит + Глаукоцит Арагонит — Биотит + Гиперстен + Роговая обманка + Лепидомелан +
1,600—1,700		Доломит ± Турмалин — Апатит — Сидерит ±	Авгит + Антофиллит + Эггстатит +	Эпидот + Гиперстен + Лепидомелан + Эгири (акмит) —
1,700—1,780	Ксенотим +*	Сидерит ± Везувиян Ярозит	Ставролит + Авгит ±	Гетит ± Лепидокрокит Эгири (акмит) —
>1,780	Циркон + Рутил + Ксенотим + Шеелит Касситерит +	Сидерит ± Анастаз ± Ярозит	Сфен — Монацит + Брукит +	

* Здесь и далее полужирным выделены плеохроичные минералы.

* Табл. 58—64 составлены по принципу таблиц Мильнера с некоторыми изменениями и дополнениями.

Таблица 60

Красные, розовые, розовато-лиловые анизотропные минералы
(в скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа; в сечениях, перпендикулярных оптической оси, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатели преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	—	+	—
<1,500 1,500—1,542 1,542—1,600 1,600—1,700 1,700—1,780 >1,780	Кварц + (аметист)	Турмалин— Корунд— Анализ + Гематит +	Цоизит ± Цоизит +	Лепидолит + Глаукофан + Тремолит + Андалузит— Дюмортьерит— Лепидомелан + Гиперстен + Гетит Лепидокрокит
	Циркон + Рутыл + Шеелит Касситерит +			

Таблица 61

Зеленые анизотропные минералы

(в скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа; в сечениях, перпендикулярных оптической оси, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатели преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	—	+	—
<1,500 1,500—1,542 1,542—1,600 1,600—1,700 1,700—1,780 >1,780		Апатит— Турмалин— Везувин—	Нонтронит + Хлорит + Цоизит ± Сидлиманит— Диопсид + Энстатит + Авгит ± Геденбергит— Авгит ± Хлоритонд— Цоизит + Монацит +	Нонтронит + Хлорит + Глаукофанит Тремолит + Актинолит + Гиперстен + Андалузит— Роговая обманка + Биотит + Дюмортьерит— Глаукофанит Гиперстен + Эпидот ± Эгирин (акмит)— Эгирин (акмит)—
	Циркон + Шеелит			

Таблица 62

Синие и лиловые анизотропные минералы

(в скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа; в сечениях, перпендикулярных оптической оси, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатели преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	—	+	—
<1,500				
1,500—1,542				
1,542—1,600				
1,600—1,700		Турмалин— Апатит—	Арфведсонит—	Дюмортьерит—
1,700—1,780		Корунд—	Хлоритоид—	Глаукофан+ Рибекит— Арфведсонит— Дистен + Гиперстен+
>1,780		Анализ ±		

Таблица 63

Изотропные минералы

(в скрещенных николях минералы остаются темными во всех положениях при вращении столика микроскопа и не дают интерференционной фигуры)

Показатель преломления	Бесцветные	Окрашенные			
		красные и розовые	коричневые, бурые и желтые	зеленые	синие
<1,500	Галлуазит Аллофан Анальцит Сильвин Опал Вулканическое стекло Флюорит Квасцы		Аллофан Флюорит	Аллофан Флюорит	Флюорит
1,500—1,542	Вулканическое стекло Лейцит Галлуазит Аллофан		Аллофан Янтарь	Аллофан	
1,542—1,600	Вулканическое стекло Галлуазит Аллофан		Аллофан	Аллофан	
1,600—1,700	Галит Коллофан Вулканическое стекло Коллофан				

Показатель преломления	Бесцветные	Окрашенные			
		красные и розовые	коричневые, бурые и желтые	зеленые	синие
1,700—1,780	Шпинель	Пироп	Гроссуляр	Гроссуляр	Плеонаст
>1,780	Альмандин	Гроссуляр Альмандин		Шпинель Плеонаст	
	Пироп				
	Гроссуляр	Спессартин	Андрадит	Андрадит	Уваровит
	Альмандин				
	Алмаз	Альмандин	Спессартин		
		Андрадит Пикотит	Пикотит Лимонит (аморфный)		

Для определения наиболее распространенных минералов тяжелой и легкой фракции по таблицам необходимо знать показатель преломления (приблизительно), оснóсть, знак кристалла, минерал окрашенный (и в какой цвет) или неокрашенный; если окрашенный, то плеохроичный или неплеохроичный и знак удлинения.

На основании этих данных определяемый минерал попадает в одну из граф таблицы, где имеется от одного-двух до пяти-шести минералов. Читаем описание этих минералов (глава 17-ая), используя при этом дополнительные данные, полученные при изучении минерала (двупреломление, характер угасания и угол угасания, спайность, форма и т. п.).

Например, изучая легкую фракцию песчанника, установили, что минерал бесцветный, показатель преломления значительно более 1,542, двусный, отрицательный, угол оптических осей небольшой, форма минерала — листочки с рваными краями (слюдopodobный габитус), двупреломление низкое, наблюдается так называемое облачное погасание, мелкие листочки, поставленные на ребро, обнаруживают высокое двупреломление, одну систему трещин спайности, прямое погасание и положительное удлинение относительно трещин спайности.

Учитывая приведенные данные о минерале, обращаемся к табл. 59 (бесцветные минералы). Он попадает в правую крайнюю графу, (третья сверху клеточка), в которой находится восемь минералов.

Ряд минералов сразу же отпадает, так как не имеют слюдopodobного габитуса: андезин, олигоклаз, анортит, арагонит (последний к тому же имеет очень высокое двупреломление), и мы можем не читать их описание.

Затем можно исключить глинистые минералы: каолинит, гидрослюды, так как нами изучается фракция 0,25—0,01 мм песчанника.

В результате остаются два минерала: мусковит и лепидолит. Читаем описание этих минералов: лепидолит обычно окрашен в розовые, красные, фиолетовые тона и плеохроичен, следовательно, не подходит. К тому же лепидолит довольно редко встречается в осадочных породах. Следовательно, определяемый нами минерал представляет собой *мусковит*.

Описанный случай является наиболее трудным для определения, так как слюды в иммерсии выглядят иначе, чем в шлифах; кроме того, в указанной выше графе таблицы заключено большое количество минералов.

Рассмотрим второй пример. Изучается тяжелая фракция алеврита или песчаника. Получены следующие данные о минерале: минерал окрашен в зеленый цвет, плеохроичный от темно-зеленого (почти непрозрачного) до почти бесцветного, одноосный отрицательный, показатель преломления значительно меньше 1,700, форма минерала призматическая удлиненная, двупреломление высокое, погасание прямое, удлинение отрицательное.

По этим данным минерал можно определять, пользуясь табл. 62 и 63.

В табл. 62 минерал нужно искать во втором ряду слева (четвертая клетка сверху), где находятся два минерала: апатит и турмалин.

Читаем описание этих минералов. Апатит обычно бесцветный и имеет низкое двупреломление, а если и встречаются апатиты окрашенные, то, главным образом, в бурые тона (слегка плеохроичные); резкий плеохроизм и высокое двупреломление не оставляет сомнения в том, что речь идет о *турмалине*.

Если определение ведется по табл. 58, то минерал находим во второй графе слева четвертая клетка сверху. В этой клетке заключено семь минералов, четыре из них принадлежат к группе кальцита и имеют характерные признаки: очень высокое двупреломление, ромбоэдрические зерна со спайностью по ромбоэдру, иногда с полисинтетическими двойниками или зерна неправильной формы, интерференционная окраска радужная, более высокого порядка (вплоть до серых и белых окрасок высокого порядка), показатель преломления очень высокий ($N_o > 1,700$, сидерит; $N_o = 1,700$, магнетит; $N_o < 1,700$, но близок к 1,700 — доломит; $N_o < 1,700$, кальцит).

Остаются три минерала: даллит, апатит и турмалин. Читая описание этих минералов, снова приходим к выводу, что изучаемый минерал является турмалином.

Если минерал однозначно не определяется, следует получить некоторые дополнительные данные. С этой целью смеивают жидкость в препарате на одну из дополнительных ($n = 1,780$; 1,600; 1,500); при определении минералов тяжелой фракции полезно также применять дополнительную жидкость с n 1,630—1,650, при исследовании минералов легкой фракции — жидкость с n около 1,530. Если и в этом случае минерал не может быть определен однозначно и достаточно достоверно, то необходимо точно определить наиболее важные оптические константы: показатели преломления, двойное лучепреломление, осьность и знак кристалла, угол между оптическими осями (хотя бы приближенно), ориентировку индикатрисы, схему плеохроизма и дисперсию оптических осей. Если и оптических данных недостаточно для однозначного определения минерала, используют дополнительно микрохимические реакции, реакции окрашивания и спектроскопический метод (адсорбционный спектр).

Установив оптические константы, определяем минерал по таблицам и описанию. Однако может оказаться, что такого минерала в наших таблицах нет. В этом случае рекомендуется обращаться к определителю В. Ларсена и Г. Бермана «Определение прозрачных минералов под микроскопом». В этой книге минералы разбиты на изотропные, одноосные положительные, одноосные отрицательные, двuosные положительные, двuosные отрицательные (одноосные расположены в порядке возрастания N_o , двuosные — N_m). В графе «оптическая ориентировка осн

индикатрисы» Ng , Nm , Np обозначены через Z , Y , X , кристаллографические оси (100), (010) и (001) соответственно через a , b и c .

Федоровский метод определения минералов тяжелой и легкой фракции обычно не применяется главным образом из-за специфики объекта исследования и значительной трудоемкости. Исследование тяжелых и легких фракций на федоровском столике возможно в постоянных препаратах, приготовленных на канадском балласте или канифоли.

Существуют и специальные приемы работы с иммерсией. Один из таких приемов заключается в том, что на предметном стекле из покровных стеклышек склеивают ячейку (по форме и размеру равную покровному стеклу); в ячейку помещают зерна фракции размером не $> 0,05$ мм, вводят жидкость и покрывают покровным стеклом. Методы работы на федоровском столике описаны в специальных руководствах.

При исследовании тяжелых фракций обычно возникают затруднения в определении изотропных минералов и непрозрачных — рудных минералов. Для получения более надежных результатов следует рекомендовать точное определение показателей преломления изотропных минералов с использованием высокопреломляющих жидкостей ($n=1,800-2,000$ — для определения гранатов и шпинелей).

Рудные минералы изучаются в отраженном свете. Наблюдая минералы в отраженном свете, отмечают их цвет, оттенок цвета, блеск, форму зерен и агрегатов и находят по таблице (табл. 64).

При определении рудных минералов полезно предварительное разделение магнитом и электромагнитом. Если такого разделения не было, необходимо проверить магнитность рудных минералов простым подковообразным или брусковым магнитом (удаляя николь-поляризатор и все осветительное устройство из-под столика микроскопа и поднося магнит прямо к предметному стеклу). Сильномагнитные минералы (магнетит, титаномagnetит, пирротин) при движении магнита под столиком микроскопа будут перемещаться (в незакрепленном препарате).

Подсчет содержания минералов. Определив все минералы тяжелой и легкой фракции, переходим к подсчету содержания различных минералов. Многолетняя практика минералов-петрографов показывает, что вполне достаточно подсчитать 400—500 зерен в каждой фракции. Как показал Вистелиус, используя методы математического анализа, увеличение количества подсчитанных зерен не увеличивает точность подсчета. Содержание каждого минерала во фракции выражается в процентах по отношению ко всем подсчитанным зернам. Очень часто одного препарата недостаточно, чтобы подсчитать 400—500 зерен, поэтому (а также с целью более полного изучения минералогического

Минералы непрозрачные — черные в проходящем свете
(наблюдение ведется в отраженном свете)

Цвет	Оттенок	Блеск	Форма	Минерал
Серый	Свинцово-серый	Металлический яркий	Кубики, параллелепипеды, зерна со ступеньками	Галенит
	Серебристо-серый	Металлический	Октаэдры, додекаэдры, обломки неправильной формы	Магнетит
	Стально-серый, пурпурно-серый, малиново-серый	Металловидный	Неправильной формы зерна, округлые, реже — таблички	Ильменит
	Темный, стальной, черный, землисто-пурпурно-серый	Металлический тусклый	Неправильной формы зерна	Пирролюзит
Черный	Черный, сероватый, буrowато-черный в тонких краях, красно-буrowый	Стекланный, полуметаллический, металлический	Неправильной формы зерна, угловатые осколки, примазки	Каменный уголь
	Металлический черный, коричневый в тонких краях	Металлический тусклый	Октаэдры, додекаэдры, неправильной формы зерна	Хромит
	Черный, зеленовато-коричневый в тонких краях	Стекланный	Октаэдры, зерна неправильной формы	Пикотит
	Смолисто-серый, коричневый	Алмазный, металлический, жирный	Тетраэдры, октаэдры, кубы, зерна неправильной формы	Сфалерит

Цвет	Оттенок	Блеск	Форма	Минерал
Коричневый	Ржаво-коричневый	Блеска нет или тусклый металлический	Зерна неправильной формы	Лимонит (гидрогетит), гетит
Красный	Красный, кирпично-красный	Металлический	Таблитчатый, ромбовидный, зерна неправильной формы	Гематит
Желтый	Латунно-желтый	Металлический	Куб, октаэдр, зерна неправильной формы	Пирит
	Белый, серовато-желтый	Металлический сильный	Неправильной формы зерна, удлиненные пластинки, волокна, радиально-лучистые	Марказит
Белый	Белый	Тусклый	Неправильной формы зерна, округлые, таблитчатые	Лейкоксен
	Белый и серый	Тусклый, металлоидный	То же	Ильменит
Зеленый	Зеленый, зеленовато-коричневый	Нет блеска или тусклый, стеклинный	Зерна неправильной формы или окатанные, иногда по раковинам фораминифер	Глауконит

состава фракции) рекомендуется просматривать 2—3 препарата из одной и той же фракции.

Предложение выражать процентное содержание каждого минерала по отношению к весу всей породы * пока не получило распространения, так как для такого подсчета требуется много времени. Кроме того, следует помнить, что при подсчете содержания различных минералов в тяжелой и легкой фракциях речь идет о числе знаков минерала, а не об объемных или весовых процентах, потому что подсчитываются зерна разного размера (от 0,01—0,02 мм до 0,20—0,25 мм) и, следовательно, разных объемов.

Если же, как это предлагает ряд исследователей, выражать содержание минерала в весовых процентах по отношению к весу всей породы, то необходимо учитывать также и объем зерен. Объем зерен не учитывается ни одной из приведенных выше формул, да и практически учет объема зерен представляет большие трудности.

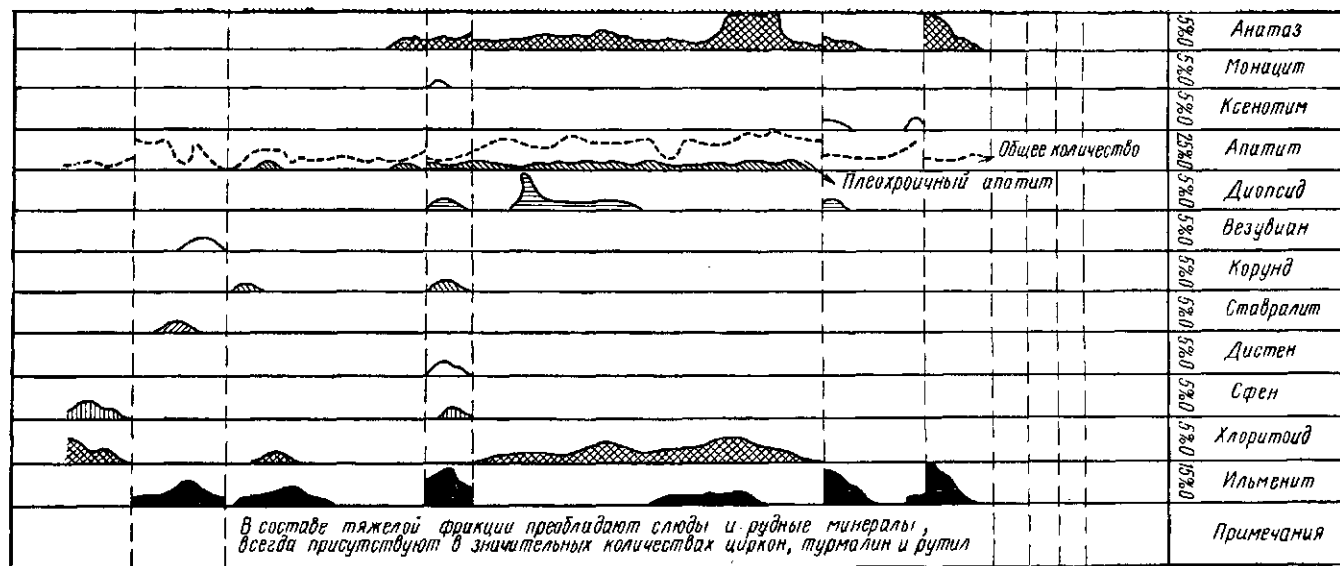
Практически подсчет осуществляется следующим образом: в определенном порядке (перемещая препарат по горизонтали и вертикали) просматривают большое количество полей зрения (одного или двух-трех препаратов, в зависимости от размера и числа зерен) и в каждом поле зрения подсчитывают число зерен каждого минерала. Затем суммируют эти данные по всем полям и минералам и выражают содержание каждого минерала в процентах по отношению к числу подсчитанных зерен.

Для подсчета может быть использован счетный прибор — пуш-интегратор Глаголева. Однако пользоваться этим прибором можно только при подсчете минералов во фракции с небольшим числом минеральных видов (не более шести). Если тяжелой жидкостью разделялись отдельно фракции 0,25—0,05 мм и 0,05—0,01 мм, то определение минералов и подсчет необходимо производить по четырем фракциям. Все это сильно увеличивает объем работы.

Очень часто в тяжелой фракции содержится большое количество прозрачных — аутигенных минералов (сидерит, доломит, анкерит, брейнерит, барит и др.) или непрозрачных — рудных минералов (пирит, гематит, лимонит и др.), главным образом также аутигенных (частью аллотигенных). Причем в одних фракциях аутигенных минералов много, в других — мало или совсем нет. Прозрачные — аутигенные минералы и непрозрачные — руд-

* Н. А. Преображенский предлагает следующую формулу для подсчета содержания минералов по всей породе:
$$\frac{p \cdot n \cdot d \cdot 100}{P (\sum p \cdot d)},$$

где p — вес тяжелой фракции, n — число зерен данного минерала, d — удельный вес минерала, P — вес пробы всей породы. С аналогичным предложением выступили Коген и ряд других авторов.



ные подавляют прозрачные аллотигенные минералы тяжелой фракции, вследствие чего трудно составить себе представление о характере ассоциации акцессорных минералов.

Для устранения этого недостатка следует при обработке породы и фракции удалять аутигенные минералы. Такая предварительная обработка предусмотрена анализом (см. выше), но если несмотря на обработку частично сохранились прозрачные минералы или во фракции преобладают непрозрачные рудные, рекомендуется производить пересчет — прозрачные аллотигенные минералы, за вычетом рудных и аутигенных, снова пересчитываются на сумму 100%. Пересчитывать можно одновременно с общим подсчетом. Допустим, подсчитано всего 500 зерен. Из них 450 составляют прозрачные аутигенные минералы, 50 — непрозрачные рудные. Вычисляем процент содержания первых и вторых из расчета $100\% = 500$ зерен, а содержание прозрачных аллотигенных минералов вычисляем из расчета $100\% = 450$ зерен.

Такой подсчет дает возможность выявить действительный состав акцессорных минералов тяжелой фракции, составить представление об ассоциациях акцессорных минералов.

Изображение результатов анализов. Результаты подсчета содержания тяжелых и легких минералов во многих породах изображаются в виде таблиц, в которых по горизонтали показаны минералы, а по вертикали — название породы, ее адрес и стратиграфическая принадлежность. Содержание минералов дается в процентах по отношению ко всем подсчитанным зернам фракции.

Такое изображение результатов анализа должно быть обязательным для всех без исключения исследователей. Изображение в виде условных значков или формул тяжелых и легких фракций затрудняет, а в некоторых случаях делает невозможным использование результатов работы другими исследователями. Этот метод широко применялся в тридцатых годах нашего века. Таблицы обязательно должны содержать также сведения о количестве тяжелой фракции и размерной фракции в каждом исследованном образце (в процентах).

Кроме таблиц, широко используются различные способы графического изображения результатов анализа, основанные на данных таблиц (рис. 85).

Рисунки не требуют особых пояснений. По вертикали изображается схематический разрез — колонка, по горизонтали вверху — название минералов, затем против колонки в виде ломаной кривой в определенном масштабе дается содержание минералов.

На графиках, естественно, невозможно дать сведения о всех минералах, поэтому приводятся наиболее важные данные о характерных или «руководящих» минералах тяжелой и легкой

фракции («руководящими» минералами называют такие, содержание которых по вертикали сильно изменяется и вместе с тем они постоянно присутствуют в определенных горизонтах на значительных площадях).

Применяются также круговые и столбчатые диаграммы. Однако такой метод изображения чаще употребляют для показа гранулометрического состава пород.

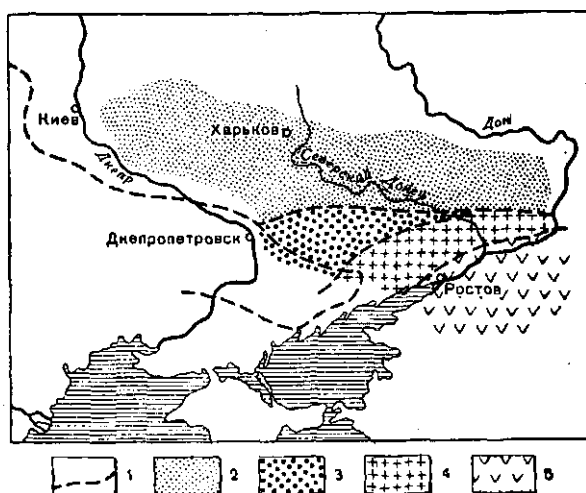


Рис. 86. Терригенно-минералогические провинции угленосных отложений Большого Донбасса:

1 — границы провинций и кристаллического массива, 2 — апатито-гранатовая с цирконом, турмалином, рутилом, рудными минералами и слюдами, 3 — цирконо-турмалино-рутиловая со слюдами и рудными минералами, 4 — апатит-анатаз-брукит-хлоритовая с цирконом, турмалином, рутилом, слюдами и рудными минералами, 5 — ассоциация юго-востока Донбасса, содержащая помимо перечисленных выше минералов актинолит, энстатит, волластонит, шпинель, топаз, касситерит и др.

Для демонстрации распределения минеральных ассоциаций на площади составляют специальные карточки (карты терригенно-минералогических провинций), где площади с разными комплексами минералов покрывают различными условными знаками (штрихами, красками и т. п., рис. 86).

Изучение типоморфных особенностей минералов. При изучении минералов в зернах требуется особенно тщательное описание их типоморфных особенностей. При исследовании корреляционного значения того или иного минерала может оказаться, что сам минерал обычного вида (например, циркон, апатит или какой-либо другой) присутствует во всех горизонтах толщи и на всей площади распространения (примерно в равных коли-

чествах). Следовательно, корреляционное значение его равно нулю. Вместе с тем какая-либо разновидности этого минерала с особыми типоморфными признаками (окраска, форма, степень выветрелости, включения, иногда показатели преломления и т. п.) присутствует только в одном горизонте толщи и может служить для нее корреляционным признаком. Точно так же особые виды того или иного минерала, установленные в осадочных породах и затем обнаруженные и в породах возможной питающей провинции, помогают правильно определить области питания и т. п. В этом отношении показательными являются работы английских геологов, проследивших распространение малиновых (пурпурных) цирконов из левизианских гнейсов (питающая провинция) от торридонских отложений до эоцена южной Англии (области захоронения).

У нас в Союзе имеется много примеров подобного рода исследований. Так, например, А. Г. Алиев, Э. А. Даидбекова, Б. М. Ибрагимова (1955) в третичных отложениях Азербайджана выделяют следующие типы дистена.

1. Окатанные и полуокатанные зерна.

2. Удлиненные призматические кристаллы с ярко выраженными поперечными трещинами.

3. Мелкие и разрушенные зерна различной формы: дистен без включений; дистен с включениями жидкости, воздуха, пирита, гидроокислов железа, углистого вещества, различных кристаллов.

Установлено, что дистен без включений характерен для апшеронского яруса, меотиса и сармата и нижней части майкопской свиты, дистен с жидкими включениями — для верхней части продуктивной толщи и караганских слоев и т. д.

Н. В. Логвиненко (1954) в породах среднего карбона Донбасса выделяет несколько типов турмалинов: почти бесцветные (аутигенные), коричневые, зеленые, синие и турмалины в виде обломков зерен с зазубренными гранями и трещинами вдоль ребра призмы; два типа апатита: бесцветный и плеохроичный (в бурых тонах); четыре типа рутила: красный, темно-красный, коричневый, золотистый и серый; два типа брукита: золотистый и серый; несколько разновидностей граната: оскольчатые — неправильной формы зерна и зерна черепитчатого строения (с гранями нарастания), гранаты с включениями кварца, бесцветные и розовые гранаты и т. п.

Установлено, что если бесцветный апатит встречается во всех горизонтах среднего карбона, то плеохроичный локализован только в некоторых горизонтах. Гранаты с включениями кварца и гранями нарастания встречаются в осадках среднего карбона западной и северо-западной части Донбасса и известны в кристаллических породах Украинского кристаллического массива и т. д.

Н. С. Вартанова (1953) установила широкое распространение гранатов с гранями нарастания в каменноугольных отложениях Львовской мульды и выяснила, что подобные гранаты пользуются широким распространением в диафоритах Карпат, в то время как в пределах западной и северо-западной части Украинского кристаллического массива они редки.

Примером детального изучения обычных породообразующих минералов (кварца, полезных шпатов) являются работы В. С. Князева и Г. Г. Леммлейна, В. Д. Шутова (1950—1958) и др. В. С. Князев и Г. Г. Леммлейн выделяют следующие типы обломочного кварца: 1) кварц без включений; 2) кварц непрозрачный; 3) кварц полупрозрачный; 4) кварц с игольчатыми включениями; 5) кварц с пластинчатыми и изометрическими включениями; 6) кварц трещиноватый; 7) кварц опалесцирующий; 8) кварц регенерированный.

В. С. Князевым изучен обломочный кварц продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Результаты этого исследования позволили ввести некоторые коррективы в палеогеографию продуктивной толщи. И хотя методика изучения обломочного кварца не всегда дает ощутимые результаты (по нашим данным), все же следует рекомендовать детальное изучение обломочного кварца при исследовании осадочных толщ.

Перечисление подобных примеров по СССР можно было бы продолжить, но и так достаточно ясно видно значение изучения типоморфных особенностей минералов осадочных пород.

При изучении типоморфных особенностей минералов необходимо обращать внимание на окраску минералов и характер плеохронизма, форму зерен и кристаллов, наличие или отсутствие спайности, характер ее проявления, содержание и характер включений, исследование некоторых оптических свойств, в первую очередь показателей преломления и $2V$, степень выветрелости минералов и характер выветривания, на прочие признаки (явления растворения или регенерации и др.).

Изучение глинистых частиц под микроскопом. Метод ориентированных препаратов для изучения глинистых минералов предложен М. Ф. Викуловой (1952). Сущность его состоит в том, что из суспензии, в которой взвешены глинистые частицы, медленным выпариванием, осаждением и высушиванием получают слой глинистых частиц, ориентированных примерно одинаково, так как при оседании частиц и высушивании благодаря поверхностному натяжению они ложатся параллельно наиболее развитой поверхности (001). Получается своеобразный «монокристалл». Метод применим для мономинеральных глин и для глин, в которых один какой-либо минеральный вид является господствующим.

П о р я д о к р а б о т ы. Навеска глины 15—35 г в зависимости от степени песчанистости замачивается дистиллированной водой

в фарфоровой чашке. Размоченная глина тщательно растирается пальцем или резиновым пестиком. Для глин, склонных к коагуляции, период замачивания и особенно растирания должен быть продолжительным (несколько дней); не рекомендуется сразу приливать много воды, т. е. следует при растирании получить сначала более или менее густое тесто, а затем постепенно прибавлять воду. Жидкая суспензия переносится в чашку емкостью 3—5 л, разбавляется водой и взбалтывается. После 24 ч отстаивания верхний слой в 7 см сливается. Если глина содержит небольшое количество глинистых частиц, сливание следует повторить 3—6 раз *. Собранные частицы помещают в чашку, желательно с плоским дном, на дно ее следует положить 1—2 предметных стекла и осторожно выпарить суспензию на водяной или электровоздушной бане до густоты тягучего теста, после чего масса высушивается на воздухе или в термостате при 30—35° С. Из высушенных пластинок (на предметных стеклах, а если этого мало, то со дна чашки) бритвой, поставленной перпендикулярно, нарезают очень тонкие нити и более толстые полоски диаметром до 1—1,5 мм с таким расчетом, чтобы в иммерсионных препаратах можно было бы получить ориентированные частицы, лежащие на плоскости третьего пинакоида (001), для определения Nm , осиности и знака кристалла, и тонкие нити, которые часто ложатся сами при приготовлении препарата на ребро (для определения Ng и Np).

Полученная стружка помещается на ряд предметных стекол для приготовления иммерсионных препаратов сразу с целым рядом жидкостей. Затем в изотропных частицах (лежащих на плоскости 001) определяют Nm , осьность и знак кристалла, а на тонких нитях, лежащих на ребре, определяют Ng и Np **. Работать следует с объективами 20 и 40.

Однако здесь, как и в других случаях, следует предостеречь исследователей: время пребывания глинистых минералов в иммерсионных жидкостях должно быть непродолжительным, так как от продолжительного пребывания изменяются показатели преломления (особенно у минералов ряда монтмориллонит — нонтронита).

Метод ориентированных препаратов в сочетании с методом окрашивания является наиболее доступным и легко осуществимым способом исследования при массовой работе минералогопетрографов.

* Из суспензии можно выделять глинистые частицы в течение 5—7 мин при помощи электрофореза. Для этого необходим постоянный ток 100—120V, 5А. Расстояние между электродами 15—25 мм. Анод — свинец, катод — медь. Плотность суспензии 1,010.

** В ориентированных препаратах обычно определяется Ng' , Np' и не всегда можно определить осьность.

Хроматический и капельный анализы

Изучение глинистых минералов с помощью органических красителей. В основу метода положена способность органических красителей закрепляться на поверхности глинистых частиц (силы адсорбции и электрические), т. е. окрашивать минералы, и менять свой цвет и спектр поглощения в зависимости от условий, в которых они адсорбированы на глинистых частицах (рН раствора, влияние других реактивов (KCl), концентрация раствора красителя и т. п.).

Для окрашивания глинистых минералов применяется главным образом метиленовый голубой краситель, изменяющий свою окраску в широком диапазоне длин волн.

Если одинаковой порцией водного раствора метиленового голубого окрасить суспензию одинаковой плотности, то каолинитовые глины окрасятся в фиолетовые тона (максимум кривой спектра поглощения 550—580 мкм), гидрослюдистые глины в грязно-синие до фиолетово-синего (максимум кривой спектра поглощения 560—600 мкм), монтмориллонитовые в бейделлитовые глины — в голубовато-зеленый цвет (максимум кривой спектра поглощения между 600 и 700 мкм).

Монтмориллонитовые глины, насыщенные Са, окрашиваются в чистые фиолетовые тона.

Если в суспензии, окрашенные метиленовым голубым, ввести несколько капель KCl, то чистые каолиниты сохранят свою окраску (спектральная кривая сохраняет свою форму), гидрослюды изменят свою окраску на грязно-синюю (голубовато-зеленая у некоторых, кривая спектра поглощения не меняется или возрастает длинноволновой максимум — 650—670 мкм). У бейделлитов и К- и Н-монтмориллонитов сохраняется окраска или изменяется до желто-зеленой (максимум кривой спектра поглощения сохраняется 650 мкм или сдвигается до 670 мкм) и, наконец, у Са-монтмориллонитов синяя окраска изменяется на ярко-голубую (максимум кривой спектра поглощения перемещается от 560 до 670 мкм).

Кроме метиленового голубого, применяются солянокислый бензидин, хризоидин, а также метил-виолет (свойства последнего еще недостаточно изучены).

При изучении глин методом окрашивания без замеров спектров поглощения оценка цвета дается визуально по десятибалльной шкале: фиолетовый, фиолетово-синий, синий, сине-голубой, голубой, голубовато-зеленый, зеленый, травяно-зеленый, травяно-зеленый — желтовато-зеленый, желтовато-зеленый.

Приготавливают водную суспензию глинистых частиц $d < 0,001$ мм в объеме 9 см³, к ней доливают метиленовый голубой 0,7—1,2 см³ при концентрации 0,01%. После некоторого отстаи-

вания суспензию разделяют на три части. В первой порции после 8—12 ч отстаивания наблюдают окраску, а затем готовят плоскую каплю, которую высушивают на воздухе.

Во вторую порцию добавляют насыщенный раствор KCl и через 8—12 ч наблюдают окраску и степень ее изменения по сравнению с первой.

В третью порцию добавляют метиленовый голубой в количестве $0,5 \text{ см}^3$, приготавливают каплю, высушивают ее на воздухе и определяют окраску.

Минералы, прочно связывающие краситель, как при стандартном, так и при интенсивном окрашивании имеют один и тот же цвет. Минералы, менее прочно и непрочно связывающие краситель, имеют разную окраску (гидрослюда, каолинит).

Рекомендуется наряду с прокрашиванием метиленовым голубым применять также солянокислый бензидин (табл. 65).

Диагностика карбонатных минералов методом окрашивания. Карбонатные минералы можно окрашивать в открытых шлифах*, пришлифовках и в порошке. Метод основан на неодинаковом составе катионов и неодинаковой химической активности различных карбонатов.

Действуя на карбонаты разными реактивами, мы получаем цветную пленку или бесцветное соединение, которое, взаимодействуя с другим реактивом, дает цветную реакцию.

Органические реактивы действуют несколько иначе. Обычно это явление адсорбции красителей на коллоидальных продуктах изменения карбоната под воздействием реактива.

Определение арагонита среди других карбонатов: а) в 100 см^3 воды растворяют $11,8 \text{ г}$ $MnSO_4 \cdot 7H_2O$, к раствору прибавляют твердый сульфат серебра Ag_2SO_4 , кипятят, охлаждают и отфильтровывают нерастворившийся остаток. Затем прибавляют 1—2 капли слабого раствора $NaOH$. Через 24 ч отфильтровывают выделившийся осадок. Реактив хранят в темной посуде.

Шлиф погружают в раствор и выдерживают от 30 до 60 мин. Арагонит через 30 мин становится темно-серым, а через 60 мин — черным. Кальцит и после 2 ч остается светло-серым;

б) если действовать на карбонатные минералы слабым раствором $AgNO_3$ (1,7%) в течение 1 сек, затем, промыв шлиф, подействовать K_2CrO_4 , то в красно-бурый цвет окрашивается только арагонит.

Определение кальцита в кальцито-доломитовых породах: а) на поверхность шлифа наносят каплю

* Если нет открытого шлифа, берут обычный шлиф, осторожно разрезают алмазом или карборундом покровное стекло, подогревают на электрической плитке и удаляют его при помощи иглы. Затем шлиф отмывают спиртом или ксилолом от канадского бальзама.

Таблица для определения глинистых минералов
(и некоторых других минералов, присутствующих в глинистых породах) методом окрашивания
(по М. Ф. Викуловой, с дополнением автора)

Название минералов	Метиленовый голубой раствор 0,001-процентный	Метиленовый голубой с добавкой насыщенного раствора KCl	Бесцветный насыщенный раствор солянокислого бензидина	Хризоидин, 0,01 процентный раствор	Метил-виолет, подкисленный слабой HCl
Каолинит	Фиолетовый	Фиолетовый	Не окрашивается	Желтый	Грязно-фиолетовый
Накрит	Сине-фиолетовый	Фиолетово-синий	Не окрашивается	Розовато-желтый	Грязно-фиолетовый
Диксит	Фиолетово-синий	Фиолетово-синий	Не окрашивается	Желтый	Грязно-фиолетовый
Гидрослюда (типа моно-термита)	Фиолетовый, сине-фиолетовый	Бирюзово-голубой, светло-голубой, сине-голубой	Не окрашивается или окрашивается в слабый грязно-синий цвет, грязно-зеленый	Желтый, печистый (с коричневым или красным оттенком)	Грязно-зеленый
Гидрослюда из хлорита и биотита	Фиолетово-синий и синий	Фиолетово-синий и синий	Окрашивается в грязно-синий или серо-синий цвет, серо-зеленый	Желтый нечистый	Грязно-зеленый
Монтмориллонит	Фиолетовый и фиолетово-синий	Голубой и голубовато-зеленый	Голубой и голубовато-синий	Кирпично-красный, желто-красный	Травяно-зеленый
Бейделлит (из биотита)	Травяно-зеленый	Изумрудно-зеленый или травяно-зеленый	Голубой	Коричневато-красный	—
Бейделлит (из ферригаллуазита)	Фиолетово-синий	Голубой или фиолетово-синий	Голубой	Коричневато-красный	—
Нонтронит	Синий, фиолетово-синий, сине-голубой	Зеленый, голубовато-зеленый, голубой	Голубой, сине-голубой	Кирпично-красный, желто-красный	Грязный, травяно-зеленый
Галлуазит	Фиолетовый	Фиолетовый, сине-фиолетовый и сине-голубой	—	—	—

Название минералов	Метиленовый голубой раствор 0,001-процентный	Метиленовый голубой с добавкой насыщенного раствора KCl	Бесцветный насыщенный раствор солянокислого бензидина	Хризондин, 0,01-процентный раствор	Метил-виолет, подкисленный слабой HCl
Аллофан	Голубой и фиолетово-голубой	Голубой и синий	—	—	
Глауконит	Синий, фиолетово-синий	Синий	Сине-голубой, зеленовато-голубой	Кирпично-красный	Не окрашивается
Вермикулит	Фиолетово-синий	Зеленовато-голубой	Грязно-голубой или не окрашивается	Грязно-коричневый	Грязно-зеленый
Керолит	Голубой	Голубовато-зеленый	—	—	—
Сапонит	Голубой	Зеленовато-голубой	—	—	—
Палыгорскит	Фиолетовый и фиолетово-синий	Фиолетовый и фиолетово-синий	Не окрашивается	—	—
Сепиолит	Сине-голубой	Сине-голубой	Не окрашивается	—	—
Серицит (гидрат)	Синий	Сине-голубой	Голубовато-зеленый	Светло-желтый «канареечный»	
Мусковит (дробленый)	Фиолетово-синий	Голубой	—	Светло-желтый «канареечный»	—
Биотит (дробленый)	Фиолетовый	Зеленый	—	Светло-желтый «канареечный»	
Хлорит осадочный	Синий	Синий	Зеленый	Грязно-желтый	Не окрашивается
Опал	Синий, сине-голубой	Синий и голубой	—	—	—
Кварц	Сине-голубой и голубой	Голубой	—	—	—
Карбонаты пелитоморфные	Светло-голубой, сиреневый	Светло-голубой, сиреневый	Не окрашивается (доломит светло-сиреневый)	—	Кальцит и арагонит — фиолетовые

Примечание. Прочерк означает, что цвет окраски неизвестен.

Порядок работы: 1. Из порошка (0,5 см³) и 5—6 см³ дистиллированной воды в пробирке готовят суспензию, половину суспензии отливают во вторую пробирку.

2. В первую пробирку вводят метиленовый голубой примерно столько же, сколько суспензии в пробирке, тщательно перемешивают.

3. Во вторую пробирку вводят солянокислый бензидин, тщательно перемешивают.

4. Содержание первой пробирки делят на две части, в одну часть добавляют несколько капель KCl. Затем все оставляют на 8—12 ч, после чего фиксируют окраску.

10—15-процентного раствора FeCl_3 на 1—2 мин. Реагируя с кальцитом, треххлористое железо дает хлористый кальций и карбонат трехвалентного железа, который немедленно гидролизруется и оседает в виде коллоидной пленки на поверхности зерна. За это время доломит практически не вступает в реакцию, если зерна его имеют $d \geq 0,01$ мм. Затем шлиф промывают дистиллированной водой и действуют раствором $(\text{NH}_4)_2\text{S}$ в течение нескольких секунд. Гидрат окиси переходит в сульфид, и кальцит становится черным;

б) на шлиф наносят несколько капель AgNO_3 , нагретого до 60—70° С, и выдерживают 3—4 мин. Кальцит, вступая в реакцию с AgNO_3 , образует Ag_2CO_3 . Затем шлиф промывают и действуют на него в течение нескольких секунд K_2CrO_4 , при этом Ag_2CO_3 переходит в Ag_2CrO_4 и кальцит приобретает красно-бурю окраску;

в) метил-виолетовые (фиолетовые) чернила подкисляют 5-процентной HCl . На поверхность шлифа наносят каплю чернил и дают постоять 1—2 мин, после чего осторожно промокают фильтровальной бумагой. Кальцит реагирует с раствором и окрашивается в фиолетовый цвет, доломит при размере зерна $\geq 0,01$ мм остается неокрашенным.

Определение магнезита. 25 мг параинтробензолазорезорцина растворяют в 500 см³ воды и 500 см³ спирта и прибавляют едкой щелочи до окрашивания раствора в синий цвет. Шлиф (пришлифовку или порошок) карбонатной породы помещают в такой раствор на 3—5 мин. В результате магнезит окрашивается в синий цвет, другие карбонаты не окрашиваются. Если прокипятить карбонатный минерал в растворе, окрашивается магнезит и доломит (первый более интенсивно).

Реакция с железистосинеродистым калием для открытия железа и определения железистых карбонатов по методу отпечатков. Берется обычная фотобумага, отмытая в темноте в гипосульфите, промытая водой и высушенная, 1-процентный раствор $\text{K}_3[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ и HCl (1 : 20). Фотобумагу смачивают в HCl в течение нескольких секунд (до 1 мин). На фотобумагу накладывают шлифовку карбонатной породы и прижимают прессом. Выдерживают так 1—10 мин. Затем проявляют фотобумагу в железистосинеродистом калие в течение 3—5 мин, промывают и высушивают. В результате анкерит окрашивается, дает светло-синий отпечаток, брейнерит — темно-синий, сидерит — темпо-синий.

Шлифы и шлифовки рекомендуется рассматривать под микроскопом сразу же после окрашивания, не покрывая покровным стеклом или покрывая стеклом и применяя иммерсию. Можно окраску законсервировать, приготовить шлиф на бальзаме, покрытом покровным стеклом.

Сведения об описанных и некоторых других реакциях окрашивания карбонатов см. в табл. 66.

Капельный метод *. Капельный метод быстрого определения глинистых минералов в аншлифах при помощи воды и этиленгликоля предложен чешским минералогом Иржи Контой в 1956 г.

Метод основан на различии в размерах и в степени пластичности кристаллических индивидуумов и на различной способности к разбуханию отдельных групп глинистых минералов. В силу различных размеров и различной пластичности в естественных

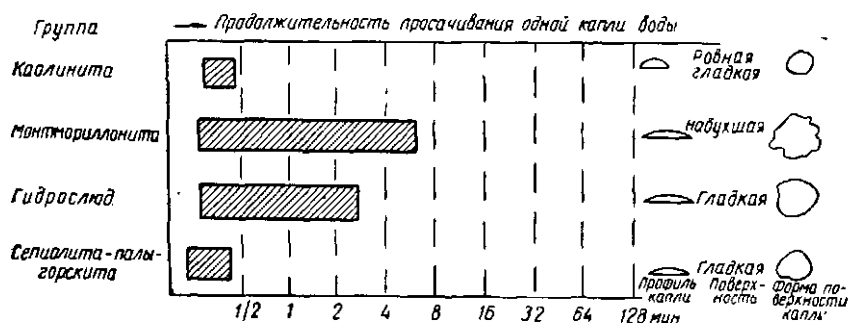


Рис. 87. Испытание глинистых пород водой

неуплотненных глинистых образованиях между отдельными кристаллами глинистых минералов возникают различные по величине субмикроскопические промежутки, от которых зависит скорость просачивания жидкости. Кроме того, скорость просачивания связана еще и со свойствами самой жидкости (вязкость, размеры ее молекул, полярности и пр.).

Поверхность аншлифа глинистого образования ведет себя как сито различной тонкости. В зависимости от типа этого природного сита находятся скорость просачивания жидкости, форма и профиль капли, а также характер поверхности после просачивания (рис. 87 и 88).

Капельный метод позволяет определять принадлежность глинистых минералов к одной из четырех групп: каолинита, монтмориллонита, гидрослюда, сепиолита — пальгорскита.

Для большей точности используются наряду с водой этиленгликоль, вязкая жидкость с большими размерами молекул (вода — $2,9 \text{ \AA}$, этилен-гликоля — от 4 до $5 \text{ \AA}$).

* Раздел о капельном методе написан Г. В. Карповой. Автор выражает ей свою признательность.

Таблица для определения карбонатных минералов методом окрашивания

Реактивы \ Минерал	Кальцит	Доломит	Анкерит	Магнезит	Брайнерит	Сидерит	Арагонит	Примечание
FeCl ₃ (10—15-процентного раствора) и (NH ₄) ₂ S ₂ (концентрация раствора безразлична). Наносят на шлиф FeCl ₃ на 1—2 мин, затем промывают и действуют (NH ₄) ₂ S в течение нескольких секунд	Черный	Почти не окрашен	Почти не окрашен	Не окрашен	Зеленоватый	Не окрашен	Черный	При величине зерна <0,01 мм доломит окрашивается как кальцит и арагонит в черный цвет, остальные карбонаты—в зеленоватый
4 части Al ₂ Cl ₃ растворяют в 60 частях воды + экстракт камышевого дерева 0,6 части. Реактив наносят на шлиф на 5 мин	Фиолетовый	Не окрашен	—	—	—	—	Фиолетовый (?)	—
AgNO ₃ (10-процентный раствор) подогрет до 60—70°C, K ₂ CrO ₄ (20-процентный раствор). Наносят на шлиф AgNO ₃ на 3—4 мин, промывают и действуют K ₂ CrO ₄ несколько секунд	Красно-бурый	Почти не окрашен	Почти не окрашен	Почти не окрашен	Почти не окрашен	Не окрашен	Красно-бурый	При действии слабым раствором (1,7%) AgNO ₃ в течение 1 сек арагонит окрашивается, остальные карбонаты не окрашиваются
MnSO ₄ ·7H ₂ O—11,8 г на 100 см ³ воды + Ag ₂ SO ₄ —твердый сульфат серебра, прибавляют в раствор MnSO ₄ ·7H ₂ O, осадок отфильтровывают	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Черный	При действии реактива на порошок в течение 3—5 мин и на шлиф в течение 30—60 мин
Co(NO ₃) ₂ —концентрированный раствор. Порошок карбоната кипятят 5—6 мин в растворе	Бесцветный или розовато-лиловый	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Густо-фиолетовый	Реакция с кипячением

Реактивы \ Минерал	Кальцит	Доломит	Анкерит	Магнезит	Брейчерит	Сидерит	Арагонит	Примечание
$\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$ (5-процентный раствор), образец карбоната кипятить 2—3 мин в растворе	Ярко-зеленый	Не окрашен	Бледно-зеленый	Бледно-голубой	Не окрашен	Не окрашен	Ярко-зеленый	Реакция с кипячением. Доломит при величине зерна $< 0,01$ мм слегка окрашивается в бледно-зеленый цвет
Метил-виолет + HCl—обычные фиолетовые чернила, подкисленные слабой HCl (1—5-процентным раствором). Реактивом действуют на шлиф 30 сек—1.0—2.0 мин	Фиолетовый	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Фиолетовый	Доломит при величине зерна $< 0,01$ мм окрашивается
Дифенилкарбазид—1—2 г + 15 см ³ спирта + 3—5 мг 25-процентной NaOH. Кипятят порошок карбоната 2—3 мин, затем промывают	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Сиреневый	Розовый	Темно-серый	Не окрашен	Реакция с кипячением
Паранитробензолазорезорцин 2 мг + 500 см ³ спирта + 500 см ³ воды + КОН до синей окраски. Кипятят порошок карбоната 2—3 мин, затем промывают	Не окрашен	Синий	Не окрашен	Синий, синевато-зеленый	Синий	Не окрашен	Не окрашен	Реакция с кипячением. Без кипячения окрашивается только магнетит в синий цвет
15 см ³ спирта + 1—2 г возина + 3 мг КОН. Кипятят порошок карбоната 2 мин, затем промывают	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Ярко-розовый	Бледно-розовый	Серый	Не окрашен	Реакция с кипячением

Приготовление аншлифов. Для изучения глины с помощью капельного метода необходимы два образца не менее $2 \times 2 \times 1$ см. Отшлифованная поверхность должна быть не менее 15×15 мм. Маленькие блоки глины, высушенной на воздухе, вырезаются ножом, а потом параллельно напластованию шлифуются по очереди на трех стеклянных пластинах с шероховатой поверхностью.

Шероховатость поверхности стеклянных пластин достигается при помощи шлифования порошками различной грубости. При-

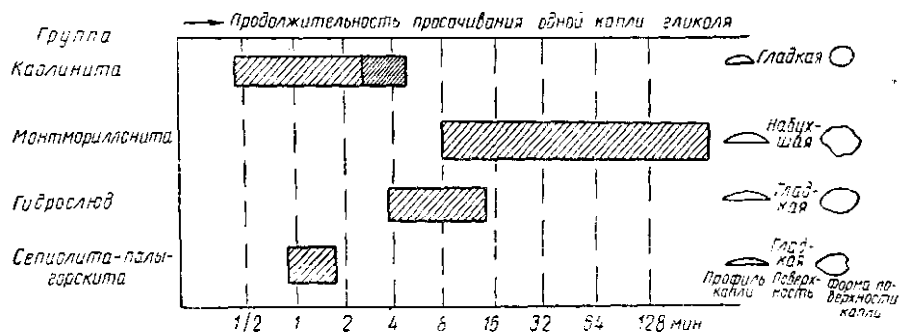


Рис. 88. Испытание глинистых пород этилен-гликолем

готовление аншлифов ведется сухим образом, круговыми движениями в течение 5—8 мин.

Поверхность аншлифа очищается кисточкой от приставших глинистых частиц. Она не должна содержать видимых в лупу пор и трещин.

Шлифовальные стекла тщательно моют и вытирают после приготовления каждого аншлифа.

Ход работы. 1. Аншлиф в горизонтальном положении закрепляется пластином на предметном стекле.

2. На поверхность первого аншлифа пипеткой заносят одну каплю дистиллированной (в полевых условиях — чистой пресной) воды, на поверхность второго аншлифа — этиленгликоля при температуре $15-18^{\circ}\text{C}$ примерно с высоты 4—6 мм.

3. Наблюдают и записывают: а) размеры капли и форму поверхности, которую принимает капля *, б) время просачивания (по секундомеру), в) изменение поверхности аншлифа после просачивания.

* Иржи Коята рекомендует наблюдать профиль (высоту) капли. По нашему мнению, высотой капли можно пренебречь, зато следует обращать внимание на изменение ее формы при просачивании.

ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
В ШЛИФАХ *

Рельеф, шагреновая поверхность, двупреломление. При изучении минералов в шлифе показатели преломления определяются приблизительно по сравнению с канадским бальзамом (КБ). Для этого необходимо вести наблюдения над их рельефом.

Рельефом называют вид поверхности минерала, заключенного в канадский бальзам или в другие (окружающие его) минералы. Рельеф различают положительный — поверхность минерала как бы возвышается над средой и отрицательный — поверхность минерала располагается как бы ниже окружающей его среды. Несмотря на то что поверхность минералов отшлифована, при большом увеличении мы видим мельчайшие неровности, которые выглядят как значительные бугорки и впадинки. Такой вид поверхности получил название «шагреновой» благодаря сходству с шагреновой кожей. Естественно, что чем больше разница между показателем преломления минерала и среды, тем рельефнее шагреновая поверхность, и наоборот. При равенстве показателей минерала и среды шагреновая поверхность незаметна. Визуально можно различать по рельефу — относительному показателю преломления — пять групп минералов: 1. *Слабый положительный рельеф* — показатель преломления минерала немного больше показателя преломления канадского бальзама. Такой рельеф наблюдается у кварца, полевых шпатов (кроме щелочных полевых шпатов и альбит-олигоклаза), большинства слюд, нефелина, кальцита и доломита, лежащих на спайной плоскости и др. 2. *Сильный положительный рельеф* — показатель преломления минерала значительно больше показателя преломления бальзама. Он наблюдается у хлоритов, цветных слюд, большинства пироксенов и амфиболов, барита, апатита, глауконита, ангидрита, турмалина, многих карбонатов и др. 3. *Очень сильный положительный рельеф* — показатель преломления минералов намного больше показателя преломления канадского бальзама. Он наблюдается у многих акцессорных минералов: циркона, рутила, сфена, брукита, анатаза, ставролита, дистена, монацита, ксенотима, у некоторых пироксенов (гиперстен, геденбергит, авгит), роговых обманок (арфедсонит), хлоритоида, карбонатов железа

* При изучении сцементированных пород описание шлифов является самой первой операцией исследователя.

и магия и др. 4. *Слабый отрицательный рельеф* — показатель преломления минерала немного меньше показателя преломления канадского бальзама. Наблюдается у щелочных полевых шпатов, альбита, альбит-олигоклаза, гипса, некоторых глинистых минералов (монтмориллонит), хризотила и ряда других. 5) *Сильный отрицательный рельеф* — показатель преломления минерала намного меньше показателя преломления канадского бальзама. Наблюдается у флюорита, сильвина, ряда цеолитов и других.

Толщина минералов в шлифе всегда одна и та же (в первом приближении постоянна), поэтому условия определения двупреломления лучше чем в иммерсии.

Определение двупреломления можно производить, пользуясь таблицей Мишель-Леви. Для этого находят ориентированный разрез минерала. При скрещенных николях ставят зерно на погасание, затем поворачивают на 45° до максимального просветления и замечают цвет интерференционной окраски. При цветной интерференционной окраске, повторяющейся в других порядках, необходимо определить порядок окраски. С этой цельюдвигаем кварцевый клин для полной компенсации разности хода — затемнения зерна. Если положение осей индикатрис в зерне и пластинке параллельное и наблюдается повышение окраски, следует повернуть столик микроскопа на 90° и снова вдвинуть клин до полной компенсации — затемнения зерна. Затем медленно выдвигая клин, наблюдают сколько раз повторяется одна и та же цветная окраска. Число повторений указывает порядок окраски. Определив окраску, находят величину двупреломления по таблице, принимая толщину шлифа равной 0,03 мм.

По величине двупреломления все минералы можно подразделить на пять групп.

I группа: двупреломление равно 0 — изотропные минералы.

II группа: двупреломление низкое (0,001—0,012), интерференционная окраска серая, белая, желтая, первого порядка.

III группа: двупреломление среднее (0,012—0,037), интерференционная окраска желтая, красная, зеленая и т. д. I и II порядков.

IV группа: двупреломление высокое (0,037—0,060), интерференционная окраска желтая, зеленая, красная и др. III и IV порядков.

V группа: двупреломление очень высокое (более 0,60), интерференционная окраска радужная IV и более высоких порядков.

Порядок работы, выбор и нахождение разрезов. Приступая к описанию, просматривают шлиф при небольшом увеличении и разбивают все минералы на группы по рельефу, окраске (и плеохроизму), спайности, двупреломлению.

Выделяют минералы *a*, *b*, *c*, *g*, *e* или 1, 2, 3, 4 и т. д.

Например, бесцветные с низким показателем преломления и двупреломления, без спайности, зеленые плеохронные с высоким

показателем преломления и двупреломления и без спайности, коричневые с высоким показателем преломления и высоким двупреломлением, плеохроичные с хорошо выраженной штифковидной спайностью и т. д.

Выделив типы минералов, приступают к их систематическому исследованию — определению (схему последовательности операций см. на стр. 275, 285, 290). При этом необходимо помнить, что константы определяются не в случайных, а в ориентированных разрезах. Поэтому изучая минерал «а» или «1», надо стараться найти сначала изотропный разрез, перпендикулярный оптической оси. В таком разрезе можно определить: осьность, знак кристалла, ориентировочно угол оптических осей у двuosных минералов, дисперсию оптических осей, плеохроизм по Nm двuosных и по No одноосных отрицательных, по Ne одноосных положительных минералов, спайность и сингонию.

Затем следует разыскать разрез, параллельный плоскости оптических осей с максимальным двупреломлением — наиболее высокой интерференционной окраской среди ряда зерен данного минерала.

В таком разрезе можно определить: величину двупреломления (приблизленно), углы погасания, знак удлинения, характер плеохроизма по Ng и Np двuosных минералов и по Ne и No одноосных.

Обычно изучения двух разрезов достаточно для определения минерала. Если в процессе поисков ориентированных разрезов встретился разрез, перпендикулярный острой биссектрисе, исследуют последний. В таком разрезе определяют: характер плеохроизма по Ng и Nm или Nm и Np , угол погасания, силу двупреломления $Ng-Nm$ или $Nm-Np$, оптический знак кристалла, величину угла оптических осей (приблизленно), дисперсию оптических осей.

Изложенная выше схема исследования минералов и очередность операций не представляют собой чего-то неизменного. Каждый исследователь обычно сам определяет очередность операций.

При определении минералов по таблицам, а также в зависимости от того, с каким минералом имеем дело, и, наконец, от того, насколько знаком с минералами исследователь, некоторые операции вообще не приходится проводить.

Определение минералов по таблице. Таблица для определения минералов построена на следующих признаках: 1) рельеф — относительный показатель преломления; 2) двупреломление (приблизненное определение); 3) осьность; 4) знак кристалла; 5) окраска и плеохроизм; знак зоны.

Имея перечисленные выше константы, а также некоторые дополнительные данные (форма зерен, спайность, погасание, продукты выветривания), определяют минерал (табл. 67).

Таблица для определения минералов в шлифе

Двойное луче- прелом- ление	Двойное лучепреломление равно 0. Изотропные мине- ралы	Двойное лучепреломление $\neq 0$ — анизотропные минералы															
		0,001—0,012. Интерференционная ок- раска серая, белая, желтоватая I порядка				0,012—0,037. Интерференционная окраска желтая, крас- ная, зеленая и т. д. I и II порядков				0,037—0,060. Интерференционная окрас- ка желтая, зеленоватая, красная и т. д. III и IV порядков				>0,060. Интерференционная окрас- ка радужная IV и более высокого порядка			
		одноосный		двуосный		одноосный		двуосный		одноосный		двуосный		одноосный		двуосный	
		+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—
Пока- затель прелом- ления	≤ 1,500			Ша- базит	Мор- денит			Монт- мо- рил- лопит							Каль- цит		
	Сильный отрица- тельный рельеф	Аналь- цит			Ша- базит												
		Опал															
		Силь- вин															
		Флю- орит															
		Квас- цы															
		Вул- кани- чес- кое стек- ло															

Двойное лучепреломление	Двойное лучепреломление равно 0. Изотропные минералы	Двойное лучепреломление $\neq 0$ — анизотропные минералы															
		0,001—0,012. Интерференционная окраска серая, белая, желтоватая I порядка				0,012—0,037. Интерференционная окраска желтая, красная, зеленая и т. д. I и II порядков				0,037—0,060. Интерференционная окраска желтая, зеленоватая, красная и т. д. III и IV порядков				>0,060. Интерференционная окраска радужная IV и более высокого порядка			
		одноосный		двуосный		одноосный		двуосный		одноосный		двуосный		одноосный		двуосный	
		+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—
$n=1,580-1,700$. Сильный положительный рельеф	Коллофан Вулканическое стекло	Алуинт (Na)	Пеннин+ Апатит —	Целестин+ Пеннин+ клинохлор+ Эсхатит+ Бронзит +	Рибемит— Анортит— Андалузит— Тюрингит+ Шамозит	Алуинт (K)	Турмалин	Глаукозит+ Барит+ Диалаг+ Силлиманит+ Оливин+ Диопсид+ Гибсит±	Глаукозит+ Гидрослюды+ Глаукофан+ Дюмортьерит— роговая обманка+ Нонтроинт+ Актинолит+ Термолит+	Биотит+	Ангидрит +	Лепидомелан+ Тальк+ Пиррофиллит+ Мусковит+ Биотит +		Анкерит± Кальцит± Доломит± Магнезит+ Сидерит±		Арагонит	

Двойное лучепреломление	Показатель преломления	Двойное лучепреломление равно 0. Изотропные минералы	Двойное лучепреломление $\neq 0$ - анизотропные минералы															
			0,001—0,012. Интерференционная окраска серая, белая, желтоватая I порядка				0,012—0,037. Интерференционная окраска желтая, красная, зеленая и т. д. I и II порядков				0,037—0,060. Интерференционная окраска желтая, зеленоватая, красная и т. д. III и IV порядков				>0,060. Интерференционная окраска радужная IV и более высокого порядка			
			одноосный		двуосный		одноосный		двуосный		одноосный		двуосный		одноосный		двуосный	
			+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
$n > 1,700$. Очень сильный положительный рельеф	Шпинель Альмандин Гроссуляр Пироп Спессартин Уваровит Андралит Никотит Лимонит		Корунд ±	Везувин-ан- * Цоизит+ Хлоритонд—	Везувин* Шеелит		Арфведсонит— Ставролит+ Геденбергит— Авгит+ Хлоритонд—	Арфведсонит Дистен+ Гиперстен+				Моноклит+ Диаспор—	Лепидомелан+ Эпидот+ Эгирин (акмнт)	Рутил+ Ксенотим+ Царкоп+	Апатит ± Магнезит+ Сидерит ± Гематит	Сфен—Брукит+	Гетит+	

Примечание. 1) ± знак зоны; 2) плеохроичные и изотропные окрашенные минералы выделены полужирным.

Исследуемый минерал находим в одной из граф таблицы, где помещены от одного до девяти минералов (обычно три-пять). Читая описание этих минералов, сравниваем с полученными нами данными и таким путем определяем наш минерал. Если эти данные недостаточны для однозначного определения минерала, необходимо провести дополнительное исследование: определить угол оптических осей, дисперсию оптических осей, точно замерить силу двупреломления в ориентированном разрезе, изучить характер двойников и т. п.

В таблице для определения минералов в шлифах помещено около 100 наиболее распространенных минералов. Если исследуемый минерал отсутствует в таблице, его разыскивают по дополнительным более полным таблицам минералов (см. гл. 13).

Подсчет содержания минералов. Установив минералогический состав породы, переходят к определению содержания различных минералов. Подсчет в шлифах можно производить точечным, линейным и площадным способом, т. е. подсчитывая количество точек, линий или площадей, приходящихся на долю каждого минерала. Точечный метод использован в пуш-интеграторе Глаголева. Описание его мы не приводим из-за отсутствия в лабораториях и в продаже этого прибора.

Подсчет линейным методом в простейшем случае можно осуществить при помощи окуляр-микрометра. Просматривают весь шлиф систематически одно поле зрения за другим, в каждом поле зрения отмечают количество делений окуляр-микрометра, которое приходится на каждый из подсчитываемых минералов. Затем суммируют данные по всем полям зрения и всем минералам.

Значительно удобнее производить подсчет при помощи спе-

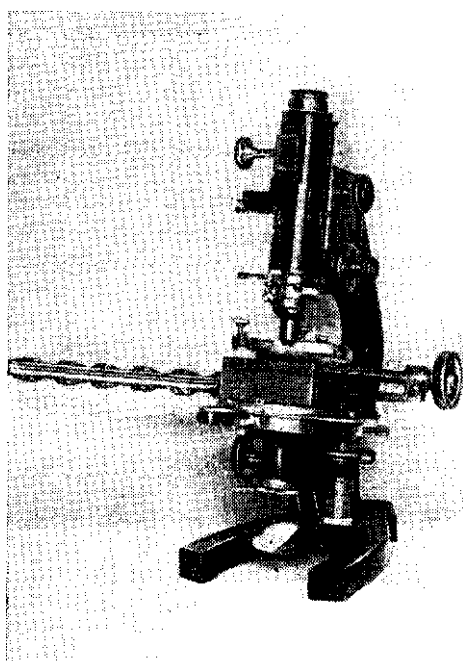


Рис. 89. Интеграционный столик ИСА на микроскопе МП-3

циального счетного столика ИСА, выпускаемого отечественной промышленностью (рис. 89). Счетный столик привинчивается к столику микроскопа, на салазки счетного столика помещается шлиф. Салазки счетного столика приводятся в исходное положение (нулевые деления на шкале и барабанчиках совмещаются). Рассматривая шлиф при небольшом или среднем увеличении, вращают барабанчик, предназначенный для подсчета минерала до тех пор, пока минерал не выйдет за поле зрения; вращают следующий барабанчик, предназначенный для подсчета другого минерала, и т. д. При вращении барабанчика происходит перемещение винтом салазок. Холостой ход (для трещин в шлифе или пор) осуществляется другим винтом салазок, возвращение в первоначальное положение особым винтом оси столика. Когда пройден весь шлиф, отсчеты длины линий каждого минерала берут на соответствующем ему барабанчике.

Количественные соотношения площадей, занятых различными минералами, можно вычислить, пользуясь окулярной сеткой. Для этого просматривают весь шлиф, поле за полем, и в каждом поле зрения подсчитывают, сколько квадратиков приходится на каждый минерал. Затем суммируют подсчеты по всем полям зрения и всем минералам.

Результаты подсчета выражают в процентах точек, линий, площадей. Считая, что отношение точек, линейных размеров и площадей равно отношению объемов, принимают вычисленные проценты за проценты объема.

Чтобы перейти к весовым процентам, умножают полученный результат по каждому минералу на его удельный вес.

Все описанные методы подсчета требуют много времени.

Если большая точность подсчета не требуется, можно рекомендовать определение количественного соотношения минералов путем сравнения со специальными таблицами, составленными Швецовым (рис. 90 и 91). Рассматривая шлиф, исследователь сравнивает содержание минерала в поле зрения с фотографиями полей зрения, на которых нанесены темными контурами различные количества минералов (от 2—3 до 50%).

Определение структур. Следующая операция — определение структуры горной породы. Ее можно определять в самом начале изучения шлифа, но лучше в конце, когда исследователь хорошо изучит шлиф.

Для определения структуры необходимы данные:

а) размер частиц преобладающей фракции и максимальные и минимальные размеры частиц; б) характер частиц: окатанные, угловатые, угловато-окатанные, чешуйчатые, волокнистые и др.; в) имеется ли ориентировка обломочных частиц и зерен цемента или такой ориентировки нет; г) характер цемента и его структура: базальный, порово-базальный, поровый, порово-контактный, контактный цемент; цемент выполнения, цемент обрастания, це-

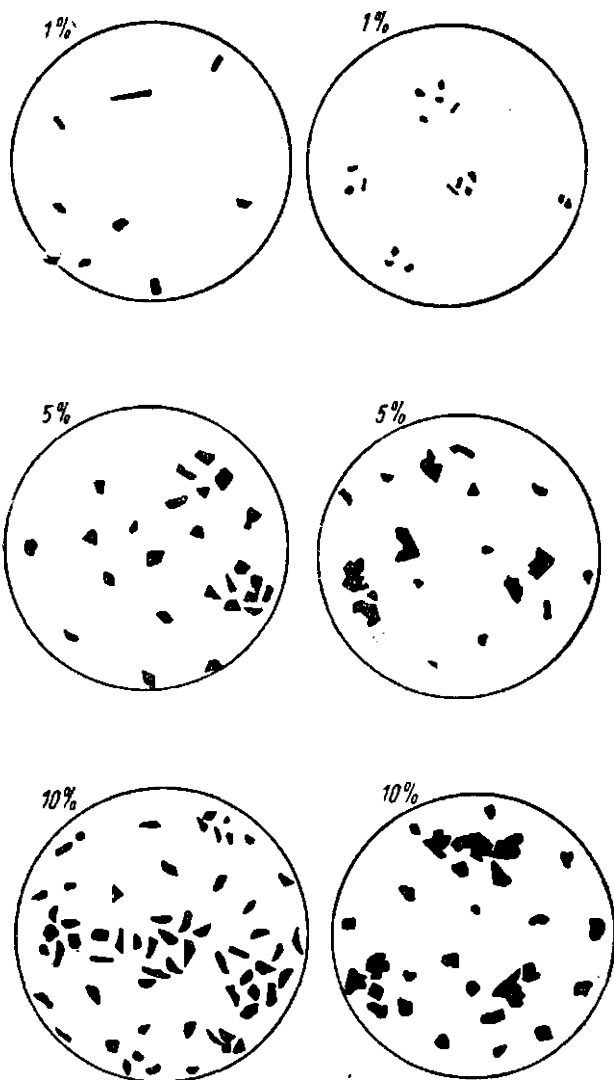


Рис. 90. Таблица для определения количества минералов в шлифах (по Швецову)

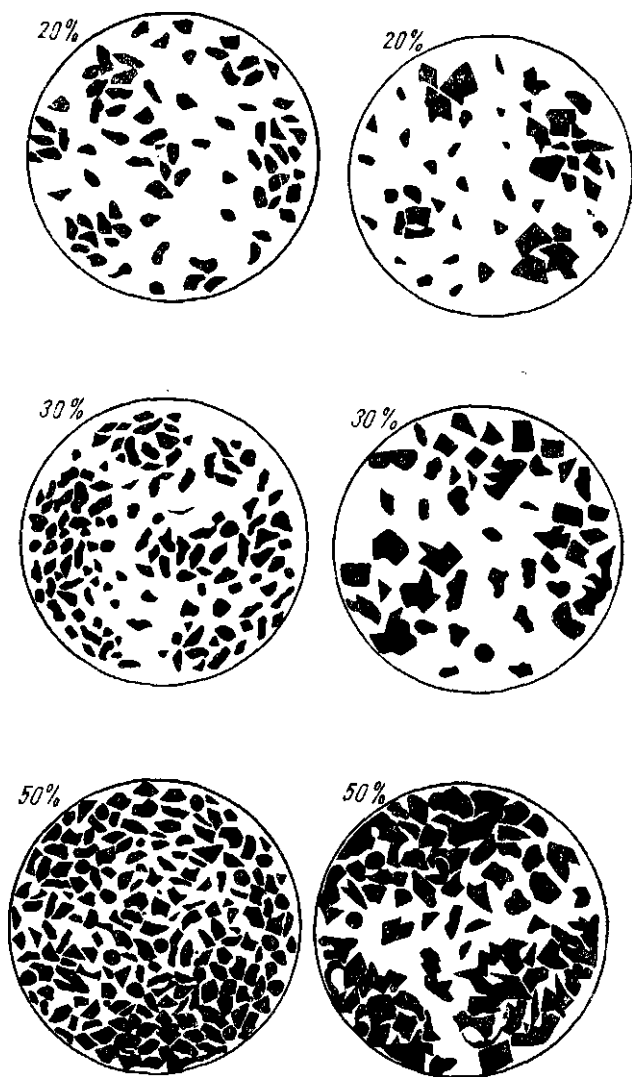


Рис. 91. Таблица для определения количества минералов в шлифах (по Швецову)

мент разрастания — регенерационный и т. п.; д) органические остатки и их характер (для органогенных пород с органогенными структурами); е) для химических пород с кристаллически зернистыми структурами необходимы размер, форма, характер сочленения зерен и взаимное расположение (имеется ли ориентировка зерен и т. п.). Описание структур см. во II части.

Несколько замечаний по вопросу определения последовательности выделения минералов и их генетических взаимоотношений. Исследования в шлифах дают возможность изучить не только аллотигенные составляющие, но и аутигенные минералы — минералы пемента.

Описывая шлиф, необходимо обращать внимание на последовательность образования аутигенных минералов и их генетические взаимоотношения. С этой целью надо внимательно изучать поровое пространство.

Обычно последовательность образования минералов в порах и пустотах следующая: минералы, слагающие периферическую часть пор, прилегающие к обломочным зернам, являются наиболее ранними образованиями из аутигенных минералов. Раньше них могут возникать только аллотигенные — обломочные и вторичные минералы, образующиеся по обломочным (последние не всегда образуются раньше минералов цемента).

Минералы, выполняющие средние части пор и пустот, являются более поздними по отношению к первым.

Минералы, слагающие центральную часть пор и пустот, являются наиболее поздними. Позже могут выделяться только минералы, выполняющие трещины отдельностей.

Если цементирующее вещество полиминеральное, такие наблюдения можно провести. При этом следует отмечать воздействие одних минералов на другие. Например, обломочные зерна окружены кальцитом, кальцит сильно корродирует их, срединная часть выполнена халцедоном и кварцем, которые в свою очередь разъедают кальцит и, наконец, центральная часть пор и пустот сложена каолинитом. По трещинам отдельностей развит пирит, сульфаты железа и гидроокислы железа, последовательность выделения минералов в этом случае будет такая: обломочные зерна, кальцит, халцедон, кварц, каолинит, затем пирит, сульфаты железа, гидроокислы железа.

Если цементирующее вещество мономинеральное, следует обращать внимание на характер минералов периферической и центральной части пор. Эти наблюдения могут дать материал для восстановления условий образования и последующих изменений цемента.

В процессе вторичных (эпигенетических или катагенетических) изменений осадочных горных пород наиболее интенсивно изменяется цементирующее вещество, значительно менее интенсивно обломочные зерна. Изменения приводят в первую очередь

к перекристаллизации минералов цемента. Например, пелитоморфные карбонаты превращаются в кристаллически зернистые, глинистые минералы, аморфные или скрытокристаллические в кристаллические гидрослюды, аморфная кремнекислота и гидрокислы железа — в кристаллические окисные минералы и т. п.

Если процессы изменения происходили с привнесом вещества, то возникают новые минералы. Так, например, по кальциту может образоваться магнезиально-кальциевый, магнезиально-железистый карбонат и т. п.

Примеры описания шлифов. Для начинающих иногда представляет затруднение сама форма описания: что и как описывать, на что обращать внимание. В связи с этим ниже приведено примерное описание шлифов некоторых осадочных пород.

Алевролит. Алевролит полевошпатово-кварцевый, грубый, размер преобладающей фракции 0,01—0,05 мм, в небольшом количестве присутствуют зерна диаметром 0,07—0,09 мм. Форма зерен угловатая.

Порода состоит из кварца, кислого плагиоклаза № 5—10 ($n > n_{\text{КВ}}$, тонкие полисинтетические двойники, угасание в разрезах $\perp$ (010) 15—18°), микроклина ($n < n_{\text{КВ}}$, микроклиноватая решетка), мусковита и биотита и единичных зерен циркона и рутила.

Цемент контактово-поровый, местами поровый, по составу опаловый ($n < n_{\text{КВ}}$, изотропный). Опал образует каемки вокруг обломочных зерен и наблюдается в виде мельчайших шариков в порах. Отмечено 2—3 экземпляра створок днамоет. Иногда в массе опала, особенно на контакте с обломочными зернами, встречаются тонкие каемки волокнистого минерала ($n < n_{\text{КВ}}$, двупреломление низкое, угасание прямое, удлинение положительное), вероятно, кварцита. Помимо опала в состав цемента входят агрегаты (вермикулитоподобные или вороничковые) каолинита ($n > n_{\text{КВ}}$, рельеф положительный, двупреломление низкое, угасание почти прямое). Каолинит выполняет центральные части пор. Содержание кварца 60—65%; полевого шпата — 7—9%, цемент составляет около 25% поверхности шлифа. Структура алевролитовая грубая с контактово-поровой цементацией.

Известняк оолитовый. Порода состоит из кальцита и небольшого количества обломочных зерен кварца, полевого шпата и обломков пород (кремнь). Оолиты овальной формы и концентрического строения, размером от 0,5 до 0,9 мм, единичные оолиты достигают 1,5 мм.

Концентрические слои оолитов сложены пелитоморфным кальцитом, ядро оолитов иногда содержит песчинки кварца, полевого шпата, кремния или обломки раковин пелеципод. Встречаются сложные оолиты, когда два-три оолитины обволакиваются общей оболочкой, состоящей из концентрических слоев пелитоморфного кальцита.

Цемент контактово-поровый и поровый (~ 20 —28% поверхности шлифа), состоит из зернистого кальцита (размер зерен 0,05—0,18 мм). У части оолитов ($\sim 20\%$) ядро вышелошено — отрицательные оолиты. Структура оолитовая с контактово-поровой цементацией.

Фосфорит. Порода состоит из бурой, почти изотропной основной массы, в которой равномерно рассеяны обломочные зерна кварца, полевого шпата, глауконита (зеленый, агрегатный, поляризации с $n \geq 1,600$), листочков мусковита. Обломочные зерна имеют размер от 0,5 до 1,0 мм, единичные зерна достигают 1,5—2,0 мм. Форма зерен округлая и угловато-окатанная. Основная масса составляет около 35—40% поверхности шлифа, остальное приходится на обломочные зерна.

Структура основной массы брекчиевидная; по трещинам, развит кристаллический — анизотропный фосфат, местами совместно с кальцитом ($n < 1,670$, вскипает с HCl). Строение волокнистое, местами радиально-лучистое, дупре-

ломление низкое, показатель преломления высокий (рельеф положительный сильный). Показатель преломления кристаллического фосфата $>1,608 < 1,625$, изотропного $\geq 1,605$ (в иммерсии). Судя по этим данным, фосфатные минералы представлены подолитом и коллофанитом.

Арриллит гидрослюдистый карбонатный. Порода состоит из чешуйчатого минерала с довольно высокой интерференционной окраской и прямым погасанием. Размер чешуек $< 0,005$ мм. Чешуйки ориентированы параллельно своим длинными размерами, в результате чего наблюдается эффект прямого и одновременного угасания. Светопреломление чешуек заметно выше n канадского бальзама (в иммерсии N_m минерала $= 1,550 - 1,578$).

В основной массе наблюдаются небольшие линзочки и прослойки, иногда мелкие пятна пелитоморфного карбоната, судя по показателю преломления ($N_o < 1,670$) кальцита.

Структура пелитовая, ориентированная.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Термический анализ. Метод нагревания и охлаждения минералов с регистрацией изменения температур или разности температур во времени получил название *термического фазового анализа* и применяется для диагностики минералов.

В процессе нагревания в минералах происходят различные изменения: обезвоживание — потеря воды с разрушением решетки и без разрушения в зависимости от типа воды, диссоциация — распад с выделением газовой фазы, плавление, полиморфные превращения, окисление, раскристаллизация, перекристаллизация и т. п.

Реакции обезвоживания, диссоциации, плавления и полиморфные превращения происходят с поглощением тепла, являются *эндотермическими*. Реакции окисления, кристаллизации и перекристаллизации протекают с выделением тепла, называются *экзотермическими*.

Кривая нагревания термически инертного минерала или вещества будет выглядеть так же, как и кривая нагревания самой печи, так как в процессе нагревания не происходит ни выделения, ни поглощения тепла веществом (в обычном для термического анализа интервале температур от 0 до 1200° С). Кривая нагревания термически активного минерала существенно отличается от кривой нагревания печи. Во время эндотермической реакции на кривой нагревания получается горизонтальная площадка* вследствие того, что тепло расходуется на реакцию, и хотя температура печи продолжает повышаться, температура в образце минерала остается на одном и том же уровне. Во время экзотермической реакции, наоборот, на кривой нагревания получается отклонение вверх от кривой нагревания печи, вследствие суммирования тепла нагрева печи и тепла реакции в образце.

Однако такой простой способ записи кривых является недостаточно чувствительным. Чтобы повысить чувствительность метода, применяется дифференциальная запись. Для этого нагревают два образца одновременно: термически инертное и термически активное вещество (исследуемый минерал) и регистрируют разность температур, наблюдаемую в этих образцах. Если в исследуемом минерале не происходит термических реакций, темпе-

* Правильнее наклонная площадка, но с более пологим наклоном, чем наклон кривой нагревания печи.

ратура в минерале и инертном веществе (эталоне) одинакова, разность температур равна нулю и кривая будет представлять прямую линию, параллельную оси абсцисс (нулевая линия). При эндотермической реакции температура в исследуемом минерале будет ниже, чем в инертном веществе, и кривая отклоняется вниз от нулевой линии. Экзотермическая реакция проявляется отклонением кривой в противоположенную сторону от нулевой линии, так как температура в исследуемом минерале будет выше, чем в инертном веществе (рис. 92).

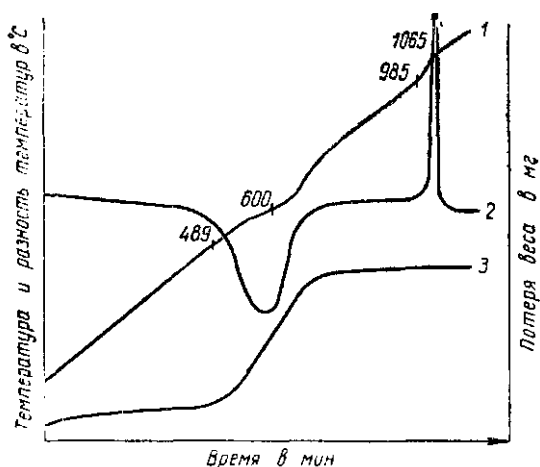


Рис. 92. Кривая нагревания каолинита:
1 — температурная, 2 — дифференциальная, 3 — кривая
потери веса; абсцисса — время, ордината — разность
температур и потеря веса

Для того чтобы дифференциальные кривые были хорошего качества — выдерживалась нулевая линия при отсутствии реакций — помимо правильного подбора сопротивлений в цепи термопара важен выбор эталона. Эталон должен быть в термическом отношении равноценен исследуемому веществу (теплоемкость, теплопроводность и т. п.). Лучшим эталоном может служить предварительно прокаленный для снятия термических эффектов сам исследуемый минерал. Если это невыполнимо, в качестве эталона рекомендуется применять окись алюминия или шамот при изучении глинистых минералов, окись магния — при изучении карбонатов.

Образцы нагревают в тигельных (трубчатых) электрических печах с небольшим объемом рабочего пространства (диаметр печи 2—3 см), с обмоткой из нихрома (до 1000°C), специальных сплавов (до 1200—1600°C) и платины (до 1500—1600°C).

Печи должны хорошо прикрываться во избежание подсоса холодного воздуха. Попадание в печь холодного воздуха, а так-

же большой объем рабочего пространства вызывают неравномерный нагрев — появление конвекционных токов, искажающих кривые нагревания.

В связи с тем что положение спая термопары должно быть точно в центре образца, желательно иметь такую печь, которая бы «надевалась» на тигель с образцом (печь без дна). Тогда термопары подводятся снизу через специальную головку из огнеупорной керамики, которая является пробкой или крышкой для нижнего отверстия печи. В дне тигля делается отверстие для спая термопары. Тигли устанавливаются на головке, заполняются образцом, затем сверху на головку надевается печь.

Скорость нагрева печи 10—20°С в минуту и должна быть более или менее одинаковой во всем интервале температур (кривая нагревания печи близка к прямой линии). Практически из-за инерции при низких температурах в начале разогрева и большой теплоотдаче при высоких температурах кривая нагревания печи представляет собой S-образную линию (особенно у печей с нихромовой обмоткой). Накал печи регулируется с помощью автотрансформатора (ЛАТР-1) вручную или автоматически при помощи моторчика Уоррена, или часового механизма, вращающего ось автотрансформатора.

Образцы исследуемого минерала и эталона тщательно растираются в агатовой ступке и помещаются с легким уплотнением в огнеупорные (фарфоровые, шамотные, корундовые) тигли или один тигель с перегородкой. Величина навески зависит от скорости нагрева и чувствительности установки (гальванометров и термопар). При скорости нагрева до 10°С в минуту и небольшой чувствительности установки необходима навеска в 1—2 г. При скорости нагревания 20°С в минуту и более и высокой чувствительности установки используются небольшие навески порядка 0,1—0,3 г.

Применение очень больших скоростей нагревания (50—100°С/мин) возможно при исследовании минералов, термические эффекты которых хорошо изучены.

Кривые нагревания регулируются при помощи термопар и гальванометров визуально или автоматически (фотозапись). В качестве термопар чаще всего применяется сплав никеля с хромом (хромель содержит 9—10% хрома) и никеля с алюминием, силицием, марганцем (алюмель, содержит: 2,5% алюминия; 2,0% марганца; 1% силиция). Хромель-алюмеливая термопара позволяет регистрировать температуры до 1000°С, термопара из платины и сплава платины с родием (содержит 10% родия) до 1600—1700°С. Сечение проводников термопары 0,5—0,3 мм, длина проводников ~ 1—1,5 м. Простая термопара представляет собой два сваренных проводника (одна точка контакта). Дифференциальная термопара состоит из трех проводников: среднего из одного металла или сплава с двумя ответвлениями на конце

и двух крайних проводников другого состава. Дифференциальная термопара имеет два горячих спая, из которых каждый в отдельности может работать как простая термопара, а два крайних проводника с заключенным между ними отрезком среднего — как дифференциальная термопара. Градуировка термопар производится путем определения характерных точек плавления, кристаллизации, полиморфных превращений уже известных веществ: свинца, олова, сульфатов натрия и калия и др.

Регистрирующий гальванометр представляет собой подвижный проводник, по которому пропускают электрический ток, помещенный в магнитное поле. Он изготовляется в виде рамки, на которой намотано большое количество витков тонкой изолированной проволоки. Магнитное поле создается постоянным магнитом.

Рамка в зеркальных гальванометрах подвешивается на упругой нити. У стрелочных гальванометров устанавливается на кернах и снабжена пружиной. При прохождении электрического тока по проводнику рамка поворачивается в зависимости от величины и направления тока. Вместе с рамкой поворачивается зеркальце или стрелка. Когда прекращается подача тока, рамка возвращается в исходное положение действием упругой нити или пружины. Стрелочные гальванометры менее чувствительны, зеркальные гальванометры — приборы высокой чувствительности. В лабораторной практике в настоящее время применяются зеркальные гальванометры ГЗС-47, М-21, М-25 и др.

Соединение термопар с гальванометрами производится следующим образом. Один спай дифференциальной термопары помещают в образец исследуемого минерала и подключают проводники (крайний и средний — хромель и алюмель, платина и платина с родием) к температурному гальванометру. В процессе нагревания этот спай будет работать как простая термопара и даст нам обычную температурную кривую.

Другой спай дифференциальной термопары помещается в эталон и оба крайних проводника термопары (в случае платина — платино-родиевой термопары два платиновых проводника) подключаются к дифференциальному гальванометру. Когда спай в образце исследуемого минерала нагреется сильнее, чем спай в эталоне (экзотермический эффект), ток потечет в сторону эталона и повернет зеркальце гальванометра так, что кривая отклонится вверх. Когда спай, помещенный в эталон, окажется более нагретым (эндотермический эффект), ток потечет в обратном направлении и повернет зеркальце гальванометра так, что кривая отклонится вниз. Если проводники, подключенные к гальванометру, поменять местами (два крайних), будет наблюдаться прямо противоположное явление (отклонение вверх при эндотермическом эффекте и отклонение вниз при экзотермическом эффекте).

Наряду с кривыми нагревания для характеристики минералов важна кривая потери веса (для водных минералов — кривая обезвоживания). Для получения кривых потери веса применяют термовесовые установки, в которых температурный гальванометр обычной, описанной выше установки используют не для регистрации температурной кривой, а для записи кривой потери веса. Для этой цели необходимы торзионные весы на 500 мг и кварцевые тигелки на 100—200 мг. Торзионные весы крепятся на щите или стене над печью (на расстоянии не менее 50 см). На платиновой проволоке кварцевые тигелки с образцом подвешивают за рычаг торзионных весов так, чтобы они оказались в средней части печи. Образец нагревают в той же самой печи, где и основной образец для дифференциальной кривой. Сигнал от торзионных весов передается (через специальную электрическую схему) на температурный гальванометр, при помощи которого записывается кривая потери веса.

Когда температурный гальванометр используется для записи кривой потери веса, нет температурного масштаба (температурной кривой) и необходим дополнительный стрелочный гальванометр. К клеммам дополнительного стрелочного гальванометра присоединяются проводники простой термопары, горячий спай которой помещен в эталоне. Сигнал от стрелочного гальванометра передается на специальное автоматическое устройство, дающее на фотобумаге отсечки через каждые 100°С (загорается лампочка и засвечивает фотобумагу на барабане через щель).

При визуальной записи кривых нагревания употребляются стрелочные гальванометры и стрелочные совместно с зеркальными (зеркальный для записи дифференциальной кривой). Наблюдатель в течение всего анализа должен записывать отсчеты на шкале гальванометров через небольшие промежутки времени (1—1,5 мин).

При автоматической записи применяется специальный барабан с светочувствительной бумагой. Барабан помещен в закрытый металлический ящик. На передней стенке ящика имеется щель 2—5 мм вдоль всего барабана. Барабан приводится в движение часовым механизмом или моторчиком Уоррена. Время полного оборота барабана определяется скоростью нагревания печи (обычно от 50 до 100 мин). Специальный осветитель посылает луч света на зеркальце гальванометра. Луч, отраженный от зеркальца, направляют в щель ящика и фокусируют на поверхность барабана. Луч от температурного гальванометра направляют на край барабана, от дифференциального гальванометра — на середину. Когда заряжена печь, подключены термопары и сфокусированы лучи на поверхность барабана, установка готова к работе. Одновременно включают печь в моторчик барабана. Описанная установка требует частичного или полного затемнения (рис. 93, 94).

Применяется и более простая установка для термического анализа с механической записью кривых нагревания. Она состоит из нагревательной печи, термопар и электронных потенциометров. Термоэлектродвижущая сила, возникающая в термопаре при нагревании образца, усиливается в электронном потенциометре. Токи, усиленные в потенциометре, приводят в движение специальный механизм с пером, записывающий кривую нагревания на бумаге. Имеются одно-, двух- и трехпозиционные

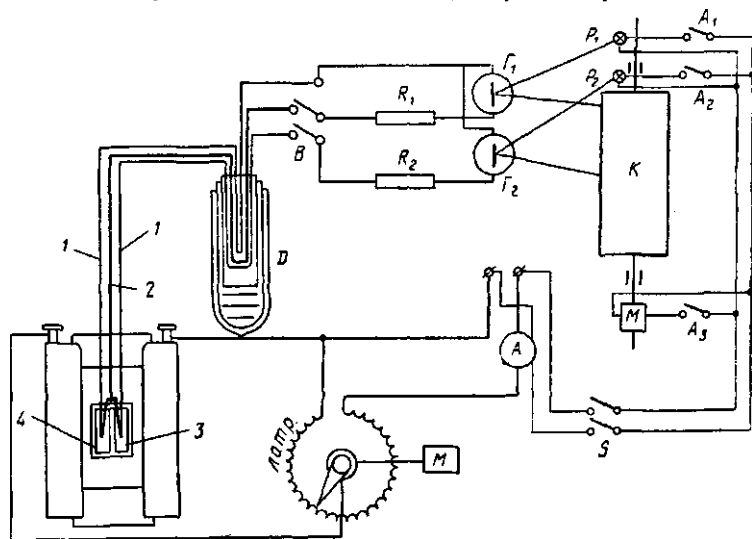


Рис. 93. Схема установки для автоматической записи кривых нагревания (фотозапись — пирометр Курнакова):

1 — платиновый термоэлектрод, 2 — платино-родиевый термоэлектрод, 3 — эталон, 4 — образец, D — сосуд Дюара, B — рубильник для включения термопары, R_1 , R_2 — магазины сопротивлений, Γ_1 — температурный гальванометр, Γ_2 — дифференциальный гальванометр, P_1 и P_2 — осветители, K — барабан самописца, M — моторчик Уоррена, S — рубильник для включения моторчиков, A — амперметр, A_1 , A_2 — выключатели

электронные потенциометры, позволяющие записывать от одной до трех кривых одновременно.

Простота такой установки на первый взгляд подкупает экспериментатора. Однако опыт работы показывает, что в процессе усиления термоэлектродвижущей силы термопар в потенциометрах происходит некоторое искажение — сглаживание эффектов — и сама механическая запись является менее чувствительной.

Расшифровываются термограммы — определяется минерал или смесь минерала путем сравнения с термограммами эталонных образцов чистых минералов или их смесей в определенных процентных отношениях. При этом важно, чтобы условия съемки исследуемого и эталонных образцов были тождественны или

близкими (скорость нагревания, величина навески, чувствительность гальванометров). При расшифровке термограмм учитывается температура и величина термических эффектов, а также

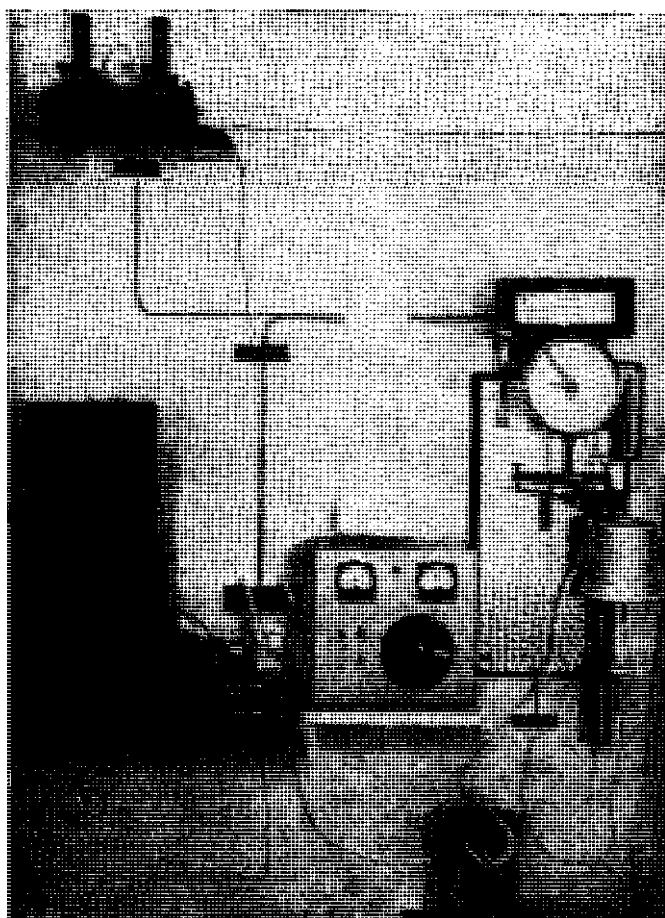


Рис. 94. Общий вид термовесовой установки для получения кривых нагревания и сопряженных с ними кривых потери веса

данные, полученные другими методами (рентгеновский, химический анализ, оптические константы).

Термический анализ дает качественную характеристику объекта (определение минералов по кривым нагревания). Некоторый количественный элемент вносится регистрацией кривых потери веса. Методика количественного термического анализа

еще недостаточно разработана. Один из наиболее простых вариантов количественного термического анализа представляет собой сравнение термограмм исследуемых образцов с термограммами эталонных образцов, снятых в одинаковых условиях. Точность определения содержания минералов в смесях 3—5%.

Ниже в виде примера рассмотрены кривые нагревания некоторых минералов.

Глинистые минералы представляют собой водные силикаты и алюмосиликаты со слоистой и слоисто-ленточной структурой. Все они содержат различные типы воды, что и определяет поведение их при нагревании.

Минералы группы каолинита при нагревании обнаруживают один эндотермический эффект при температуре 500—700° С, обусловленный потерей конституционной воды и аморфизацией минерала (обрушение кристаллической решетки). Аморфизированные продукты распада при температуре 900—1000° кристаллизуются с образованием новой твердой фазы (гамма глинозем, муллит (?)), что фиксируется на кривой нагревания четким и интенсивным экзотермическим эффектом.

Минералы группы монтмориллонита при нагревании обнаруживают три эндотермических эффекта при температурах 100—200, 500—700 и 850—900° С. Первый из них обязан своим происхождением удалению межслоевой, или межпакетной, воды и, как правило, является наиболее интенсивным, второй и, вероятно, третий связаны с удалением конституционной воды*. Рентгеновское исследование образцов монтмориллонита, нагретых до 500—600° С, не обнаруживает аморфизации. Третий эндотермический эффект монтмориллонита при температуре 850—900° С переходит в экзотермический эффект при температуре 900—950° С. Причиной этого эффекта является кристаллизация шпинели и других минералов из продуктов, образовавшихся в результате распада при нагревании.

Минералы группы гидрослюд характеризуются тремя эндотермическими эффектами при температуре 100—200, 500—700 и 850—950° С. Первый эффект обусловлен выделением адсорбированной воды (частично, вероятно, межслоевой воды — типа воды монтмориллонита). Этот эффект проявляется значительно слабее, чем соответствующий эффект монтмориллонита. Второй и третий эффекты связаны с выделением конституционной воды и сопровождаются аморфизацией минерала (около 900° С).

При температуре 900—1000° С наблюдается экзотермический эффект как следствие раскристаллизации аморфизированных продуктов распада. В результате образуются минералы со структурой шпинели (железистые гидрослюды). Экзотермический эф-

* При третьем эффекте не наблюдается потери веса (воды), возможно он связан с разрушением решетки.

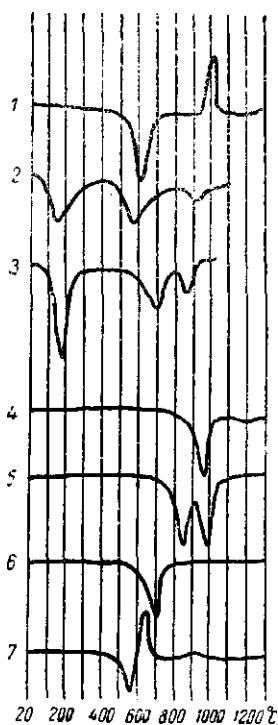


Рис. 95. Типовые кривые глинистых и карбонатных минералов:

1 — каолинит, 2 — гидрослюда, 3 — монтмориллонит, 4 — кальцит, 5 — доломит, 6 — магнезит, 7 — сидерит

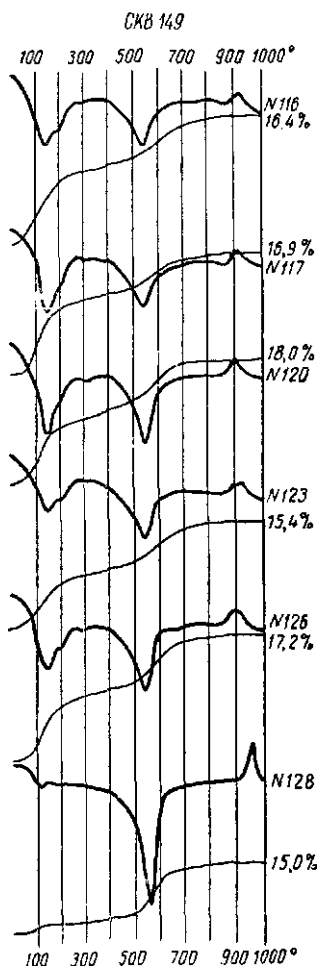


Рис. 96. Кривые нагревания и потери веса плоченовых глин Песковского месторождения Харьковской области. Смесь монтмориллонита с каолинитом с небольшой примесью гидрослюда. Образцы 116 и 117 почти чистый монтмориллонит, образец 128 содержит до 70% каолинита

фект гидрослюды выражен весьма слабо, этим они отличаются от минералов группы каолинита (рис. 95).

Значительно сложнее выглядят кривые нагревания минеральных смесей, смешанно-слоистых сростаний минералов и полиминеральных глинистых пород, обнаруживающие термические эффекты двух и трех минералов одновременно (рис. 96).

Характер кривых нагревания и положение главных термических эффектов глинистых минералов определяется в основном совершенством структуры и степенью дисперсности вещества. Так, например, у минералов группы каолинита эндотермический эффект проявляется тем выше, чем совершенней структура и крупнее кристаллы. Это в значительной мере справедливо и для других глинистых минералов. Наличие органического вещества деформирует кривые нагревания. Присутствие торфяного и бурогоугольного вещества отмечается экзотермическим эффектом — плавным выгибанием кривой нагревания в интервале $300\text{--}400^\circ\text{C}$, каменноугольное вещество отмечается таким же эффектом при $400\text{--}450^\circ\text{C}$ и т. д.

Наличие хотя бы небольшой примеси пирита (1—2%) дает четкий экзотермический эффект с максимумом при 410°C .

Карбонаты — простые и двойные соли угольной кислоты, среди которых широко развиты явления изоморфизма (безводные карбонаты). Кривые нагревания карбонатов характеризуются резко выраженным эндотермическим эффектом — следствием диссоциации минерала с выделением газовой фазы. Двойные соли обнаруживают два эндотермических эффекта, соответствующие двум компонентам соли. Минералы, представляющие собой изоморфные смеси, имеют один эндотермический эффект в интервале температур между эндотермическими эффектами крайних членов изоморфного ряда. Помимо эндотермического эффекта, железистые и марганцевые карбонаты обнаруживают экзотермический эффект окисления двухвалентных железа и марганца и эффект раскристаллизации — образования новой твердой фазы со структурой шпинели. Температуры диссоциации карбонатов таковы: кальцит — $920\text{--}940^\circ\text{C}$, доломит — $750\text{--}760^\circ\text{C}$ и $930\text{--}940^\circ\text{C}$, магнезит — $610\text{--}630^\circ\text{C}$, сидерит — $540\text{--}560^\circ\text{C}$, сидероплезит — $550\text{--}590^\circ\text{C}$, родохрозит — 600°C .

Экзотермический эффект окисления у сидерита происходит при $660\text{--}750^\circ\text{C}$, сидероплезита — $650\text{--}730^\circ\text{C}$, родохрозита — $950\text{--}960^\circ\text{C}$. Экзотермический эффект образования шпинели обнаруживается при температуре $800\text{--}900^\circ\text{C}$ (см. рис. 95).

Рентгеновский анализ. При облучении кристаллов рентгеновскими лучами наблюдается диффракция. Диффракцию рентгеновских лучей в кристаллах упрощенно можно рассматривать как отражение их от плоских сеток пространственной решетки. Отражение рентгеновских лучей происходит только в том случае, когда они усиливаются благодаря отражению от целого ряда па-

параллельных плоских сеток пространственной решетки, т. е. интерферируют. Условия интерференции характеризуются уравнением Брэгга-Вульфа:

$$\Delta = n\lambda = 2d \sin \theta,$$

где Δ — разность хода лучей, отраженных от двух соседних плоских сеток;

d — расстояние между плоскими сетками (межплоскостное расстояние);

θ — угол отражения, или угол отблеска;

λ — длина волны;

n — целое число.

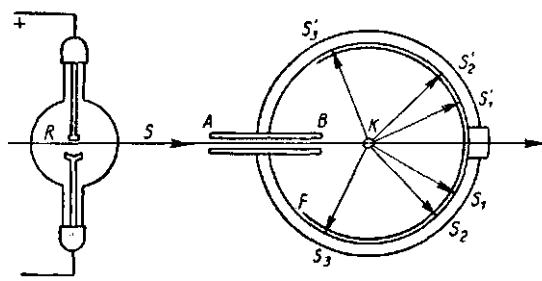


Рис. 97. Схема рентгеновской установки для метода порошка:

R — трубка, S — рентгеновский луч, S_n — дифракционные лучи, K — образец, $F_1 - F_2$ — фотоопленка, $A - B$ — коллиматор

Рентгеновские лучи отражаются от граней кристаллов — плоских сеток лишь при таких углах отблеска, синусы которых относятся как целые числа:

$$\sin \theta_1 : \sin \theta_2 : \sin \theta_3 = 1 : 2 : 3.$$

Первое отражение происходит при минимальном угле отблеска θ_1 , которому соответствует $\Delta = 1\lambda$. Это отражение называется отражением первого порядка. Второе отражение происходит при угле отблеска θ_2 , которому соответствует $\Delta = 2\lambda$ — отражение второго порядка и т. д.

С увеличением порядка отражения резко снижается интенсивность отражений:

$$I_1 : I_2 : I_3 : I_4 = 100 : 30 : 7 : 3 \dots$$

Облучая кристаллы рентгеновскими лучами и регистрируя каким-либо способом результаты, можно, используя формулу Брэгга-Вульфа, установить величину межплоскостного расстояния, рентгеновские данные позволяют также определять симметрию,

размеры элементарной ячейки и по этим данным определять минерал.

Источником рентгеновских лучей являются рентгеновские трубки, изготавливаемые из стекла или металла. Они бывают запаянные и разборные. В последнее время используют острофокусные трубки (разборные с высоким вакуумом — 10^{-4} рт. ст.), позволяющие анализировать минералы в течение 30—40 мин.

В трубке создается разряжение и пропускается ток высокого напряжения от 20 до 200 кВ. Раскаленная нить катода (подогревается отдельным источником тока) выделяет поток электронов, которые несутся с большой скоростью к аноду. На поверхности анода происходит торможение электронов и в результате возникают рентгеновские лучи. Анод трубки чаще всего изготавливают из железа, меди, хрома.

При незначительном напряжении, приложенном к полюсам трубки, возникают рентгеновские лучи разной длины волны, которые по аналогии с видимым светом называют белыми (сплошной спектр). При более значительных напряжениях на полюсах трубки, достаточных для ионизации атомов анода, получается линейчатый спектр или характеристическое излучение с определенной длиной волны, зависящей от материала анода.

Электроны с большой энергией выбивают из атомов вещества анода электрон с ближайшей к ядру орбиты (K -уровень). Выбитый электрон удаляется за пределы атома, а его место занимает электрон со следующей орбиты (L -уровень); при этом выделяется один квант рентгеновских лучей — K_α -излучение. Если место выбитого с уровня K -электрона займет электрон с орбиты M , выделяется квант рентгеновских лучей с меньшей длиной волны и меньшей интенсивностью — K_β -излучение.

В практике рентгеновского анализа используют K -излучение. Оно содержит несколько слабых линий и три сильных α_1 , α_2 и β_1 . Линии α_1 и α_2 обычно сливаются в одну, а β_1 -линия по интенсивности слабее примерно в пять раз. Обычно работают с неотфильтрованным излучением, в котором имеются линии $\alpha_1\beta$ и белые лучи. Реже на пути рентгеновских лучей устанавливают специальные фильтры, не пропускающие β -излучение и части белых лучей. Если необходим рентгеновский луч одной определенной длины волны, применяется метод отражения от кристаллов монокроматоров (кварц, слюда и др.).

От бомбардировки электронами анод трубки нагревается. Для охлаждения анод помещается в специальный металлический кожух, через который пропускается ток воды.

При исследовании минералого-петрографических объектов чаще всего применяется метод порошка (метод Дебая, рис. 97).

Для анализа образец тщательно растирается в агатовой ступке, из порошка прессуется столбик диаметром 0,5—1,0 мм, высотой 7—10 мм. Столбик обычно делают в капилляре, пригото-

ленном из нитроцеллюлозы, растворенной в ацетоне. Столбик при помощи пластилина укрепляют на препаратодержателе рентгеновской камеры и тщательно центрируют.

Рентгеновские камеры представляют собой закрытые металлические цилиндры с подвижным дном и двумя узкими отверстиями для входа и выхода лучей. Одно отверстие в виде трубки диаметром до 1 мм является диафрагмой или коллиматором, через который попадает узкий пучок лучей из трубки. Второе отверстие представляет собой ловушку (диаметр 2—3 мм) и снабжено флюоресцирующим экраном для фокусировки пучка лучей

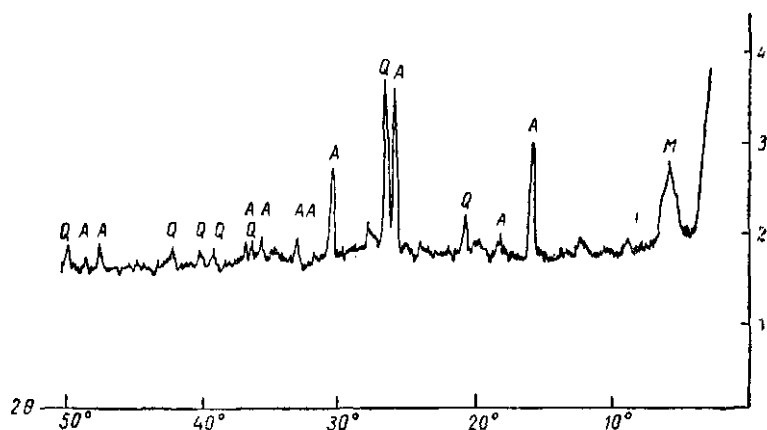


Рис. 98. Дифрактометрическая кривая смеси монтмориллонита (M), анальцима (A) и кварца (Q) (по Вернеру)

и проверки правильности установки во время работы. Для регистрации отраженных от образца лучей на стенку камеры специальными держателями укрепляется фотопленка.

В практике рентгеновского анализа применяются стандартные камеры РКД диаметром 57,4 мм. Эти камеры заводского изготовления имеют очень широкую ловушку (рассчитаны на большие углы отблеска) и требуют переделки. Реже употребляются камеры диаметром 80, 114 и 140 мм. Камеры большого диаметра имеют большее разрешение — (благодаря значительному расстоянию от образца до фотопленки фиксируются близкие и дублетные линии), но требуют слишком продолжительной экспозиции при съемке. Так, например, если экспозиция на камере 57,4 мм равна 7 ч, то на камере 114 мм она будет не менее 28—32 ч. Чтобы снизить продолжительность экспозиции на камерах большого диаметра, их изготавливают с лункообразными и секторными вырезами со стороны коллиматора.

Регистрация дифракционного спектра рентгеновских лучей от

исследуемого образца производится на фотопленке. Существуют и автоматические методы регистрации при помощи ионизационной камеры с самописцем (установка УРС-50И, дифрактометрическая рис. 98).

В порошковом образце содержится бесчисленное множество мельчайших кристалликов, ориентированных самым различным способом. Среди них всегда находятся такие кристаллики, которые располагаются по отношению к рентгеновскому лучу под углами Θ_1 , Θ_2 , Θ_3 и, следовательно, дадут отражение. Чтобы количество таких кристалликов было еще больше (больше случаев отражения), дно камеры с препаратодержателем и образцом во время съемки вращается при помощи моторчика Уоррена. В результате съемки получается порошковая рентгенограмма,

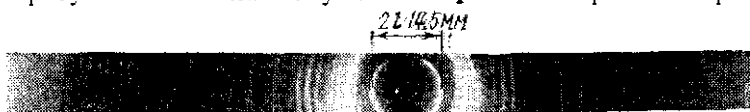


Рис. 99. Дебаегрaмма каолинита. Измеренное расстояние между двумя симметричными дужками 14,5 мм (2*l*). При Си-антикатоде оно отвечает углу $6^{\circ}05'$ и межплоскостному расстоянию 7,26кХ (первый базальный рефлекс)

или дебаегрaмма. Это — серия симметричных дужек, расположенных вокруг центрального пятна — следа от прямого пучка рентгеновских лучей, прошедших образец (место пятна занимает вырез пленки по размерам ловушки, рис. 99).

Тщательно измерив расстояние между симметричными дужками и определив их интенсивность, рассчитывают углы отблеска Θ по следующей формуле:

$$\theta = \frac{90}{\pi D} \cdot l,$$

где D — диаметр камеры;

l — половина расстояния между симметричными дужками. Зная углы отблеска по уравнению Брэгга-Вульфа, определяют межплоскостные расстояния:

$$d = \frac{\lambda}{2 \sin \theta}.$$

Для различных элементов анода имеются специальные таблицы с готовыми значениями d_{α} и d_{β}^* . Определение интенсивности рефлексов производится по десятибальной шкале. На рентгенограмме находят дужки с наибольшим почернением фотопленки и

* При определении бета-линий необходимо учитывать соотношение $I_{\alpha} : I_{\beta} = 1,1$ и что интенсивность бета-линий в 4—5 раз меньше интенсивности альфа-линий.

оценивают их интенсивность в 10 баллов и самые слабые дужки, интенсивность которых определяют в 1 балл, интенсивность всех остальных дужек оценивается визуально по сравнению с первыми и вторыми.

Определение минералов по данным дебаегграмм производится путем сравнения с дебаегграммами эталонных образцов.

Рентгеновский анализ обнаруживает присутствие большинства минералов в смесях (при содержании 2—3%). Он особо важен для диагностики глинистых минералов и определения минералогического состава глинистых пород. В связи с этим рассмотрим кратко структуру глинистых минералов и некоторые особенности применения рентгеновского анализа при их изучении.

Глинистые минералы имеют слоистую или слоисто-ленточную структуру. Отдельные слои образованы связанными между собой тетраэдрами и октаэдрами. В вершинах тетраэдров располагаются ионы кислорода, в центре — кремния (иногда алюминия в четвертой координации). В вершинах октаэдров располагаются ионы кислорода и гидроксила, в центре — алюминия, железа, магния (шестерная координация). Октаэдрические слои могут быть полностью заселены (триоктаэдрические) и частично — из каждых трех заселены два (диооктаэдрические). Эти слои образуют двухслойные (один слой тетраэдров и один слой октаэдров) и трехслойные (два слоя тетраэдров с заключенным между ними слоем октаэдров) пакеты. Связь между слоями осуществляется через кислород и гидроксил, являющиеся общими вершинами тетраэдров и октаэдров.

Пространственная решетка каолинита представляет собой набор двухслойных пакетов толщиной (межплоскостное расстояние) 7,1—7,2 Å. Базальные отражения 00l первого порядка 7,1—7,2, второго — 3,55—3,60, четвертого — 1,775—1,800.

У гидрослюда решетка состоит из набора трехслойных пакетов толщиной 10,0—10,2 Å. Базальные отражения 00l первого порядка 10,0—10,2, второго — 5,0—5,1, четвертого — 2,50—2,55.

Пространственная решетка монтмориллонита образована трехслойными пакетами, между которыми заключены слои воды и обменных катионов. Содержание последних может сильно изменяться, поэтому и межплоскостное расстояние у монтмориллонита изменяется в широких пределах — от 9,6—10,01 Å при отсутствии воды и обменных катионов до 20 Å и более при высоком содержании воды и обменных катионов (среднее значение при нормальной влажности примерно равно 14,0—15,0 Å).

Базальные отражения 00l имеют большое значение для изучения и диагностики глинистых минералов. Однако известно, что базальные отражения 00l первого и второго порядка каолинита

совпадают с отражениями второго и четвертого порядка хлорита, отражения первого порядка хлорита совпадает с отражением первого порядка монтмориллонита ($14,0 \text{ \AA}$) и отражение первого порядка гидрослюда совпадает с отражением первого порядка монтмориллонита. Для уверенной диагностики минералов рентгеновским методом необходимо получать порошковые рентгенограммы не только от естественных образцов, но и от образцов, обработанных тем или иным способом.

Для отличия каолинита от хлорита кроме дебаеграммы естественного образца необходима дебаеграмма образца, нагретого в течение 30—60 мин до $600\text{--}650^\circ \text{C}$. Каолинит при этой температуре аморфизуется и линии его на дебаеграмме исчезают, линии же хлорита сохраняются и приобретают особую четкость ($14,0 \text{ \AA}$). Известно также, что многие хлориты легко растворяются в разбавленной соляной кислоте при слабом подогревании. Дебаеграммы образцов, обработанных соляной кислотой, будут лишены линий хлорита, в то время как линии каолинита сохранятся.

Для отличия гидрослюда от монтмориллонита, кроме дебаеграммы естественного образца, снимается дебаеграмма образца, обработанного этилен-гликолем или глицерином, и образца, нагретого до $500\text{--}600^\circ \text{C}$. У монтмориллонита, обработанного органическими жидкостями, базальное отражение первого порядка $00l$ увеличивается до $17\text{--}20 \text{ \AA}$, увеличиваются также отражения более высоких порядков. Линии гидрослюда сохраняют свое значение или изменяются весьма незначительно. В образцах монтмориллонита, нагретых до $500\text{--}600^\circ \text{C}$, наблюдается уменьшение межплоскостных расстояний, в то время как у гидрослюда они сохраняют прежнее значение (базальное отражение $00l$ первого порядка у монтмориллонита принимает минимальное значение $9,6\text{--}10,0 \text{ \AA}$).

Для отличия хлорита от монтмориллонита необходима дебаеграмма естественного образца и образцов, обработанных органическими жидкостями и прогретых. Монтмориллонит, обработанный органическими жидкостями, обнаруживает значительное увеличение межплоскостных расстояний до $17\text{--}20 \text{ \AA}$, в то время как большинство хлоритов обладают неразбухающей решеткой, поэтому несмотря на обработку их линии на дебаеграммах сохраняют прежние значения.

Однако некоторые хлориты, обработанные глицерином, обнаруживают заметное разбухание, и межплоскостное расстояние у них увеличивается до $17 \text{ \AA}$. В этом случае вопрос о принадлежности минерала к группе хлорита или монтмориллонита можно разрешить анализом дебаеграммы образца, нагретого до темпе-

ратуры 500—600° С. У хлорита, обработанного таким способом, проявляется отражение с межплоскостным расстоянием $14 \text{ \AA}$, у монтмориллонита — $10 \text{ \AA}$.

В связи с важностью выявления базальных рефлексов 001 при изучении глинистых минералов полезно также снимать текстурированные или ориентированные образцы. Известно, что наиболее развитой поверхностью у чешуек глинистых минералов является плоскость (001) — (третий пинаконд), на которую они обычно ложатся при осаждении из суспензий. Ориентированные препараты готовятся осаждением из суспензий на какую-нибудь пластинку (стеклянную или другую). Осажденный слой глинистых частиц толщиной до 1 мм затем снимается или вместе с пластинкой помещается в рентгеновскую камеру.

Таким образом, для диагностики глинистых минералов методом порошковых рентгенограмм необходимо производить съемку естественного образца, образца, обработанного органическими жидкостями, образца, предварительно прогретого в электрической печи, и ориентированного препарата.

Наряду с обычными глинистыми минералами существуют, как уже говорилось, более сложные образования — смешанно-слоистые сростки минералов. Пространственная решетка таких сростков состоит из пакетов, принадлежащих различным минералам: монтмориллониту и хлориту ($d=28 \text{ \AA}$), гидрослюде и каолиниту ($d=17 \text{ \AA}$), монтмориллониту и каолиниту ($d=21—23 \text{ \AA}$) и др. Эти минеральные образования представляют собой своеобразные «гибриды» и рядом ученых рассматриваются как эпитактические сростания. В изучении их особо большое значение имеет рентгеновский анализ — единственный метод, позволяющий выявлять эти сростки.

При изучении смешанно-слоистых сростков производится съемка естественных и обработанных образцов на обычных камерах и камерах большого диаметра.

В заключение необходимо отметить, что в настоящее время для целей структурного анализа наряду с рентгенографией применяется электронография, которая отличается от первой тем, что вместо рентгеновских лучей используется поток электронов и вместо дифракции рентгеновских лучей при прохождении их через кристаллы — дифракцию электронов.

Электронографические исследования производятся на специальных приборах — электронографах и на электронных микроскопах, снабженных специальными электронографическими насадками.

Электронная микроскопия. Современные электронные микроскопы имеют разрешающую способность от 100 до $10^5 \text{ \AA}$ и увеличение от 1 500—2 000 до 100 000—200 000. В электронном микро-

скопе в отличие от обычного вместо стеклянных линз применяются электромагнитные или электростатические линзы — магниты или электромагниты и вместо лучей видимого света — поток электронов. Для получения потока электронов используется высокое напряжение (50—100 *kv*), а в колонне-тубусе микроскопа поддерживается высокий вакуум (10^{-4} *рт. ст.*), необходимый для беспрепятственного прохождения электронного пучка.

Изображение объекта исследования на электронном микроскопе нельзя непосредственно видеть глазом. Для того чтобы оно стало видимо, применяется специальный флюоресцирующий экран или фотографические снимки. Электронный микроскоп дает возможность исследовать объекты на просвет — прохождение электронов и на отражение. Изучение минералого-петрографических объектов производится главным образом на просвет (рис. 100 и 101).

Исследование минералов и горных пород при помощи электронного микроскопа производится прямым путем — изучением тонких частиц диаметром менее 0,001 *мм*, взятых из специально приготовленных суспензий, и косвенным — изучением отпечатков-реплик с отдельных частиц и естественного скола поверхности минерала или породы.

Диспергирование образцов. Для получения суспензии образец необходимо диспергировать. Лучшим способом диспергирования является обработка ультразвуком, которая приводит к расщеплению минеральных агрегатов по поверхностям сочленения зерен или кристаллов и отдельных минералов по трещинам спайности и не нарушает формы кристаллов.

Для диспергирования плотных пород (песчаников, кварцитов и др.) применяется ультразвук низкой частоты (20—30 *кГц*), для диспергирования глинистых суспензий и мягких пород необходим ультразвук высокой частоты (300—1000 *кГц*) при сравнительно небольшой мощности излучения (3—10 *вт/см²*). Образцы пород предварительно измельчаются механически до зерен размера 0,5—5 *мм* или готовится суспензия глинистых частиц обычным способом. Затем частицы или суспензия помещаются в небольшой химический стаканчик с дистиллированной водой и вносятся в поле ультразвука на 3—5 *мин* (однократно или два три раза с перерывами).

Если в лаборатории отсутствует генератор ультразвука, диспергирование производится различными механическими методами. Плотные и сцементированные образцы измельчаются растиранием в ступке. Лучше применять «мокрое» растирание. При сухом растирании сильно нарушается форма частиц. Мягкие, легко распадающиеся образцы можно диспергировать вручную в фарфоровой чашке и затем многократным взбалтыванием в сосудах с дистиллированной водой.

Приготовление препаратов из суспензий.

Подложкой для частиц из суспензий служат тончайшие органические пленки (коллодиевые и др.): одну каплю 1—2-процентного раствора коллодия в амил-ацетате наносят на поверхность воды в чашке Петри или кристаллизаторе (диаметр чашки 50 мм);

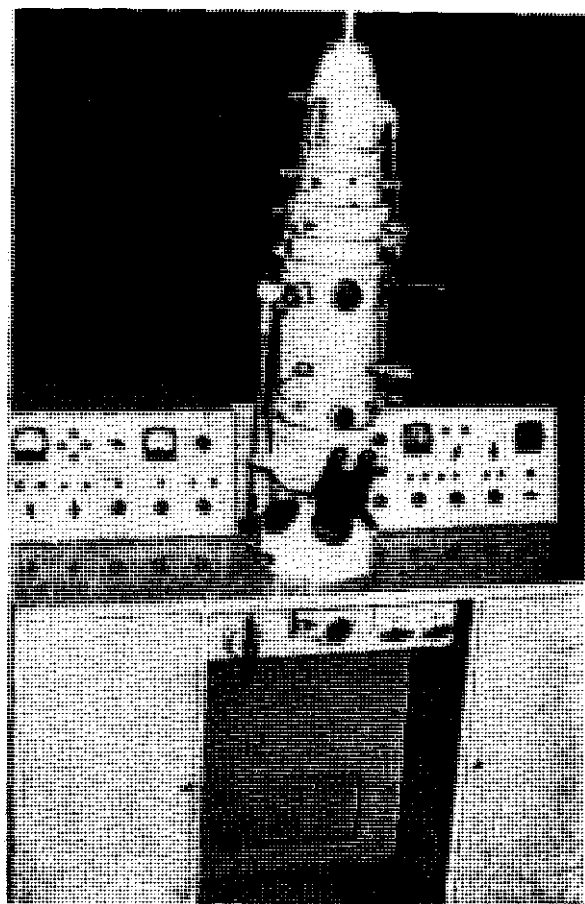


Рис. 100. Общий вид электронного микроскопа

растворитель быстро испаряется и на воде образуется тончайшая коллодиевая пленка, которую при помощи иглы и пинцета разрезают на кусочки; кусочки пленки вылавливают, наносят на них каплю суспензии, подсушивают и монтируют на сеточку препаратодержателя. Пленки должны быть очень тонкие, в противном случае от бомбардировки электронами они обугливаются. В ка-

честве подложки применяют также угольные пленки, полученные распылением угля в вакууме и нанесенные на стекло или стекло, покрытое слоем коллодия.

Приготовленные таким способом препараты рассматривают в

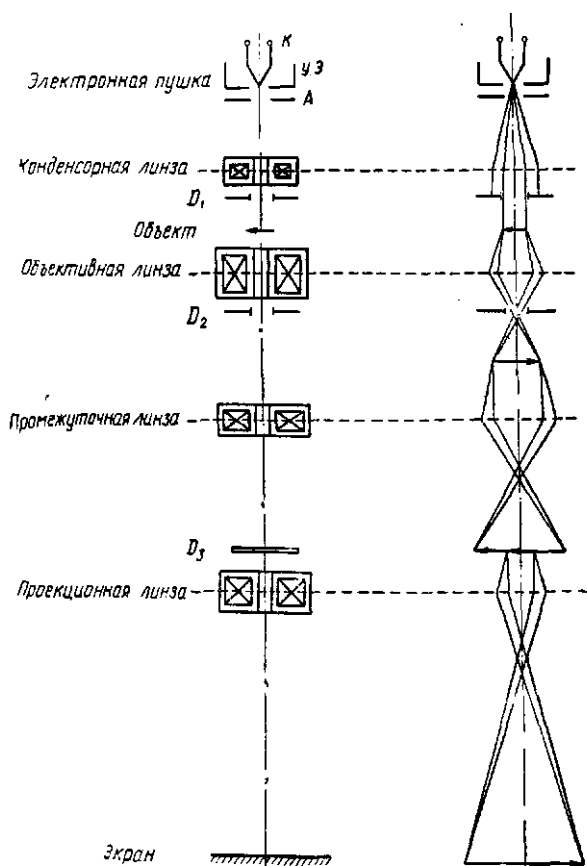


Рис. 101. Схема хода лучей в электронном микроскопе.

D_1 , D_2 , D_3 — диафрагмы

электронном микроскопе, наиболее удачные участки фотографируют (рис. 102).

Приготовление реплик с отдельных частиц. Реплики бывают одноступенчатые (негативные) и двуступенчатые (позитивные). По составу используемого материала различают реплики из пластика (формвар, коллодий и др.), металлов (алюминий, серебро, платина), угля и кварца. По способу нанесения — реплики, получаемые за счет окисления поверхности

образца, реплики, получаемые за счет нанесения раствора пластика, и реплики, получаемые напылением в вакууме.

Ниже описывается способ приготовления угольных реплик, наиболее распространенных. Они аморфны, химически инертны, устойчивы и прозрачны в электронном пучке.

Из образца готовится суспензия на ацетоне. Капля суспензии наносится на пластинку каменной соли и просушивается в вертикальном положении. Затем пластинку помещают в вакуум и на ее поверхность под углом $40-60^\circ$ напыляется уголь. Для этого

применяют спектральные угольные стержни в пламени вольтовой дуги в течении долей секунды. Далее пластинку соли с пленкой наверху опускают под острым углом (10°) в дистиллированную воду. При этом пленка отслаивается и всплывает.

Отслоившуюся пленку промывают водой и обрабатывают кислотой для растворения частиц (известковые породы — соляной кислотой, силикатные — плавиковой). Затем пленку промывают дистиллированной водой и высушивают. Приготовленную таким способом пленку монтируют на сеточку препаратодержателя и просматривают в электронном микроскопе. Так как при напылении в вакууме угольная пленка образуется по всей поверхности частиц, такие реплики называются обволаки-



Рис. 102. Каолинит и смешанно-слойная фаза из гриасовых глин Донбасса (снимок частиц из суспензии на просвет, увеличение 15 000)

вающими. Снимки частиц каолинита и метагаллуазита, сделанные методом угольных обволакивающих реплик, см. на рис. 103 и 104, кокколитофорид из мела — на рис. 105.

Приготовление реплик со скола. Метод изучения реплик со скола минералов и пород является значительным достижением электронной микроскопии в применении к петрографическим объектам. Этот метод дает возможность не только наблюдать форму отдельных частиц, но и судить о способе сочленения частиц в минеральном агрегате, позволяет изучать форму и структуру различных ультрамикроскопических организмов.

Для приготовления реплик кусочек образца разбивается, чтобы получить свежий излом. Пылеватые частицы с поверхности излома сдуваются или удаляются каким-либо другим способом.

Образец укрепляется на пластилине и помещается в вакууме, где напыляется угольная пленка. Для контрастирования напыление производится под углом $20-40^\circ$. Затем образец помещают в рас-

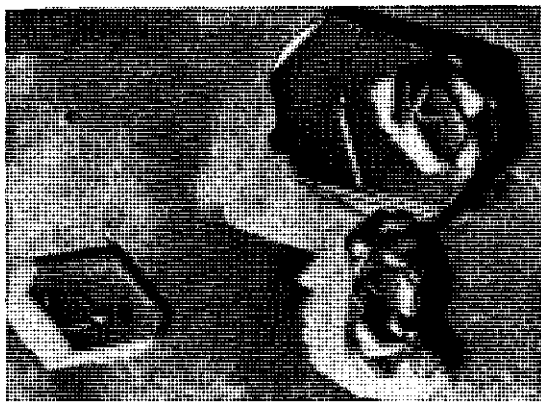


Рис. 103. Каолинит из месторождения Мад, обволакивающая угольная реплика (по Грицаенко и др.)



Рис. 104. Метагалдуазит (обволакивающая угольная реплика, по Грицаенко и др.)

творитель, где он растворяется, а пленка вылавливается, промывается дистиллированной водой, сушится.

Приготовление двухступенчатых реплик осуществляется следующим образом. С рентгеновской пленки горячей водой смывают эмульсию. Из пленки нарезают квадратики со сторонами $5-10$ мм. Один квадратик опускают на $2-3$ мин в ацетон, другой — кладут на предметное стекло. Размягченный квадратик вынимают из ацетона и укладывают на сухой, на влажную по-

верхность накладывают образец и придавливают его грузом в 50—100 г. Через 2—5 ч пленка высохнет и легко отделится от образца. Затем на пленку с отпечатком поверхности образца наносится угольная пленка в вакууме с предварительным оттенением металлом или без такового. Эта двухступенчатая реплика



Рис. 105. Кокколитофориды из копьянского мела долины р. Северный Донец (обволакивающая угольная реплика, увеличение 10 000, по Шуменко)



Рис. 106. Кокколитофориды из туронского мела. Там же (обволакивающая угольная реплика, увеличение 6000, по Шуменко)



Рис. 107. Кокколитофориды из туронского мела. Там же (обволакивающая угольная реплика, увеличение 10 000, по Шуменко)



Рис. 108. Кокколитофориды из туронского мела. Там же (обволакивающая угольная реплика, увеличение 6000, по Шуменко)

опускается в ацетон, рентгеновская пленка растворяется, угольная пленка вылавливается, промывается, сушится и монтируется на сеточке препаратодержателя. Снимки со скола мела показаны на рис. 110.

Исследование при помощи электронного микроскопа позволяет судить о минералах по их форме и строению. Однако многие минералы благодаря условиям образования или методу подготовки (растиранию) препарата не обнаруживают правильной

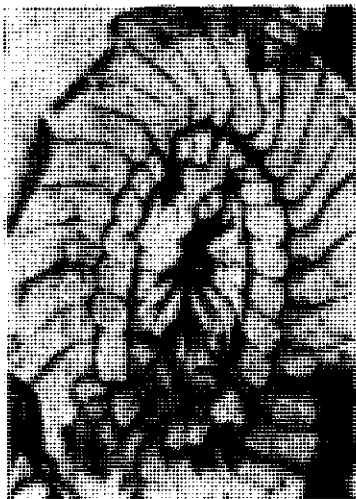


Рис. 109. Кокколитофориды из коньякского мела. Там же (обволакивающая угольная реплика, увеличение 10 000, по Шуменко)



Рис. 110. Перекристаллизованный мел. Там же (реплика со скола двухступенчатая целлюлозно-угольная, увеличение 5000, по Шуменко)

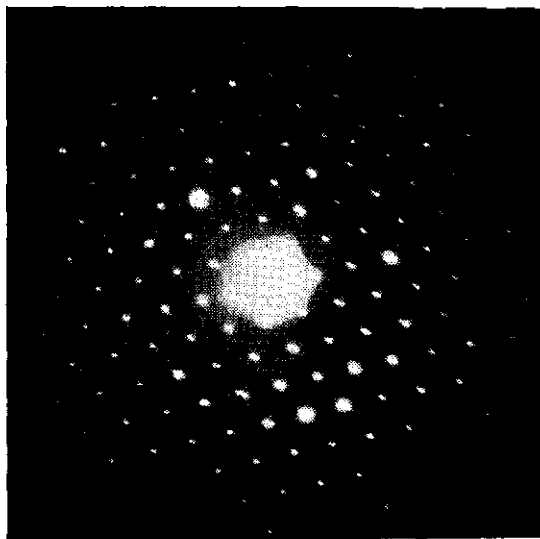


Рис. 111. Микродифракция от кристалла диккита из Крыма

кристаллографической формы. В этом случае трудно или невозможно судить о минерале. Этот недостаток электронной микроскопии в настоящее время устраняется благодаря применению микродифракции.

В современных электронных микроскопах возможно получать дифракцию электронов от отдельных частиц (микродифракция). Дифракционная картина дает представление о структуре минерала, следовательно, дает возможность определить минерал (рис. 111).

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ И МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЮ

Породообразующие минералы

Оксиды и гидроксиды кремния. Кварц является наиболее распространенным минералом осадочных пород.

Морфология кварцевых зерен и агрегатов весьма разнообразна: кварц встречается в виде угловатых, угловато-окатанных и окатанных зерен (аллотигенный), в виде зернистых, радиально-лучистых агрегатов, в виде идеально правильных кристаллов, каемок нарастания на обломочных зернах, псевдоморфоз по древесине (аутигенный) и т. п.

Среди зерен обломочного кварца установлено восемь типов (рис. 112): непрозрачные, полупрозрачные, прозрачные без включений, с игольчатыми включениями, с изометрическими включениями, трещиноватые, регенерированные и опалесцирующие (Леммлейн и Князев).

Тип кварца определяется в жидкости с показателем преломления $\sim 1,550$ при помощи бинокуляра или обычного поляризационного микроскопа в отраженном свете.

Оптические свойства кварца даны в табл. 68. Кварц из метаморфических пород, как правило, отличается «волнистым» или «облачным» погасанием. В кварцевых зернах гидротермального генезиса обычны различные газообразные, жидкие и твердые включения.

Кварцы и халцедон встречаются в виде волокнистых и радиально-лучистых агрегатов, каемок на обломочных зернах (цементирующие вещества), псевдоморфоз по другим минералам и органическим остаткам.

Опал составляет скелеты кремневых организмов (спикулы губок, диатомей, радиолярий и т. д.), выполняет поры и пустоты (цемент); часто встречается в виде мельчайших шариков.

Оксиды и гидроксиды алюминия, железа и марганца. Минералы этих трех групп довольно широко распространены в большинстве типов осадочных пород, но встречаются, как правило, в ничтожных количествах и только в железистых, глиноземистых и марганцевых породах обнаруживают высокие концентрации.

Преимущественно это аутигенные, значительно реже аллотигенные минералы осадочных пород.

Диагностика их затруднена из-за небольших размеров зерен, а также вследствие очень высоких показателей преломления (гематит, гетит, манганит) и непрозрачности (минералы марганца

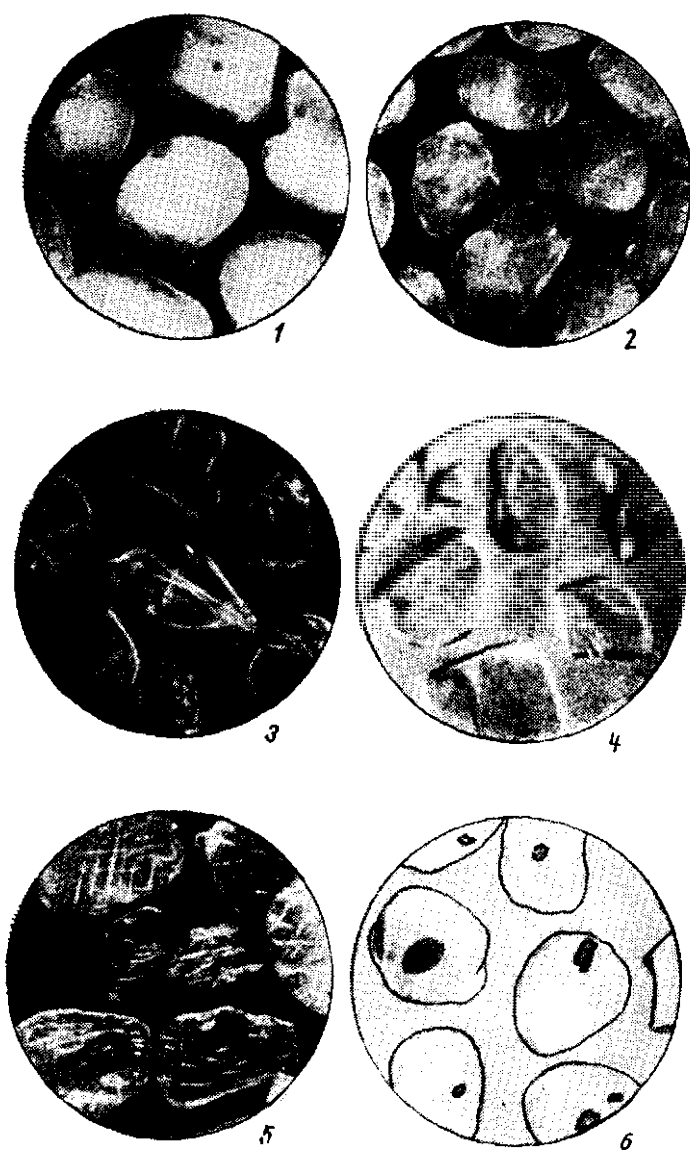


Рис. 112. Тилы кварцевых зерен:

1 — непрозрачный, 2 — полупрозрачный, 3 — трещиноватый, 4 — кварц без включений, 5 — кварц с игольчатыми включениями, 6 — кварц с изометрическими включениями (увеличение 20, снято в глицерине, по Леммлейну и Князеву)

Оксиды и гидроксиды кремния

Свойства	Минералы			
	кварц	кварцины	халцедон	опал
<i>Ng</i>	1,544 (<i>No</i>)	1,540—1,544	1,533—1,539*	Изотропен, показатель преломления от 1,400 до 1,460—1,480 чаще 1,43—1,45, редко до 1,490 при 3,5% H ₂ O $n=1,459$ при 8,9% H ₂ O $n=1,446$
<i>Nm</i>		1,535—1,537		
<i>Np</i>	1,553 (<i>Ne</i>)	1,530—1,534	1,530	
<i>Ng - Np</i>	0,009	0,007—0,010	0,010	
	Одноосный положительный, редко двуосный	60—87°	Одноосный, редко двуосный	
Погасание	2E ± 12°—24°			
Удлинение	Прямое	Прямое	Прямое	
Цвет	Положительное Бесцветный	Положительное Бесцветный	Отрицательное Бесцветный или окрашен в различные цвета	Бесцветный, желтый, бурый, зеленый, черный
Удельный вес	2,66	2,60—2,61	2,55—2,63	1,9—2,5
Твердость	7	7	6	5—5,5
Спайность	Нет или несовершенная по {011}	Нет	Нет	Нет
Состав	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂ ·nH ₂ O; содержание H ₂ O до 34%
Сингония	α-кварц тригональный, β-кварц гексагональный			Аморфный (аморфная SiO ₂ + α-кварц или α-кристобалит)

* Показатели преломления халцедона даны по Винчеллу. Наш опыт работы показывает, что они часто близки к показателю преломления кварца.

Оксиды и гидроксиды

Минерал	Гидрагиллит (гипсбит)	Диаспор	Бемит	Гематит	Гетит
Свойства					
<i>Ng</i>	1,580—1,595	1,750	1,651—1,661	3,220 (<i>No</i>)	2,35—2,40
<i>Nm</i>	1,554—1,581	1,722	1,645—1,646		2,35—2,39
<i>Np</i>	1,544—1,567	1,702	1,638—1,646	2,940 (<i>Ne</i>)	2,21—2,26
<i>Ng — Np</i>	0,015—0,030	0,048	0,013—0,015	0,280	0,140
<i>2V</i>	(—) 0—20°	(+) 84°	(—) 0, —80°	Одноосный отрицатель- ный	Небольшой отрицатель- ный
Погасание	Косое с <i>Ng</i> =21°	Прямое <i>Ng</i> = <i>a</i>	Прямое <i>Ng</i> = <i>b</i>		Плеохроичен в жел- то-оранже- вых тонах
Плеохроизм	Нет	Нет	Нет	В срезе (0001)	—
Удлинение	Положи- тельное и отрица- тельное	Отрица- тельное	Отрица- тельное	Положи- тельное	
Цвет	Белый, се- рый, крас- новатый, зеленова- тый, в шли- фе бесцвет- ный	Белый, жел- товатый, зеленова- тый, в шли- фе бесцвет- ный	Белый, желтый	Красный, красно- бурый	Темно- бурый, желто- бурый
Удельный вес	2,3—2,4	3,3—3,5	3,0	4,9—5,3	4,0—4,5
Твердость	3	6—7	3,5—4	5,5—6,5	4,5—5,5
Спайность	Совершен- ная по (001)	Совершен- ная по (010)	Совершен- ная по (010)	Отдель- ность по (0001) и (10 $\bar{1}$ 1)	Совершен- ная по (010)
Состав	Al(OH) ₃	AlO(OH)	AlO(OH)	Fe ₂ O ₃	HFeO ₂
Сингония	Моноклин- ная	Ромбиче- ская	Ромбиче- ская	Гексаго- нальная	Ромбиче- ская

алюминия, железа и марганца

Лепидокрокит	Лимонит	Пиrolюзит	Манганит	Псиломеланвал
2,51 2,20 1,94 0,570 (—) 83° Прямое $Np=a$, $Nm=c$ Ng — буро- желтый, Nm — оран- жево-жел- тый, Np — жел- тый, бес- цветный Кроваво- красный	Изотропен $n=2,05$, непрозрачен, в отраженном свете ржаво- коричневый, в тонких зер- нах просве- чивает желто- бурым цветом	Анизотропен (реже изот- ропен), не- прозрачен в отраженном свете, сталь- но-серый, пурпурно- серый с по- луметалличес- ким блеском	2,53 2,24 2,24 0,29 В отраженном свете серо- бурый, непро- зрачен, в тон- ких зернах просвечивает	Изотропен, в отраженном свете серо- белый, крас- но-бурые внутренние рефлексы
	Темно-бурый, желто-бурый	Черный	Черный блеск полуметаллический	Черный, буро- вато-черный
4,09	3,3—4,0	4,7—5,0	4,2—4,33	4,4—4,7
5	1—4	5—6 до 2 (землистые массы)	3—4	4—6
Совершенная по (010), менее совершенная по (100) и (001) $FeOOH$	Нет	Совершенная (по 110)	Совершенная по (010)	Нет
Ромбическая	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ Аморфный	MnO_2 Квадратная	MnO_2 $Mn(OH)_2$ Моноклинная	$m MnO \cdot MnO_2$ $n H_2O$ Аморфный

и железа). Под микроскопом определение их ведется в отраженном свете по цвету, блеску, форме и реакциям с различными реактивами.

Гидроокислы алюминия сравнительно легко определяются кристаллооптическим методом, если они не загрязнены железом. Для надежного определения необходимы кроме кристаллографического химический, термический и другие анализы.

Основные физические свойства приведены в табл. 69.

Полевые шпаты. Полевые шпаты характеризуются низким двупреломлением, низкими показателями преломления, косым угасанием, а также почти постоянным наличием двойников (плагиоклаз, микроклин). Главным образом это аллотигенные минералы и встречаются в виде угловатых и угловато-окатанных зерен, бесцветные или серовато-буроватые. Хорошо окатанные зерна сравнительно редки из-за наличия совершенной спайности.

Наибольшим распространением пользуются кислые плагиоклазы и щелочные полевые шпаты.

Наряду с обломочными довольно часто встречаются и аутигенные полевые шпаты (в песчаниках, известняках). Они представляют собой каемки нарастания на обломочных зернах и кристаллы правильной формы. В настоящее время установлено, что среди аутигенных полевых шпатов встречаются почти все разновидности полевых шпатов.

Определение полевых шпатов в шлифе основано на различии светопреломления, оптическом знаке и углах погасания.

Кристаллы с $n < n_{KB}$ * относятся к ряду калиевых полевых шпатов (—) и кислым плагиоклазам — альбиту и олигоклазу, примерно до № 10 (+). Минералы с $n > n_{KB}$ относятся к ряду плагиоклазов от № 10 и выше: олигоклаз № 10—17 (+), олигоклаз и андезин (—), андезин и лабрадор (+), битовнит, анортит (—). Плагиоклазы определяются различными методами, из которых следует упомянуть метод определения максимального угла симметричного угасания в разрезах $\perp (010)$ и определение плагиоклазов по показателям преломления.

При определении максимального угла симметричного угасания в разрезе $\perp (010)$ находят разрезы с резко выраженными полисинтетическими двойниками по (010). Они должны удовлетворять следующим условиям.

1. Границы двойников четкие, при подъеме и опускании тубуса не смещаются.

2. Двойниковая структура исчезает, если двойниковый шов (след плоскости (010) ориентирован $\parallel$ нитям окуляра).

3. Если след плоскости (010) повернуть на 45° относительно нити окуляра, двойниковая структура также исчезнет.

Затем измеряют угол погасания одной системы двойников и

* КБ — канадский бальзам.

другой. Углы должны быть равны; если они отличаются на $2-3^\circ$, берут среднее из двух отсчетов. Если углы не симметричны, разыскивают другое зерно.

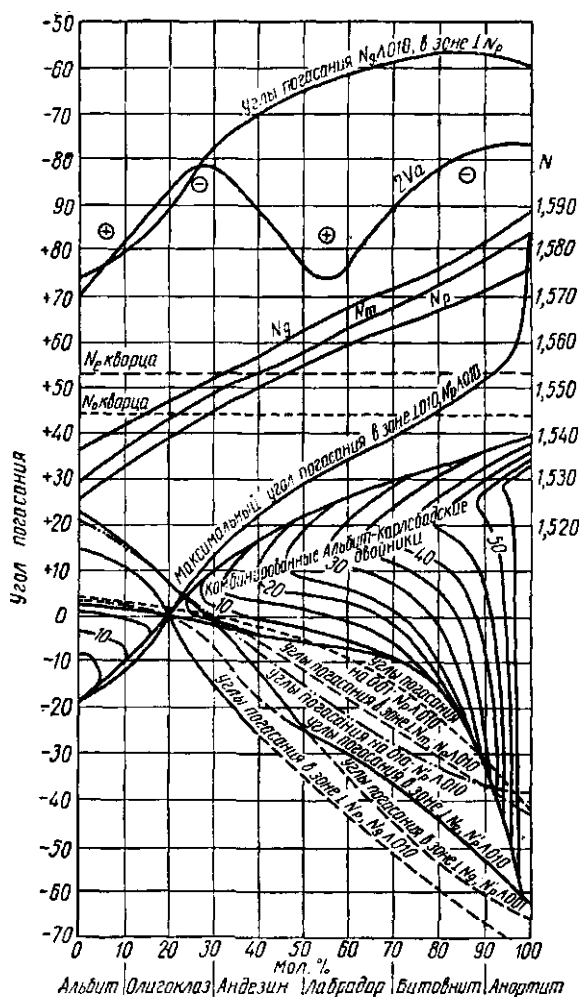
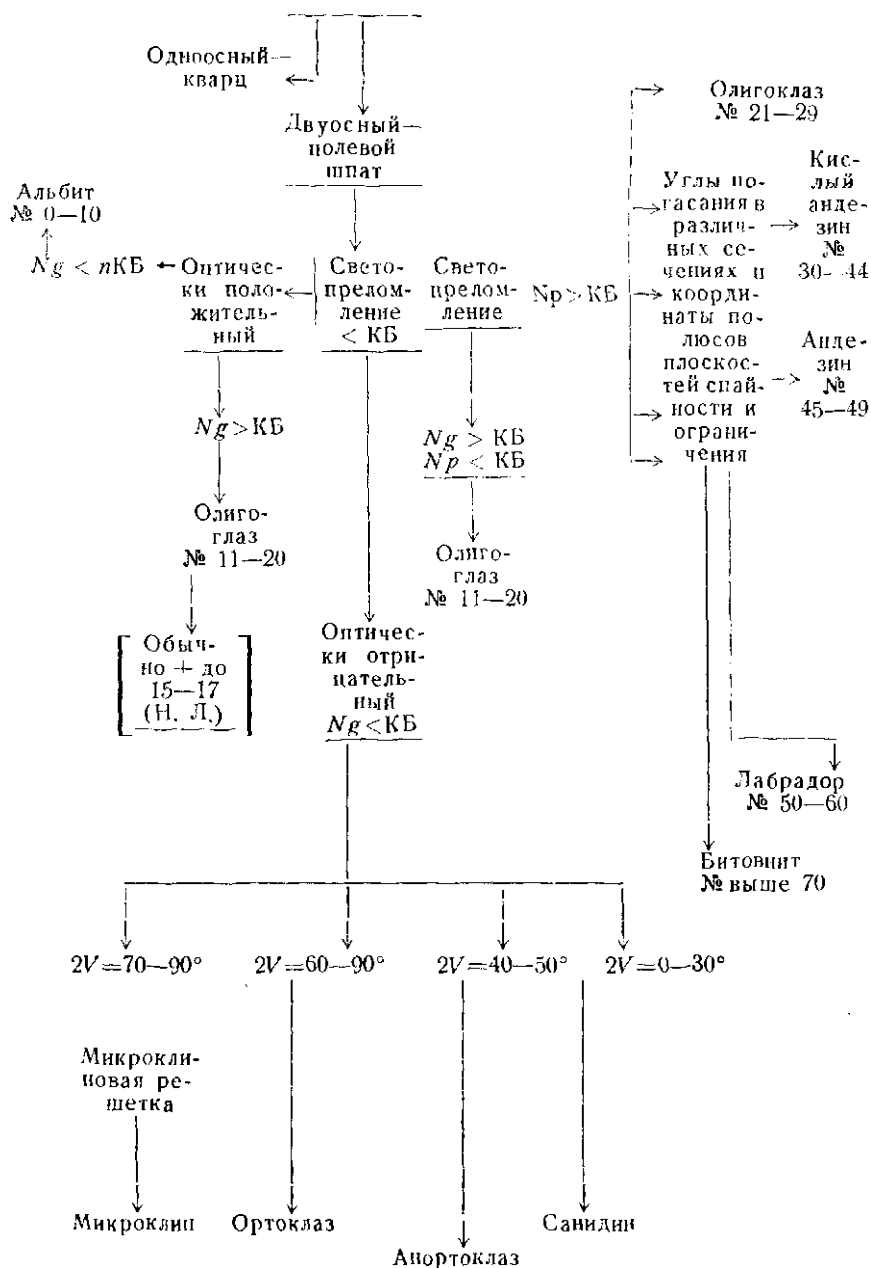


Рис. 113. Оптические константы плагиоклазов

Измеренные углы отрицательные, если показатель преломления зерна $n < n$ КБ или видны трещины спайности по (010) и (100) и Np лежит в тупом углу. Измеренные углы будут положительными, если n зерна $> n$ КБ или когда видна спайность по (010) и (100) и Np лежит в остром углу.

Схема определения полевых шпатов
(по Шутову, 1957)



Номера плагиоклаза определяются по диаграмме (рис. 113). Калиевые полевые шпаты имеют отрицательный оптический знак и низкое светопреломление (обычно ниже 1,530).

Анартоклаз и санидин отличаются от ортоклаза и микроклина величиной угла оптических осей, что можно установить в разрезах, перпендикулярных оптической оси или острой биссектрисе. Микроклин отличается «микроклиновой» решеткой, обусловленной развитием полисинтетических двойников по двум взаимно перпендикулярным направлениям, и косым погасанием и только относительно спайности по (010) угол угасания его около 5° . Если микроклин не имеет характерной решетки, то отличить его от ортоклаза без применения точных методов невозможно.

Некоторые наводящие указания при определении полевых шпатов дают наблюдения над вторичным изменением минералов. Кислые и средние плагиоклазы обычно в той или иной степени серицитизированы и каолинизированы. Основные плагиоклазы помимо серицита содержат другие продукты изменения — эпидот, цоизит, кальцит и каолинит. Щелочные полевые шпаты при выветривании мутнеют — каолинизируются (каолинит и галлуазит), ортоклаз обычно (иногда микроклин) покрывается буровой корочкой — налетом, содержащим окислы железа.

Все изложенное может быть с успехом применено для определения полевых шпатов в иммерсии. Определение в иммерсии начинается с определения светопреломления, затем осности и знака, далее угла погасания в ориентированных разрезах (см. схему стр. 368).

Точным методом определения плагиооклазов в иммерсии является определение их показателей преломления в случайных разрезах (Ng' и Np') и в изотропных сечениях (Nm). В. Б. Татарский утверждает, что точность этого метода превосходит Федоровский. Существует следующее неравенство:

$$Ng > Ng' > Nm > Np' > Np.$$

Если измерить показатели преломления в случайных сечениях, то по диаграмме изменения показателей преломления плагиооклазов номера плагиооклазов определяются с точностью $\pm 5\%$.

Если измерить показатель преломления плагиооклаза в изотропном сечении, точность определения будет выше (табл. 70, рис. 113).

Слюды. Слюды имеют высокие показатели преломления и высокое двупреломление, отрицательный знак и небольшой угол оптических осей, весьма совершенную пинакоидальную спайность, положительное удлинение и прямое погасание, относительно этой спайности.

Бесцветные слюды обладают хорошо выраженной псевдоабсорбцией; железистые слюды окрашены в коричневые (редко зеленые) и красноватые тона и резко плеохроичны (табл. 71).

Полевые шпаты

Минералы	Альбит № 0	Альбит № 5	Олигоклаз № 15	Олигоклаз № 25	Андезин № 35	Андезин № 45	Лабрадор № 55	Битовант № 75	Анортит № 95	Микроклин	Ортоклаз	Санидин	Анортоклаз	Цельсиан
Константы														
<i>Ng</i>	1,536	1,539	1,544	1,549	1,554	1,560	1,565	1,574	1,585	1,529	1,526	1,525 — 1,530	1,530	1,594
<i>Nm</i>	1,529	1,532	1,540	1,546	1,551	1,556	1,560	1,572	1,580	1,526	1,523	—	1,529	1,588
<i>Np</i>	1,525	1,529	1,536	1,542	1,547	1,553	1,557	1,565	1,573	1,522	1,519	1,520	1,523	1,583
<i>Ng-Np</i>	0,017	0,010	0,008	0,007	0,007	0,007	0,008	0,009	0,012	0,007	0,007	0,005 — 0,003	0,007	0,010
2 <i>V</i>	(+ 171°	(+ 76°	(+ 84°	(- 82°	(- 85°	(+ 88°	(+ 75	(- 86	(-) 47	(-) 83	(-) 70	(-) 20	(-) 82—54	(+) 86
Дисперсия	$r < V$	$r < V$	$r > V$	$r > V$	$r > V$	$r > V$	$r > V$	$r < V$	$r < V$	$r > V$	$r > V$	$r > V$ $r < V$	$r > V$	?
Углы погаса- ния:														
Зона $\perp$ (010)	-20°	-15°	-8°	-7°	+17°	+25°	+31°	+42°	+53°	+19°	0°	0°	+2°	0°
$\perp Ng$	+2 — +21°	+21°	+12°	+3°	-1°	-19°	-30°	-40°	-62°	+10°	5°	0°	+9°	0°
$\perp Nm$	+1°	0°	+1°	0°	-1°	-4°	-18°	-28°	-40°	+15°	0°	+5°	+1 — 4°	0°
$\perp Np$	+74°	+75°	+84°	+84°	+73°	+73°	+63°	+58°	+58°	89°	90°	90°	89°	0°
Na (001) в <i>Np'</i>	+4°	+2°	+2°	+1°	-2°	-4°	-8°	-27°	-35°	+10 — 15°	0°	0°	+2°	0°
Na (010) с <i>Np'</i>	+20°	+18°	+12°	+4°	-4°	-12°	-18°	-31°	-37°	+5°	+5°	+5°	+4 — 10°	28°
Твердость	5,5—6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Удельный вес	2,61	2,63	2,64	2,64	2,65	2,67	2,70	2,73	2,76	2,55	2,57	2,58	2,57	3,38
Состав	NaAlSi ₃ O ₈	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab 5%	KAlSi ₃ O ₈	KAlSi ₃ O ₈	KAlSi ₃ O ₈	KAlSi ₃ O ₈	BaAlSi ₂ O ₈
	Ab 100%	95%	85%	75%	65%	55%	45%	25%	Ap 95 %					
		Ap 5%	Ap 15%	Ap 25%	Ap 35%	Ap 45%	Ap 56%	Ap 75%	CaAlSi ₂ O ₈					
Сингония											Моно- клинная	Моноклин- ная	Триклин- ная	Моно- клинная

Т р и к л и н н а я

Слюды

Минералы Константы	Мусковит	Парагонит	Лепидолит	Флогопит	Сидерофиллит	Биотит	Лепидомелан	Примечание
<i>Ng</i>	1,588—1,615	1,600—1,609	1,555—1,610	1,565	1,670	1,600—1,660	1,670—1,690 (до 1,710)	У всех слюд наблюдается весьма совершенная спайность по базопинаконду и прямое угасание относительной спайности
<i>Nm</i>	1,615—1,611	1,599—1,605	1,555—1,610	1,564	1,670	1,600—1,660	1,670—1,690	
<i>Np</i>	1,552—1,572	1,564—1,577	1,535—1,570	1,535	1,616	1,560—1,600	1,616—1,630	
<i>Ng — Np</i> <i>2V</i>	0,036—0,040 (—) 30—45°	0,028—0,038 (—) 40°±	0,015—0,035 (—) 0—45°	0,030 (—) малый	0,054 (—) малый	0,040—0,060 (—) 0—20°	0,054—0,066 (—) небольшой	
Дисперсия	—	—	—	—	—	$r < v$ слабая $Ng \cong Nm$ коричневатый до непрозрачного	$r < v$ слабая $Ng \cong Nm$ красно-коричневый	
Плеохроизм и цвет	Бесцветный псевдоабсорбц	Бесцветный псевдоабсорбц	Розовый, красный, фиолетовый, бурый	Цвет желтовато-бурый, красный, зеленоватый		<i>Np</i> -желто-коричневый до бесцветного, реже плеохроизм в зеленых тонах	<i>Np</i> -светло-коричневый	
Твердость	2—2,5	2	2—3	2—3	2—3	2—3	3	
Удельный вес	2,76—3,0	2,85	2,8—2,9	2,75	3,19	3,02—3,12	3,00—3,20	
Состав	KAl_2 [AlSi ₃ O ₁₀] (OH) ₂	$NaAl_2$ [AlSi ₃ O ₁₀] (OH) ₂	$KLiAl_{1,5}$ [AlSi ₃ O ₁₀] (F, OH) ₂	KMg_3 [AlSi ₃ O ₁₀] (OH) ₂	K_2Fe_3Al [AlSi ₅ O ₂₀] (OH, F) ₂	$K(Mg, Fe)_3$ [AlSi ₃ O ₁₀] (OH, F) ₂	KFe_3 [(Al, Fe)Si ₃ O ₁₀] (OH) ₂	

МОНОКЛИННАЯ

Описанные свойства слюд в чистом виде проявляются в шлифах. В иммерсионных препаратах слюды выглядят несколько иначе. Листочки слюд ложатся на плоскость спайности по базопинакноиду и благодаря этому имеют низкое двупреломление, характерное «облачное погасание» или совершенно изотропны. Окрашенные слюды по этой же причине не обнаруживают плеохроизма. Листочки слюд, лежащие на плоскости спайности, обнаруживают неплохую интерференционную фигуру (острая биссектриса или выход одной оптической оси), реже эта фигура выглядит нечетко.

В осадочных породах слюды обычно являются аллотигенными минералами и несколько выветрелые, гидратизированные или хлоритизированные (цветные слюды), поэтому показатели преломления и двупреломления несколько ниже, чем указывается в справочниках.

На листочках слюд часто наблюдаются выделения вторичных минералов: рутила (сагенит), анатаза, брукита, сидерита, пирита (цветные слюды). Наиболее часто встречаются мусковит, реже биотит и лепидомелан, остальные слюды встречаются редко.

Глинистые минералы. Широко распространены в осадочных породах. Они составляют очень большую и сложную группу слоистых и слоисто-ленточных силикатов и алюмосиликатов (см. гл. 16).

По происхождению глинистые минералы могут быть как аутигенными, так и аллотигенными образованиями. Из-за высокой степени дисперсности диагностика их затруднительна обычными методами кристаллооптического и химического анализа. Изучение глинистых минералов при массовой работе петрографа должно производиться комплексно с применением оптического, хроматического, капельного анализов и параллельным исследованием некоторой части образцов точными методами: рентгеновским, термическим и электронномикроскопическим.

Сводка оптических и некоторых других свойств глинистых минералов дана в табл. 72—74.

Хлориты. Характеризуются слюдоподобным — чешуйчатым габитусом, низким двупреломлением, часто наличием аномальных индигово-синих цветов интерференции, средним показателем преломления, зеленой окраской, плеохроизмом.

Хлориты в осадочных породах являются как аллотигенными, так и аутигенными минералами. Так например, пеннин, клинохлор, прохлорит, корундофиллит, амезит, чаще аллотигенные, а тюрингит и шамозит, репидолит, афросидерит — почти всегда аутигенные.

Кроме того, в осадочных породах часто встречаются хлоритизированные цветные слюды и другие темноцветные минералы.

Диагностика хлоритов основана на комплексе признаков, среди которых наибольшее значение имеют: двупреломление, опти-

Минералы группы каолинита, галлуазита, аллофана

Минералы Константы	Каолинит	Накрит	Диксит	Галлуазит	Аллофан
<i>Ng</i>	1,560—1,570	1,563	1,568	—	Изотропный
<i>Nm</i>	1,559—1,569	1,562	1,562	1,470—1,550	$n=1,47—1,51$
<i>Np</i>	1,553—1,563	1,557	1,561	—	(до 1,57)
<i>Ng—Np</i>	0,006—0,007	0,006	0,007	Низкое, почти изотропен	—
2V	(—) 20—55°	(—) 40—90°	(+) 52—82°	—	—
Удлинение	+	+	+	—	—
Погасание	Почти прямое,	Косое	Косое	—	—
$c : Np$	косое 1—4°	8—10°	7—13°	—	—
$a : Nm$	2—3°	10—12°	15—22°	—	—
Цвет	Бесцветный, желтовато-буроватый	Бесцветный	Бесцветный	Бесцветный, сероватый, голубоватый, зеленоватый	Бесцветный, зелено-бурый, бледно-голубой
Облик	Псевдогексагональные пластинки, чешуйки, вермикулито-подобные агрегаты	Псевдогексагональные пластинки	Псевдогексагональные пластинки	Листочки, чешуйки, розетки	Агрегаты, землястые массы
Эндотермический эффект	1) 500—600°	1) 500—600°	1) 600—700°	1) 100—150°	1) 150°
Экзотермический эффект	2) 600—700°	2) 600—700°	—	2) 545—600°	—
Состав	1) 930—1010°	1) 930—1020°	1) 930—1030°	1) 920—1060°	1) 920°
Спигония	$Al_4(OH)_8Si_4O_{10}$	$Al_4(OH)_8Si_4O_{10}$	$Al_4(OH)_8Si_4O_{10}$	$Al_4(OH)_8Si_4O_{10} \cdot nH_2O$	$Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$

МОНОКЛИННАЯ

Минералы группы монтмориллонита и палыгорскита

Минералы Константы	Монтмориллонит	Бейделлит*	Нонтронит	Палыгорскит	Сепиолит
<i>Ng</i>	1,513—1,565 (чаще 1,530—1,565)	1,531—1,600 (чаще 1,536—1,565)	1,585—1,635	1,512 (до 1,560)	1,525—1,529 (до 1,547)
<i>Nm</i>	1,513—1,565	—	1,585—1,630	—	—
<i>Np</i>	1,487—1,543 (чаще 1,480—1,510)	1,494—1,559	1,560—1,625	1,505	1,490—1,520 (до 1,536)
<i>Ng—Np</i>	0,014—0,032 (чаще 0,020—0,025)	0,040—0,042	0,020—0,030	0,007 (до 0,020)	0,009—0,015 (до 0,032)
2 <i>V</i>	(—) 15—25°	(—) небольшой	(—) от малого до большого, чаще 25—35°	—	(—) 0—50°
Удлинение					
Погасание	$cNp=0$	—	$+cNp=0$		$+cNg=0$
Цвет	Бесцветный	Бесцвет- ный, желто- вато-розо- вый	Светло-желтый, желто- зеленый, оливково- зеленый, бурый	Бесцветный	Бесцветный, бледно- желтый
Облик	Пластинки, чешуйки, волокна	Чешуйки, пластинки	Волокна, чешуйки	Сиутанно- волоконни- стый	Волокна, чешуйки
Эндотерми- ческий эффект	1) 100—180° 2) 600—640° 3) 800—900°	1) 100—200° 2) 500—600° 3) 750—930°	— — —	1) 100—150° 2) 200—350° 3) 400—550° 4) 700—800°	1) 80—200° 2) 300—600° 3) 800—900°
Экзотерми- ческий эффект	1) 900°	1) 800— 1000°	—	1) 800—900°	1) 800—900°
Состав	$m \{ Mg_3 [Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot$ $\cdot p \{ (Al, Fe^{+++})_2 [Si_4O_{10}](OH)_2 nH_2O \}$	—	$Fe_2(OH)_2 [Si_4O_{10}] nH_2O$	—	$Mg_3 [Si_4O_{11}] H_2O \cdot nH_2O$

* В настоящее время многие исследователи подвергают сомнению самостоятельное существование бейделлита, рассматривая его или как минеральную смесь, или как смешанно-слоистое образование. Монтмориллониты и палыгорскиты кристаллизуются в моноклинной сингонии.

Хлориты

Минералы Константы	Пеннин	Делессит	Клинохлор	Амезит	Тюрингит	Шамозит
Nm	1,57—1,58	1,59—1,61	1,57—1,59	1,58—1,61	1,65—1,68	1,62—1,66
$Ng - Np$	0,003	0,000—0,004	0,004—0,010	0,010—0,025	0,004—0,010	0,010—0,012
$2V$	(±) малый	(-) 0	(+) 0—40°	(+) малый	(-) малый	(-) малый
Удлинение	+	—	+	+	—	+
Цвет	Зеленый, красный, фиолетовый, белый	Зеленый, розовый	Зеленый, розовый, белый	Голубовато-зеленый	Оливково-зеленый до темно-зеленого	Темно-зеленый до черного
Погасание	$cNg=0^\circ$	$cNp=0-7^\circ$	$cNg=2^\circ 30'$	$cNg=0$	—	—
Дисперсия	$r > V$ (—) $r < V$ (+)	—	—	—	—	—
Плеохроизм	$Ng > Nm > Np$ (—) $Ng > Nm > Np$ (+)	$Ng \geq Nm > Np$	$Ng < Nm < Np$	$Ng < Nm < Np$	$Ng \geq Nm > Np$	$Ng \geq Nm > Np$
Твердость	2,0—2,5	—	2,0—2,5	2,5—3	2—2,5	3
Удельный вес	2,60—2,85	2,8	2,61—2,78	2,79	3,15—3,19	3,03—3,40
Состав	$(Mg, Fe)_3 Al [Al, Si_3 O_{10}] (OH)_8$	—	$(Mg, Fe)_{4,75} Al_1 [Si_{2,75} Al_{1,25} O_{10}] (OH)_8$	$(Mg, Fe)_4 Al_2 [Al_2 Si_2 O_{10}] (OH)_8$	$Fe_{3,5} (Al, Fe)_{1,5} [Si_{2,5} Al_{1,5} O_{10}] (OH)_8 H_2 O$	$Fe_4 Al [Si_3 Al O_{10}] (OH)_8 H_2 O$
Сингония	Моноклинная					
Отношение $FeO \div MgO$	0,05	0,05	—	0,2	7,3—8,0	до 11,2
Эндотермическая реакция	1) 100—180° 2) 550—650° 3) 700—800°	(для осадочных хлоритов)				1) 150—250° 2) 500—650° 3) 750—850°
Экзотермические реакции	1) 800—850°					1) 850—900°

ческий знак, плеохроизм, показатели преломления, оптическая ориентировка (табл. 75).

Карбонаты. Карбонаты группы кальцита все одноосные отрицательные с очень высоким двупреломлением и высоким показателем преломления (от 1,658 до 1,875). Благодаря наличию изоморфных рядов показатели преломления и другие свойства постепенно изменяются и частично перекрываются. Карбонаты группы арагонита двuosные отрицательные.

Так как в одноосных отрицательных $N_g = N_o$ и наблюдается в любом сечении минерала, можно рекомендовать следующую схему определения карбонатов в иммерсии (табл. 76).

Схема определения карбонатов в иммерсии

Двuosные отрицательные	Одноосные отрицательные
$N_g > 1,700$ церуссит	$N_o < 1,665$ кальцит
$N_g > 1,680 < 1,700$ арагонит	$N_o > 1,665 < 1,686$ доломит (магнезиальный)
	$N_o > 1,686 < 1,700$ параанкерит
	$N_o = 1,700$ магнезит
	$N_o > 1,700 < 1,725$ брейнерит
	$N_o > 1,725 < 1,740$ анкерит
	$N_o > 1,740 < 1,780$ доломит (железистый)
	$N_o > 1,780$ пистомезит
	сидерит
	родохрозит

По N_e' на спайной плоскости ромбоэдра

$N_e' = 1,566$	Кальцит
$N_e' = 1,587 - 1,591$	Доломит
$N_e' = 1,601 - 1,607$	Параанкерит
	Магнезит
$N_e' = 1,607 - 1,613$	Брейнерит
$N_e' = 1,655$	Ферродоломит
$N_e' = 1,673$	Пистомезит
$N_e' = 1,702$	Родохрозит
$N_e' = 1,747$	Сидерит

Одновременно, если карбонаты крупнозернистые и в препаратах преобладают зерна выколотые по спайности, определяются N_e' на плоскости спайности по ромбоэдру.

Определение карбонатов в шлифах производится с применением реакций окрашивания. Для этого срезается часть покровного стекла, спиртом или ксилолом смывается бальзам, а затем производится окрашивание. Окрашенный шлиф просматривается под микроскопом.

Карбонаты — аутигенные минералы осадочных пород. Аллотигенные карбонатные минералы встречаются сравнительно редко.

Карбо

Минералы Константы	Кальцит	Магнезио- доломит	Пераанкерит	Анкерит	Ферродоломит
No	1,658	1,679—1,686	1,698	1,728—1,741	1,765
Ne	1,486	1,502—1,505	1,513	1,531—1,536	1,555
No—Ne	0,172	0,177—0,181	0,187	0,197—0,205	0,210
Ne' на 10Г0	1,566	1,587—1,591	1,601	1,625—1,633	1,655
Спайность совершенная по					
Угол спай- ного ром- боэдра	74°55'	—	—	—	—
Удельный вес	2,71	2,87—2,94	3,10—3,15	3,02—3,12	3,2
Твердость	3	3,5—4,0	3,5—4,0	3,5—4,0	3,5—4,0
Отношение к HCl	Бурно вскипает	Слабо вскипает в холодной HCl	Не вски- пает в хо- лодной HCl	Не вски- пает в хо- лодной HCl	Не вски- пает в хо- лодной HCl
Состав	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂ 100—90% CaFe(CO ₃) ₂ 0—8%	CaMg(CO ₃) ₂ 80% CaFe(CO ₃) ₂ 20%	CaMg(CO ₃) ₂ 52—24% CaFe(CO ₃) ₂ 45—70% CaMn(CO ₃) ₂ 2—4%	CaFe(CO ₃) ₂ 100%
Сингония					триго

Таблица 76

наты

Магнезит	Брейкерит	Пистомезит	Сидерит	Родохрозит	Арагонит
1,700	1,707—1,719	1,788	1,875	1,816	1,685 (<i>Ng</i>)
1,509	1,517	1,570	1,633	1,600—1,597	1,681 (<i>Nm</i>)
0,191	0,190—0,202	0,218	0,242	0,216—0,219	1,530 (<i>Np</i>)
1,602	1,607—1,613	1,673	1,747	1,702	— (—) 2—18° (2 <i>V</i>)
(10 $\bar{1}$ 1)	Совершенная (10 $\bar{1}$ 1)				
72°30'	—	—	73°0'	73°9'	
2,98	3,09	3,55	3,95	3,60—3,69	2,94
3,5—4,5	3,5—4,0	3,5—4,0	3,5—4,5	3,5—4,5	3,5—4
Не вски- пает в хо- лодной HCl	Не вски- пает в хо- лодной HCl	Не вски- пает в хо- лодной HCl	Не вски- пает в хо- лодной HCl	Не вски- пает в хо- лодной HCl	Бурно вскипает с холодной HCl
MgCO ₃	MgCO ₃ 90—91% FeCO ₃ 9—10%	MgCO ₃ 49,8% FeCO ₃ 50,2%	FeCO ₃ 100%	MnCO ₃	CaCO ₃
п а л ь н а я					Ромбиче- ска

Минералы Константы	Ангидрит	Барит	Целестин	Алуинт	Ярозит
<i>Ng</i>	1,618—1,613	1,645—1,649	1,631	1,592—1,595 (Na)	1,832 (Na) 1,820
<i>Nm</i>	1,579—1,575	1,635—1,638	1,623	—	—
<i>Np</i>	1,573—1,569	1,630—1,636	1,622	1,572—1,583 (Na)	1,750 Na 1,715
<i>Ng—Np</i>	0,045—0,042	0,012	0,009	0,020—0,012	0,082 0,105
2 <i>V</i>	(+) 36—42°	(+) 37°	(+) 50°	Одноосный	—
Дисперсия	$r < V$	$r < V$ слабая	$r > V$	—	—
Погасание	$Mg = a$ прямое	$Ng = a$ прямое	$Ng = a$ прямое	— —	— —
Твердость	3—3,5	2,5—3,5	3—3,5	3,5—4,0	3
Удельный вес	2,89—2,96	4,5—4,7	3,9—4,0	2,6—2,8	3,26
Состав	CaSO ₄	BaSO ₄	SrSO ₄	K ₁ Al ₃ [SO ₄] ₂ (OH) ₆	K ₂ Fe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Сингония	Ромбическая	Ромбическая	Ромбическая	Тригональная	Тригональная
Отношение к кислоте и воде	Растворяется в HCl	Не растворяется в HCl			

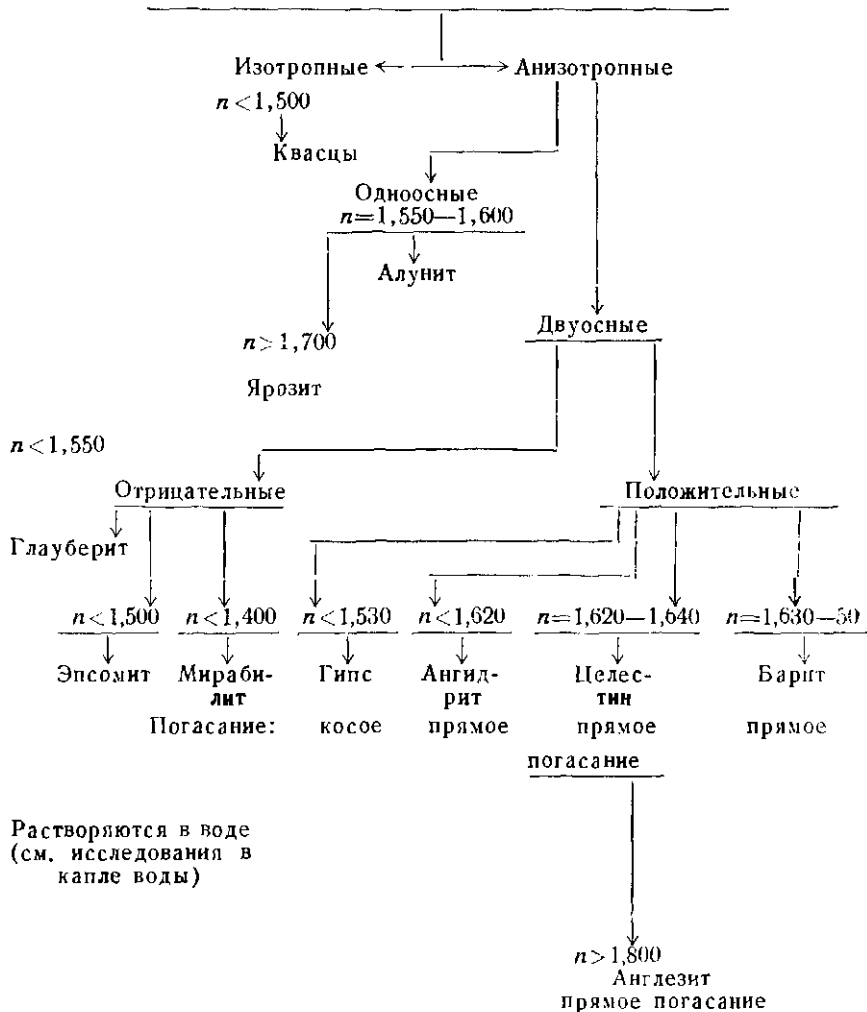
фаты

Англезит	Гипс	Эпсомит	Квасцы	Глауберит	Мирабилит
1,895	1,530	1,460	Изотропны	1,536—1,529	1,398
1,883	1,523	1,455	$n=1,456-1,458$	1,532—1,527	1,396
1,878	1,521	1,432	Часто анизотропны	1,515—1,507	1,394
0,017	0,009	0,028	—	0,021—0,022	0,004
(+) 60—75° $r < V$ сильная	(+) 58° $r > V$ сильная	(-) 51° $r > V$ несколько слабая		(-) малый $r > V$ сильная и $r < V$ на- клонная	(-) 80°
$Ng = a$ прямое	$cNg = 52^\circ$ листочки развиты по (010), угасание 13—37°	$Np = b$ прямое	—	— —	$cNg = 31^\circ$ —
3	1,5—2	2—2,5	2	3	1,5—2,3
6,3	2,31—2,37	1,77	1,76	2,85	1,46
PbSO ₄	CaSO ₄ ·2H ₂ O	MgSO ₄ · 7H ₂ O	KAl [SO ₄] ₂ ·12H ₂ O	Na ₂ Ca [SO ₄] ₂	Na ₂ SO ₄ · 10H ₂ O
Ромбическая	Моноклинная	Ромбическая	Кубическая	Моноклинная	Моноклинная
Растворяется в HNO ₃	Растворяется в воде			Растворяется в воде	

Сульфаты. Сульфаты представляют собой аутигенные минералы осадочных пород. Только барит, а иногда ангидрит встречаются как аллотигенные образования.

Оптические свойства и растворимость в воде и кислотах настолько различны, что отличить их друг от друга не представляет больших трудностей. Затруднительно отличить барит от целестина. Для уверенной диагностики барита и целестина необходимы микрохимические реакции и спектральный анализ (табл. 77).

Схема определения сульфатов в иммерсии



Определение минералов соляных месторождений в капле воды (по Вахрамеевой). Не большое количество порошка * насыпают на предметное стекло тонким слоем, рядом наносят каплю воды. Предметное стекло помещается на столик микроскопа и подводится под объектив 8 и 20 (микроскопа МП-2 и МП-3). Исследование ведут при горизонтальном положении столика. Иглой капля воды смешивается с порошком породы. Момент смешивания особенно важно не пропустить, так как такие минералы, как мирабилит, эпсомит, особенно в тонких зернах, быстро растворяются, другие же покрываются непрозрачным налетом продуктов неполного растворения. В процессе растворения изучаются два свойства соляных минералов: 1) интерференционная окраска мелких зерен ($d=0,02-0,04$ мм); 2) характер растворения в воде.

Изучением остальных свойств минералов проверяется предварительное определение (см. схему на стр. 384).

I группа. Изотропные минералы. *Лангбейнит* ($K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$, $n=1,533-1,535$) определяется по изотропности, остроугольным без спайности стекловидным осколкам, по чрезвычайно медленному растворению в капле воды.

За время наблюдения минерал почти не растворяется.

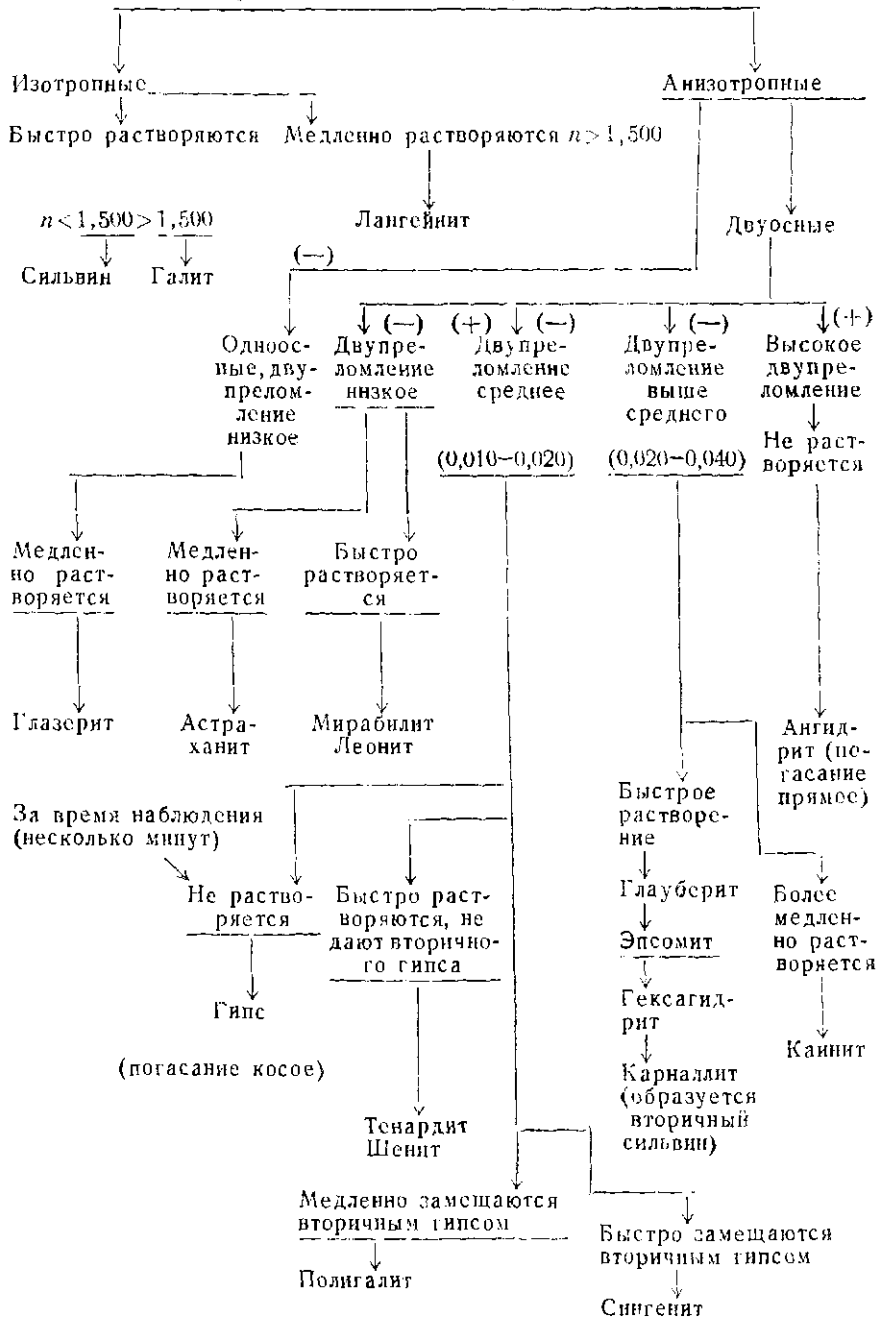
Галит ($NaCl$, $n=1,532-1,546$) и *сильвин* (KCl , $n=1,490$) также изотропны и отличаются от лангбейнита тем, что быстро растворяются в воде, контуры зерен плавно округляются, при этом освобождаются пузырьки газов и жидкости. В окрашенных разностях при этом всплывает красно-бурый шлам. Галит от сильвина в воде отличить трудно. Более надежное отличие их друг от друга обнаруживается в жидкости с $n=1,515$, в которой галит имеет положительный и голубоватый оттенок, а сильвин отрицательный рельеф и розовато-желтоватый оттенок.

II группа с низким двупреломлением (до 0,010). *Астраханит* ($Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$; $Ng=1,484-1,489$; $Nm=1,483-1,488$; $Np=1,481-1,486$) определяется: по характерным треугольным фигурам растворения (появляются через несколько секунд или десятков секунд), низким цветам интерференции (серые и белые), по сравнительно (с галитом) медленному растворению в воде.

Астраханит при насыщении раствора очень медленно перекристаллизовывается, образуя удлиненные конусовидные и овальные, плохо ограниченные, кристаллы.

Мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$; $Ng=1,397-1,398$; $Nm=1,395-1,396$; $Np=1,393-1,394$) определяется по низкой интерференционной окраске (серая, серовато-белая) и быстрому и плавному растворению. Растворение происходит быстрее всех минералов

* Анализируемая порода или минерал дробится в фарфоровой ступке (но не растирается). Порошок квартуется обычным способом.



второй группы. При малом количестве воды перекристаллизовываются в длиннопризматические кристаллы (сростки дендриты).

В иммерсии определяется по низкому светопреломлению. В жидкости с $n=1,400-1,430$ имеет отрицательный рельеф и буроватый оттенок.

III группа. Среднее двупреломление (0,010—0,020). *Гипс* ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; $N_g=1,530$; $N_m=1,523$; $N_p=1,520$). За время наблюдения (несколько минут) гипс в воде не изменяется, чем отличается от сходных по светопреломлению и двупреломлению соляных минералов.

Тенардит (Na_2SO_4 ; $N_g=1,484$; $N_m=1,477$; $N_p=1,471$).

В воде быстро растворяется, контуры зерен плавно округляются. Цвета интерференции в тонких зернах белые, желтые, в толстых — оранжевые.

Тенардит можно спутать с шенитом, от которого отличается светопреломлением: в жидкости $n=1,476$, у тенардита $N_m=n$ жидкости, у шенита все показатели меньше.

Шенит ($\text{K}_2\text{SO}_4\text{MgSO}_4\cdot 6\text{H}_2\text{O}$; $N_g=1,475-1,476$; $N_m=1,462-1,463$; $N_p=1,460-1,461$). В воде быстро растворяется.

Сингенит ($\text{K}_2\text{SO}_4\text{CaSO}_4\cdot \text{H}_2\text{O}$; $N_g=1,518$; $N_m=1,517$; $N_p=1,500$). В воде легко определяется, так как при растворении его образуются игольчатые (одиночные) и радиально-лучистые сростки кристаллов гипса, которые через несколько минут дают массивные кристаллы, обычно двойники. При растворении по поверхности зерен появляются неправильно-овальные, удлинённые и треугольные фигуры растворения. Кристаллы гипса частью выделяются на зернах сингенита, но главным образом в растворе.

Полигалит ($\text{K}_2\text{SO}_4\text{MgSO}_4\cdot 2\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$; $N_g=1,567$; $N_m=1,562$; $N_p=1,548$). При погружении полигалита в каплю воды очень медленно и в небольшом количестве выделяются мелкие кристаллы гипса (этим отличается от сингенита). Постепенно весь минерал превращается в агрегат кристаллов гипса. В окружающем растворе также появляются мелкие кристаллы гипса, а при высыхании капли — радиально-лучистые пучки.

IV группа. Двупреломление выше среднего (0,020—0,034). *Глауберит* ($\text{Na}_2\text{SO}_4\text{CaSO}_4$; $N_g=1,529-1,539$; $N_m=1,527-1,535$; $N_p=1,507-1,515$). При смачивании поверхности глауберита водой начинают быстро образовываться мельчайшие кристаллики гипса разнообразного облика. Игольчатые кристаллы гипса располагаются радиально-лучистыми сростками. По мере образования гипса цвета интерференции (красные, синие, зеленые второго порядка) быстро становятся бледными и зерна глауберита непрозрачными. По окончании растворения на месте зерен глауберита возникает войлок игольчатых кристаллов или белая непрозрачная масса изометрических кристаллов гипса, сохраняющая форму зерна глауберита. От сингенита и полигалита глауберит отличается значительно большей быстротой

образования гипса и более крупными и правильными кристаллами гипса.

В иммерсионных препаратах глауберит сходен с гипсом, в воде резко отличается процессом растворения.

Эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; $N_g=1,461$; $N_m=1,455$; $N_p=1,433$)

Гексагидрит ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; $N_g=1,456$; $N_m=1,453$; $N_p=1,426$).

Оба минерала определяются по ярким цветам интерференции, быстрому и плавному растворению в избытке воды, по способности быстро перекристаллизовываться в насыщенных растворах.

При слабом смачивании порошка водой на зернах эпсомита вырастают радиально-лучистые пучки призматических кристаллов. Интерференционная окраска при этом становится пятнистой. При избытке воды быстро растворяется, появляются относительно широкие интерференционные полосы. От кианита отличается большей скоростью растворения.

Эпсомит от гексагидрита отличается по показателям преломления, измеренным в иммерсии.

Кианит ($\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; $N_g=1,516$; $N_m=1,505$; $N_p=1,494$). Определяется по ярким цветам интерференции, остроугольным обломкам, более медленному растворению и не столь быстрому округлению зерен при растворении, как у эпсомита.

Карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; $N_g=1,496$; $N_m=1,474$; $N_p=1,464$). Определяется по ярким цветам интерференции, быстрому растворению, по образованию при смачивании водой массы мельчайших изотропных кубических кристаллов *сильвина*.

V группа. Высокое двупреломление (0,043—0,064). *Ангидрит* (CaSO_4) ($N_g=1,614$; $N_m=1,576$; $N_p=1,571$). Определяется по отсутствию изменений в воде за время в несколько минут, ярким цветам интерференции, характерной спайности по трем пинакоидам, дающей прямоугольные осколки.

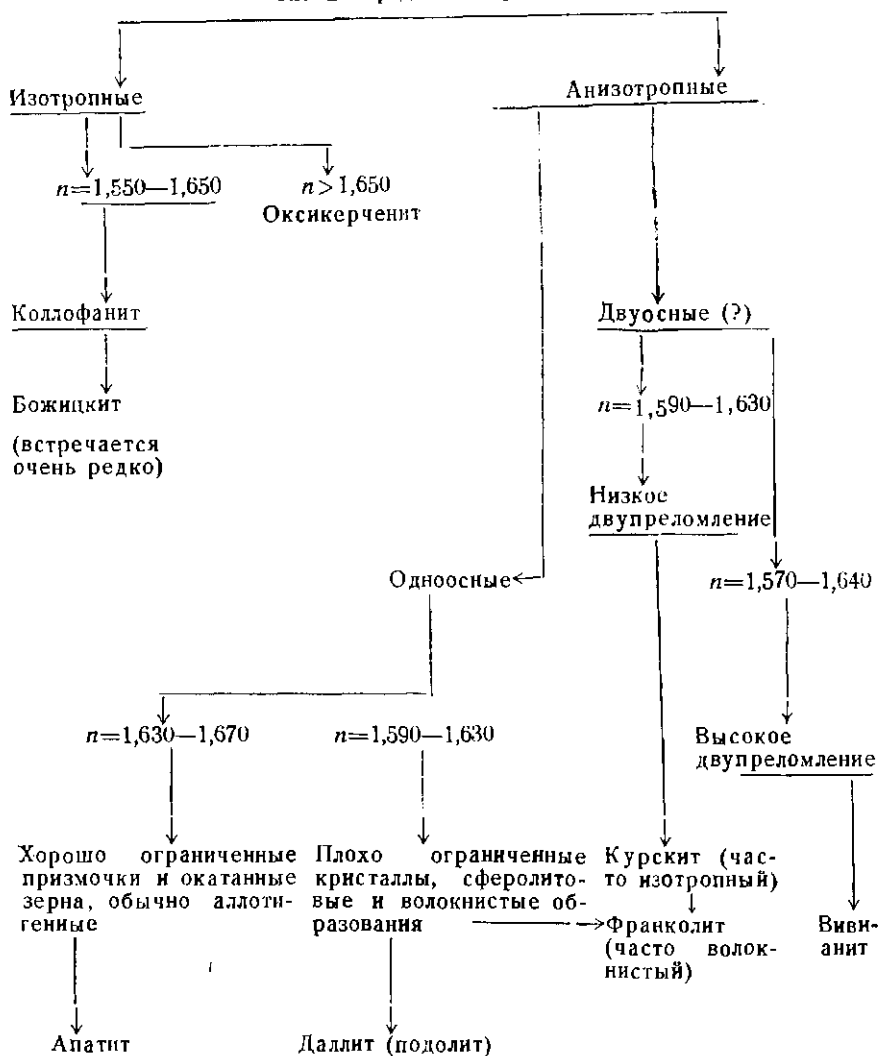
С ангидритом сходен кизерит. Отличается от ангидрита показателем преломления (N_g кизерита 1,586), косым угасанием, $2V$ кизерита равно 76° .

Фосфаты. Характеризуются средним показателем преломления и низким двупреломлением, значительная часть фосфатов изотропна, большинство их бесцветны, некоторые желтоватые и буроватые. Фосфаты легко разлагаются HCl , поэтому часто отсутствуют во фракциях. Почти все они являются аутигенными минералами осадочных пород (кроме апатита) (табл. 78).

Цеолиты. Свойства большинства цеолитов близки друг к другу: все они легкие минералы, бесцветны в шлифах и иммерсии. Характеризуются низким светопреломлением и двупреломлением, оптические константы близки или перекрываются (частично, табл. 79).

При определении цеолитов мы рекомендуем пользоваться приведенной ниже схемой (см. стр. 392).

Схема определения фосфатов



Цеолиты — аутигенные минералы осадочных пород. В осадках и осадочных породах чаще всего встречаются анальцим, шабазит, филлипсит, гейландит, ломонтит и морденит.

Обломки горных пород. Помимо породообразующих минералов в осадочных породах присутствуют обломки различных горных пород. Среди них наибольшим распространением пользуются обломки глинистых пород, эффузивов, кремнистых, карбонатных пород и обломки различных карбонатных и других конкреций.

Фосфаты

Минералы Константы	Апатит	Даллит (подолит)	Курскит	Франколит (штафелит)	Коллофанит	Божикит	Вивинанит	Оксикерченит
<i>Ng</i>	1,667—1,634	1,635—1,598	—	1,614—1,627	Изотроп- ный	Изотроп- ный	1,636—1,626	Изотроп- ный
<i>Nm</i>	—	—	1,595—1,600	—	$n=1,569-1,630$	$n=1,57-1,67$	1,603—1,598	$n=1,685-1,711$
<i>Np</i>	1,664—1,629 0,007—0,003	1,631—1,592 0,004	— 0,007	— 0,004—0,009	—	—	1,580—1,570 0,066—0,047 $\pm 85+90$	
<i>2V</i>	Одноосный, редко псев- додвуос- ный	Одноосный, иногда псевдодву- осный	Чаще кол- лоидный изотроп- ный, реже микрокри- сталличе- ский или радиально- лучистый	Одноосный, отрицатель- ный гекса- гональный	—	—		—
Удельный вес	3,18—3,21	3,08—3,12	2,9—3,0	3,1	2,6—2,9	2,7	2,71	2,65

Минералы Константы	Апатит	Далагит (подолит)	Курскит	Франколит (штафедит)	Коллофанит	Божицкит	Вивингит	Оксикеренит
Твердость	5	4—5	—	4—4,5	2—3,5	3,5	2,0	3,5
Состав	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$ (F, Cl, OH)	$\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6$ CO_3	—	$\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6$ $[\text{F}_2, (\text{OH})_2$ $\text{CO}_3, \text{O}]$	Коллоид- ный франколит	$\text{CaFe}_6(\text{OH})_{11}^-$ $[\text{PO}_4]_2$ $3\text{H}_2\text{O}$	$\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2$ $8\text{H}_2\text{O}$	$\text{R}^{++}\text{Fe}_3^{+++}$ $(\text{OH})_8$ $[\text{PO}_4]_6$ $17\text{H}_2\text{O}$
Сингония		Гексагональные			Аморфный	Аморфный	Моноклинный	Аморфный
Цвет	Бесцвет- ный, зеле- новатый, бурый, иногда плеохро- ичный	Бесцвет- ный, жел- товато- бурый	Бесцветный	Бесцветный	Бесцвет- ный или желто- бурый	Красно- бурый	Бесцветный, на воздухе зе- леноватый, синий, буро- ватый, плео- хроиичный	Черновато- бурый
Отношение к HCl	Растворяет- ся	Растворяет- ся	Растворяет- ся	Растворяет- ся	Растворяет- ся	Растворяет- ся	Растворяется	Растворяет- ся

Минералы Константы	Анальцим	Шабазит	Томсонит	Морденит
<i>Ng</i>	Изотропный	1,480—1,490	1,518—1,545	1,473—1,482
<i>Nm</i>	$n=1,489$	1,478—1,485	1,513—1,532	1,475—1,477
<i>Np</i>	—1,479		1,511—1,530	1,471—1,478
$Ng - Np$ $2 V$	Оптические аномалии благодаря двойникова- нию	0,002—0,005 (+) неболь- шой или одно- осные	0,006—0,020 (+) 47—75°	0,002—0,004 (±) боль- шой
Дисперсия	Анизотропны, кристаллы двуосные отрицательные	—	$r > V$ ясная	$r < V$ слабая
Твердость	5—5,5	4—5	5—5,5	4—5
Удельный вес	2,2—2,3	2,03—2,16	2,24—2,40	2,15
Цвет	В шлифах и зернах			
Состав	$\text{Na} [\text{AlSi}_3\text{O}_6]$ H_2O	$\text{CaNa} [\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ $6\text{H}_2\text{O}$	CaNa_2 $[\text{Al}_5\text{Si}_3\text{O}_{20}]$ $6\text{H}_2\text{O}$	CaK_2Na_2 $[\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{22}]$ $6\text{H}_2\text{O}$
Сингония	Кубическая	Тригональная	Ромбическая	Моноклин- ная
Угасание	—	—	Прямое	$cNr=40$

Таблица 79

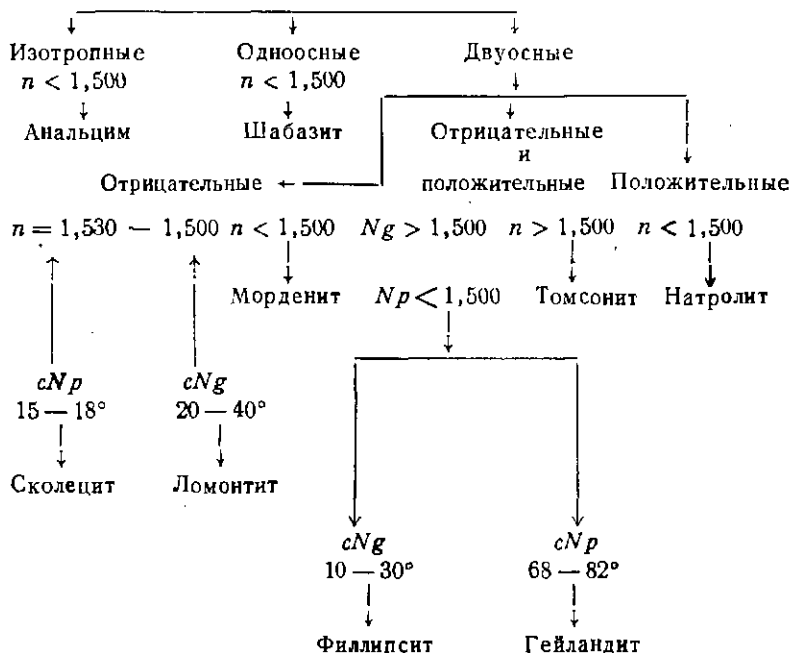
ЛИТЫ

Нагродит	Сколецит	Ломонтит	Филлипсит	Гейландит	Примечание
1,485—1,493	1,519	1,516—1,525	1,510—1,500	1,505—1,501	При нагревании в запаянной пробирке вспучиваются и выделяют воду, в HCl разлагаются
1,476—1,482	1,518	1,514—1,524	1,497	1,499—1,497	
1,473—1,480	1,512	1,504—1,513	1,493	1,498—1,496	
0,011—0,013 (+) 60—63°	0,008 (—) 86°	0,011—0,012 (—) 25—35°	0,003—0,010 (±) 60—80°	0,006—0,007 (+) 34°	
$r < V$ слабая	$r < V$ Ясная	$r < V$ Ясная	$r < V$ Слабая	$r > V$	
5—5,5	5	3—4	4—4,5	3,5—4	
2,25	2,3	2,23—2,41	2,2	2,2	

обычно бесцветные

Na_2 [Al ₂ Si ₃ O ₁₀] 2H ₂ O	Ca [Al ₂ Si ₃ O ₁₀] 3H ₂ O	Na_2Ca [AlSi ₂ O ₆] 4H ₂ O	Ca, K ₂ [Al ₂ Si ₄ O ₁₂] 4,5 H ₂ O	Ca, Na ₂ [Al, Si ₃ O ₆] ₂ 5H ₂ O
Ромбическая	Моноклинная	Моноклинная	Моноклинная	Моноклинная
Прямое Ng-c	cNp=15 —18°	cNg=20 —40°	cNg=10 —30° ±	cNp=68 —82°

Схема определения цеолитов



Описание осадочных пород дано во второй части книги, здесь же приведена схема (см. стр. 394) для ориентировки при определении обломков горных пород в шлифах.

Органические остатки. В породах биогенного генезиса главным компонентом являются обломки организмов. Органические остатки нередко встречаются и в других типах пород. Краткое описание органических остатков дано в первой части книги, здесь же приведена схема для определения их в шлифах (рис. 114).

Наиболее распространенные акцессорные минералы осадочных пород

Амфиболы и пироксены. Амфиболы или роговые обманки характеризуются высокими показателями преломления, средним двупреломлением (за исключением щелочных роговых обманок), почти все отрицательным оптическим знаком, небольшими углами погасания ($0-25^\circ$), характерной спайностью под углом 124° , густой окраской, главным образом в зеленых тонах, сильным плеохроизмом (за исключением тремолита) (табл. 80).

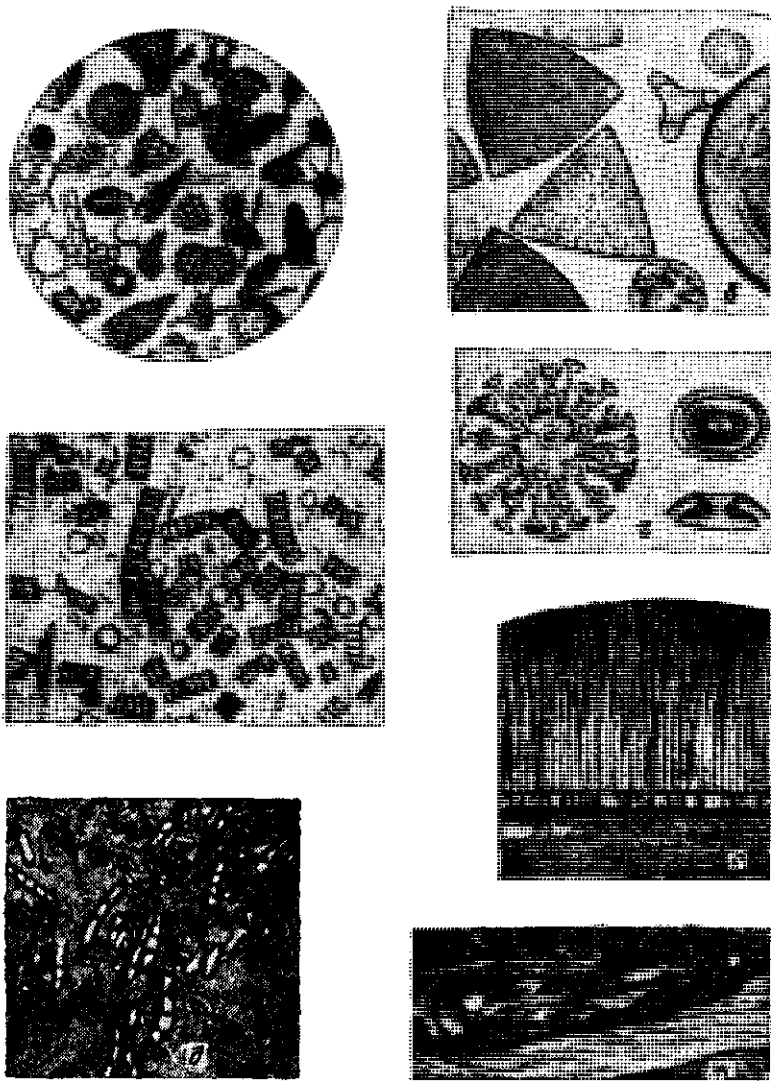


Рис. 114. Органические остатки:

а — скелеты радиолярий (увеличение 125, по Меррею и Филиппу), *б* — скорлупки современных диатомей (увеличение 300 при одном никеле, по Кайе), *в* — скорлупки диатомей из пресноводного диатомита (увеличение 80 при одном никеле, по Шведову), *г* — кокколитофориды: слева — рабдосфера, справа — кокколит в плане (вверху) и в разрезе (внизу, увеличение 1500, по Кайе), *д* — известковые водоросли типа донцеллы в карбонатном известняке (увеличение 40 при одном никеле, по Шведову), *е* — поперечный разрез раковины пелециподы, сверху призматический слой, внизу пластинчатый слой (увеличение 80 при одном никеле, по Кайе), *ж* — обрывки раковин брахиопод волокнистого строения (увеличение 15 при одном никеле), намюрские отложения Подмоковья (по Шведову)

Пелитоморфная или микрозернистая структура

$n < 1,540$
 $n \geq 1,540$

Цвета интерференции серые, белые, желтые. Цвет (при одном никеле) от светло-серого до темно-серого. Наблюдаются включения пирита углистого вещества,

Кристаллически зернистая и органогенная структуры

n заметно больше 1,540;
 $Na > 1,650$,
 $Ne < 1,500$

Цвета интерференции радужные высокого порядка
Цвета при одном никеле светло-серые, серые, бурые, реже тем-

Пелитовая ориентированная или беспорядочная структура

$n > 1,540 < 1,600$,
редко $\leq 1,540$.

Минералогический состав: гидрослюда и другие глинистые минералы, серицит, кварц, карбонаты. Иногда наблюдается эффект прямого одно-

Алевритовая и псаммитовая структуры

$n > 1,540$.

Минеральный состав: кварц, полевые шпаты, глаукоцит, глинистые минералы, карбонаты и др. Зерна окатанные, угловатые. Цвет обломков: светло-се-

обломков горных пород

↓
Порфи-
ровая, афиро-
вая и вит-
рофировая
структуры

↓
 $n > 1,540$
 $n \leq 1,540$.

(кислое
стекло)
Минераль-
ный состав:
кварц, по-
левые шпа-
ты, пирок-
сены, ам-
фиболы, би-
отит, хло-
рит, сери-
цит, вулка-
ническое
стекло
Зерна угло-
ватоокатаи-

↓
Сростки
кварца и
полевого
шпата,
иногда
со слю-
дой и тем-
ными ми-
нералами.
Чаше толь-
ко сростки
кварца и
полевого
шпата.
Зерна ще-
лочного
полевого
шпата за-
кономерно
проросшие
кварцем

↓
Лепидобла-
стовая
структура
Минерало-
гический
состав:
слюды, се-
рицит, хло-
рит, эпидот,
амфиболы,
пироксены,
кварц, по-
левые шпа-
ты, рудные
минералы

↓
Кварцитовид-
ная и гра-
ниобластовая
структуры

$n > 1,540$

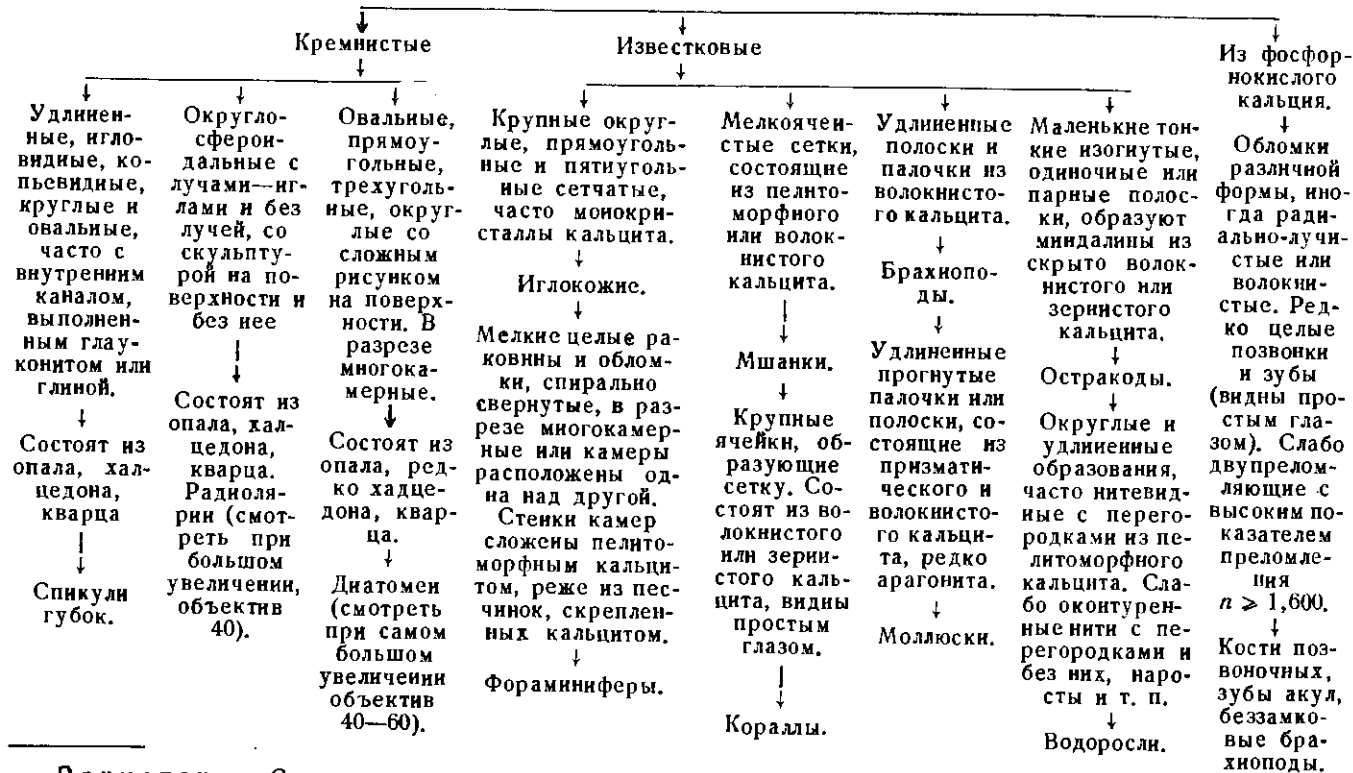
Минерало-
гические
составы:
Кварц (пре-
обладает)

органические остатки (спиккули кремнистых губок, радиолярии, диатомей)	но-серые и бурые. Иногда наблюдаются обломки организмов (фораминифер, остракод, моллюсков, криноидей и др). В породах органогенной структуры органических остатков много	временного угасания, благодаря однообразной ориентировке гидрослюды и серицита. Цвет обломков: серый, темно-серый до черного	рый до бесцветного, серый, буроватый	ные и угловатые. Цвет обломков: чаще темный, серый, зеленоватый, буро-красный			
↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
Кремневые конкреции и силлиты	Карбонатные конкреции и известняки	Глины, аргиллиты, глинистые сланцы	Алевриты, песчаники	Эффузивные породы и обломки вулканического стекла*	Обломки интрузивных и жильных пород	Кристаллические сланцы	Кварциты

Показатели преломления вулканического стекла

Содержание SiO_2 в %	75	70	65	60	55	50	46,5
Показатель преломления, n	1,490	1,506	1,516	1,528	1,544	1,582	1,620
Удельный вес (γ)	2,10	2,35	2,45	2,55	2,65	2,80	3,00

Схема для определения органических остатков



Примечание. Схема содержит основные сведения для первой ориентировки. При детальном изучении следует пользоваться Атласом карбонатных пород В. П. Маслова, 1937 г.

Роговые обманки отличаются друг от друга по ряду признаков, среди которых наибольшее значение имеют двупреломление, окраска и плеохроизм, показатели преломления, характер и ориентировка индикатрисы (главным образом углы погасания). Так, например, щелочные роговые обманки (рибекит и арфведсонит) отличаются низким двупреломлением и небольшими углами погасания (от 0 до 15°), синеватой и сине-зеленой окраской. Базальтическая роговая обманка характеризуется бурым цветом, почти прямым погасанием и высоким показателем преломления (и двупреломления), $n > 1,700$.

Обычная роговая обманка и куммингтонит могут иметь высокий показатель преломления (около 1,700, обычно N_g находится в пределах 1,660—1,700) и большим углом погасания. Но так как куммингтонит редок, речь может идти в основном о роговой обманке.

Большинство других роговых обманок имеет показатели преломления ниже 1,660 (N_g). Роговые обманки в иммерсии выглядят несколько иначе, чем в шлифах. В иммерсии почти никогда не наблюдаются зерна роговой обманки, имеющие две системы трещин спайности (разрезы поперек призмы).

Обычно роговая обманка в иммерсии представляет собой удлиненные зерна призматического габитуса с угловатыми или зазубренными вершинами, игольчатые и копьевидные зерна, зерна неправильной формы.

Пироксены характеризуются высоким показателем преломления, низким (ромбические), средним (моноклинные) и высоким (щелочные) двупреломлением, почти все пироксены оптически положительные (кроме гиперстена), слабой окраской и отсутствием плеохроизма (кроме эгирина), наличием двух систем трещин спайности, пересекающихся под углом 87—89° (почти прямой), большим углом погасания (обычно $> 30^\circ$, кроме ромбических и эгирина) (табл. 81).

Пироксены отличаются друг от друга также по ряду признаков, из которых наибольшее значение имеют: двупреломление, показатели преломления, характер и ориентировка индикатрисы (главным образом углы погасания в ориентированных сечениях).

Зерна пироксенов в иммерсии имеют сходный с амфиболами габитус. Зерна с двумя системами трещин спайности исключительно редки.

Для пироксенов в отличие от амфиболов характерны отсутствие плеохроизма (или слабый плеохроизм в крупных зернах), большие углы угасания или прямое погасание (ромбические пироксены и эгирин), высокие показатели преломления ($N_g > 1,700$, гиперстен, клиноэнстатит, пажоит, диопсид, геденбергит, авгит, эгирин), слабое двупреломление (ромбические пироксены). Только константы эгирина и базальтической роговой обманки

Минералы Константы	Антофилит	Тремолит	Актинолит	Парагасит
<i>Ng</i>	1,640—1,661	1,625—1,639	1,638—1,655	1,633—1,643
<i>Nm</i>	1,630—1,655	1,613—1,623	1,627—1,644	1,618—1,628
<i>Np</i>	1,619—1,642	1,599—1,606	1,611—1,628	1,618—1,622
<i>Ng—Np</i>	0,018—0,020	0,026—0,027	0,027	0,020
2 <i>V</i>	(+)89—114°	(—)81—82°	(—)80—81°	(+)56—70°
Цвет	Бурый, зеленый, в шлифах бесцветный	Белый, серый, зеленоватые, в шлифах бесцветные	Зеленые, зелено-желтые	Зеленый
Плеохроизм	$Np > Nm > Ng$	—	$Ng > Nm > Np$	$Ng > Nm > Np$
Дисперсия	—	—	$r < V$	—
Угасание	$cNg=0$	$cNg=15—20^\circ$	$cNg=8—15^\circ$	$cNg=21—29^\circ$
Твердость	5,5—6	5—6	5 6	5,5
Спайность	По призме (110) совершенная под			
Удельный вес	3,09—3,1	2,9—3,02	2,99—3,04	3—3,09
Состав	$(Mg,Fe)_7[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$	$Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$	$Ca_2(Mg,Fe)_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$	$Ca_2NaMg_4Al[(Si,Al)_4O_{11}]_2(OH,F)_2$
Сингония	Ромбическая	Моноклинная	Моноклинная	Моноклинная

Обыкновенная роговая об- манка	Базальтиче- ская роговая обманка	Баркевикит	Глаукофан	Рибекит	Арфедсонит
1,672—1,713	1,711—1,796	1,701	1,634—1,639	1,691—1,697	1,642—1,708
1,665—1,711	1,698—1,769	1,690	1,632—1,638	1,643—1,695	1,696
1,634—1,693	1,650—1,702	1,680	1,615—1,621	1,688—1,693	1,633—1,695
0,018—0,025	0,060—0,094	0,021	0,017—0,019	0,003—0,004	0,005—0,012
(—)38—79°	(—)55—66°	(—)31—52°	(—)41°	(—)68—90°	(—)90°
Зеленая	Коричнево- бурый	Темно-бу- рый, крас- но-бурый	Бесцвет- ный, блед- но-голубой	Синий до черного	Черный
$Ng > Nm$ $> Np$	$Ng > Nm$ $> Np$	$Ng > Nm$ $> Np$	$Ng > Nm$ $> Np$ $r < V$	$Np > Nm$ $> Ng$	$Np > Nm$ $> Ng$
—	—	—	Сильная	—	Сине-зеле- ные тона
$cNg =$ 15—25° (обычно 16—19)	$cNg = 0—10°$	$cNg = 10°$	$cNg = 3—11°$ до 22°	$cNp = 0—5°$	$cNp = 5—15°$
5,5—6	5—6	6—5	5—6	4	5,5—6
углом 124°, несовершенная по (001)					
3,1—3,2	3,2—3,5	3,43	2,99—3,12	3—3,45	3,44—3,46
$NaCa_2$ (Mg,Fe) ₄ Al,Fe ^{...} [AlSi ₃ O ₁₁] (OH) ₂	$NaCa_3$ (Mg,Fe) ₄ (Al,Fe) [AlSi ₃ O ₁₁] ₂ (OH) ₂	—	$Na_2(MgFe)_3$ $Al_2[Si_4O_{11}]_2$ (OH,F) ₂	$Na_2Fe_3^{...}$ $Fe_2^{...}$ [Si ₄ O ₁₁] ₂ (O,OH) ₂	$Na_2(FeMg)$ (Fe, ^{...} Al) [Si ₄ O ₁₁] ₂ (OH,F) ₂
Моноклин- ная	[Fe ₂ O ₃ и TiO ₂ до 3%	—	Моноклин- ная	Моноклин- ная	Моноклин- ная

М О И О К Л Н Н Н А Я

Минералы	Энстатит	Бронзит	Гиперстен	Диопсид	Геденбергит	Авгит	Эгирин	Жадент
Константы								
<i>Ng</i>	1,671	1,665	1,705	1,694—1,700	1,736—1,752	1,710—1,724	1,787—1,814	1,667
<i>Nm</i>	1,665	1,659	1,702	1,671—1,673	1,720—1,735	1,687—1,706	1,768—1,801	1,659
<i>Np</i>	1,660	1,656	1,692	1,664—1,671	1,710—1,725	1,682—1,700	1,742—1,777	1,655
<i>Ng—Np</i>	0,009—0,010	0,009	0,013	0,029—0,030	0,026	0,018—0,026	0,045—0,052	0,012
2 <i>V</i>	(+) 70°	(±) 80°	(—) 75°	(+) 88°	(+) 60°	(+) 50—60°	(+) 99—114°	(+) 70°
Цвет	Серый, желтый, зеленоватый, в шлифах бесцветный	В шлифе бесцветный	Буро-зеленый, оливковый	Бесцветный, бледно-зеленый	Темно-зеленый	В шлифе бесцветный, желтовато-зеленоватый	Зеленый до черного	В шлифе бесцветный
Плеохроизм	—	—	В зеленых и красных тонах	В шлифе бесцветный	<i>Ng > Nm > Np</i>	Буроватый	Резкий плеохроизм <i>Np > Nm > Ng</i>	—
Дисперсия	<i>r > V</i>	—	<i>r > V</i>	<i>r > V</i>	<i>r > V</i>	<i>r > V</i>	<i>r > V</i>	—
Угасание	<i>cNg = 0</i>	<i>cNg = 0</i>	<i>cNg = 0</i>	<i>cNg = 38°</i> до 45°	<i>cNg = 48°</i>	<i>cNg = 40—45°</i>	<i>cNg = 2—5°</i>	<i>cNg = 34°</i>
Твердость	5—6	—	5—6	5—6	5,5—6	5—6	5—6	5—6
Спайность			На призме (110) совершенная под				< 87—89°	
Удельный вес	3,1—3,4	—	3,4—3,5	3,11—3,42	3,5—3,6	3,2—3,6	3,27—3,55	3,33
Состав	MgSiO ₃	MgSiO ₃ до 14% FeO	(Mg, Fe) SiO ₃ > 14% FeO	CaMgSi ₂ O ₆	CaFeSi ₂ O ₆	Ca (Mg, Fe, Mn) Si ₂ O ₆	Na, FeSi ₂ O ₆	Na, AlSi ₂ O ₆
Сингония			м о н о к л и н н а я					

частично перекрываются (эгрин обычно призматический, копьевидный или игольчатый, базальтическая роговая обманка часто волокнистая).

Гранаты. Гранаты изотропны или слабо двунреломляют (аномалия). Показатели преломления их измеряются в широких пределах — от 1,705 до 2,010. Большинство гранатов окрашено в бурые, красно-бурые, красные и розоватые тона, реже встречаются зеленые. В тонких зернах многие гранаты бесцветны или почти бесцветны.

Гранаты — акцессорные аллотигенные минералы осадочных пород и обычно не образуют концентраций (за исключением некоторых россыпей). Довольно часто в осадочных породах описываются гранаты с гранями нарастания или регенерации — гранаты черепитчатого строения. Так как в минералах кубической сингонии формы роста и растворения одинаковы, вопрос о природе черепитчатых гранатов пока остался неразрешенным. Скорее всего это явление коррозии — внутрислоевого растворения, а не регенерации.

Формы зерен и кристаллов граната в осадочных породах весьма разнообразны.

Для диагностики гранатов наибольшее значение имеют показатели преломления, удельный вес и химический состав. Некоторые данные по оптическим свойствам гранатов приведены в табл. 82.

Циркон, турмалин, сфен, монацит, ксенотим. Циркон, турмалин, сфен, монацит и ксенотим происходят, главным образом, из магматических пород гранитоидного ряда — нормальных и щелочных, а также из нефелин-сиенитовых формаций. Сфен встречается также в основных и средних породах, турмалин — в метаморфических.

В осадках и осадочных породах они представляют почти всегда аллотигенные компоненты. Встречаются в виде окатанных, угловато-окатанных и угловатых зерен, а также в виде правильных кристаллов (циркон, сфен, турмалин, рис. 115, табл. 83).

Наибольшим распространением пользуется циркон. Это «кварц» тяжелой фракции. Циркон можно спутать с монацитом и ксенотимом. Различаются эти минералы тем, что в жидкости с показателем преломления 1,780 у ксенотима один показатель преломления будет больше, другой меньше, у монацита один показатель преломления будет больше, другой близок к показателю преломления жидкости, а у циркона оба показателя преломления значительно выше, чем у жидкости. (Кроме того, монацит двусосный и имеет косое погасание, что можно обнаружить в некоторых сечениях ограненных кристаллов).

Изредка отмечают аутигенные новообразования циркона, сфена и турмалина. Обычно они возникают по обломочным зернам в виде каемок нарастания или мелких кристаллов.

Гранаты (по

Минералы Константы	Пироп Py	PyAl	Альмандин Al	AlSp
n	1,705	1,750	1,830	1,815
Цвет	Красный, реже чер- ный. В шлифе красный до желто- бурого	Красный, черный	Красный, бурый, фиолето- во-розовый В шлифе красный, розовый, в мелких зернах почти бесцветный	Красный, бурый
Удельный вес	3,51	3,75	4,80	4,20
Твердость	7—7,5	7—7,5	7—7,5	7—7,5
Состав	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	60% Py 40% Al	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Al60% Sp40%

Винчеллу)

Спессартин Sp	Уваровит Uv	Uv. Gr	Гроссулярь Gr	GrAnd	Андрадит And
1,800	1,860 обычно двупреломляет	1,810 обычно двупреломляет	1,735 обычно двупреломляет	1,800 обычно двупреломляет	1,895 обычно двупреломляет
Красный, желто-бу- рый. В шлифе розовый	Зеленый	Зеленый, желто- бурий	Желтый, бурий, зе- леновато- красный. В шлифе бесцветный	Черный, красный, желто- бурий	Черный, красный, бурий, зе- ленова- тый, в шлифе темный
4,18	3,80	3,70	3,53	3,60	3,75
7—7,5	6,5—7,5	6,5—7,5	6,5—7,5	6,5—7,5	6,5—7,5
$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	60 % Uv 40 % Gr	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	60 % Ur 40 % Ap	$CaFe_2Si_3O_{12}$

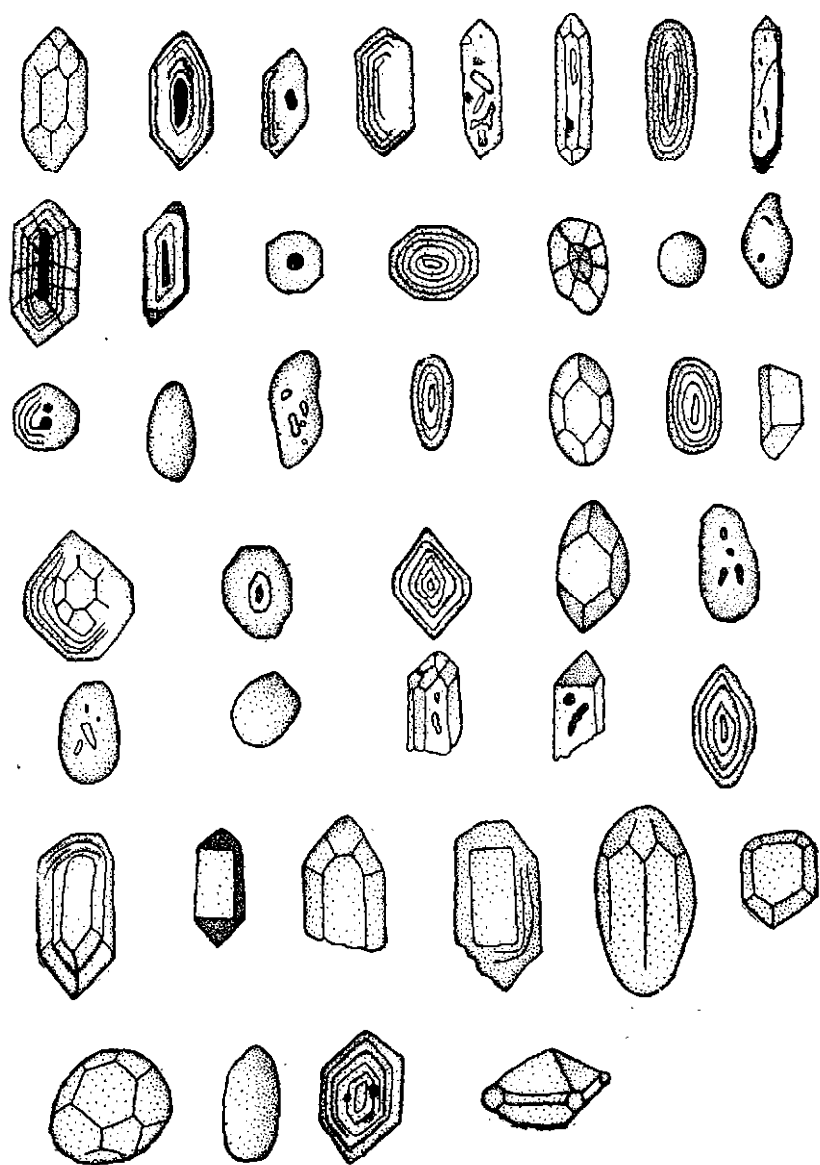


Рис. 115. Циркон из среднего карбона Донбасса, фракция размером 0,25—0,01 мм песчанников и алевролитов

Физические свойства циркона, турмалина и других минералов

Минералы Свойства	Циркон	Турмалин	Сфен	Монацит	Ксенохим
<i>Ng</i>	1,968—1,985 (<i>Ne</i>)	1,636—1,698 (<i>No</i>) (чаще 1,642)	1,943—2,093	1,841	—
<i>Nm</i> <i>Np</i>	1,923—1,926 (<i>No</i>)	1,613—1,667 (чаще 1,622)	1,870—2,040 1,840—1,950	1,796— 1,795	1,816 (<i>Ne</i>) 1,721 (<i>No</i>)
<i>Ng—Np</i>	0,043—0,058	0,020—0,040 (чаще 0,020)	0,100—0,182	0,045	0,095
2 <i>V</i>	Одноосный поло- жительный	Одноосный отри- цательный	(+) 20—40°	(+) 13—15°	Одноосный по- ложитель- ный
Погасание	Прямое	Прямое	Косое <i>cNg</i> =36—51°	Косое	Прямое
Плеохроизм	Нет	<i>No</i> — синий, корич- невый, зеленый, <i>Ne</i> — светлоокрашенный до бесцветного	Плеохроирует в желто-бурых тонах	Нет	Слабый в жел- то-бурых тонах
Удлинение Цвет	Положительное Бесцветный	Отрицательное Зеленый, коричне- вый, синий и др.	Отрицательное Бурый	Положительное Желтый, желто- бурый	Положительное Бурый, жел- тый, буро- красный
Удельный вес	4,2—4,8	3,28—3,30	3,4—3,56	4,9—5,3	4,45—4,56
Твердость	7,5	7—7,5	5—5,5	5—5,5	4—5
Спайность	Несовершенная по (110) и (111)	Нет или несовер- шенная по (1120)	Совершенная по (110)	Совершенная по (001), хорошая по (100) и (010)	Совершенная по (110)
Состав	ZrSiO ₄	(Na,Ca) (Mg,Al) ₈ [Si ₆ Al ₃ B ₃ (O,OH) ₃₀]	CaTi [SiO ₄]	(Ce, La, Nd, Pr)PO ₄	YPO ₄
Сингония	Квадратная	Тригональная	Моноклиная	Моноклиная	Квадратная

В метаморфизованных глинистых породах встречаются аутигенные мелкие кристаллы турмалина, правильной формы, почти неокрашенные или слабо окрашенные в синеватые и зеленоватые тона.

Андалузит, силлиманит, ставролит, дистен, корунд, эпидот, цоизит, джюмортьерит, хлоритоид, топаз. Силлиманит, ставролит и дистен встречаются обычно совместно и широко распространены в современных и третичных отложениях. Дистен наблюдается в виде угловатых и угловато-окатанных призматических зерен, вытянутых по оси *c*. Почти всегда имеется спайность по одному или двум направлениям. Он обнаруживает косое погасание около 30° и содержит различные включения: жидкости, газа, углистых частиц, кристаллов и т. п.

Силлиманит встречается в виде удлиненных угловато-окатанных зерен и в виде призмочек и иголок. От дистена отличается прямым погасанием, низким показателем преломления (менее 1,700), окраской и более высоким двупреломлением.

Ставролит отличается от дистена и силлиманита высоким показателем преломления (более 1,700), желто-бурой окраской и наличием плеохроизма.

Совместно с триадой силлиманит — ставролит — дистен часто встречаются андалузит и корунд.

Андалузит характеризуется низким показателем преломления и двупреломления, отрицательным удлинением, чем отличается от силлиманита.

Корунд одноосен, имеет высокий показатель преломления (более 1,750) и низкое двупреломление. Изредка встречаются окрашенные разновидности корунда, особенно синий корунд-сапфир (в обломочных породах триасовой флишевой формации Крыма).

Минералы группы эпидота происходят из метаморфических и выветрелых магматических пород. Нередко они являются аутигенными образованиями, возникшими по средним и основным плагиоклазам и темноцветным минералам.

Минералы группы эпидота широко распространены в осадочных породах различного типа и возраста. Особенно много эпидотовых минералов в древних — палеозойских породах. Встречаются они в виде зерен неправильной формы, угловато-окатанных и окатанных зерен зеленой окраски, реже бесцветных (мелкие зерна). Узнаются обычно по бутыльно-зеленой окраске и высокому двупреломлению в виде концентрических полос (эпидот), низкому двупреломлению и прямому погасанию (цоизит), низкому двупреломлению и косому погасанию (клиноцоизит).

Хлоритоид происходит главным образом из кристаллических сланцев.

Диагностика хлоритоида не представляет трудностей. Хлоритоид является единственным минералом слюдоподобного облика

зеленой или синей окраски с плеохроизмом, имеет высокий показатель преломления ($>1,700$). Кроме хлоритоида, слюдоподобный облик и высокий показатель преломления имеет лепидомелан, но он окрашен в красно-бурые и красные тона.

Дюмортьерит и топаз происходят из метаморфических и изверженных пород. В осадочных породах топаз и дюмортьерит встречаются сравнительно редко. Это аллотигенные минералы осадочных пород, за исключением минералов группы эпидота (табл. 84).

Ильменит, лейкоксен, рутил, анатаз, брукит. Это широко распространенные аксессуарные минералы встречаются почти во всех типах осадочных пород. Происходят они главным образом из средних и основных магматических пород, частично образуются в результате вторичных процессов как в материнских, так и в самих осадочных породах.

Рутил почти всегда аллотигенный, за исключением мельчайших иголочек вторичного рутила, образующихся по выветрелым цветным слюдам (сагениит) и в измененных глинистых породах.

Анатаз и брукит чаще бывают аутигенными, реже аллотигенными. Ильменит и продукт его разрушения — лейкоксен обычно аллотигенные минералы осадочных пород.

Образование анатаза и брукита связано с разрушением силикатов и сложных окислов, содержащих титан (цветные слюды, ильменит, лейкоксен и др.).

По мнению Н. В. Рейгартена, в угленосных отложениях Караганды и Кавказа анатаз и брукит образуются за счет органо-минеральных соединений, содержащих титан.

Наиболее устойчивой модификацией является тетрагональный рутил.

Диагностика минералов двуокиси титана не представляет большой трудности. Помимо большой разницы в основных константах следует помнить, что брукит благодаря наличию сильной дисперсии обычно не гаснет в скрещенных николях и имеет аномальную индигово-синюю интерференционную окраску. По этим признакам он легко отличается от других минералов.

Анатаз встречается в виде бипирамидальных, весьма характерных кристаллов с радужно-серой интерференционной окраской высоких порядков. Среди кристаллов анатаза часты квадратные сечения — изотропные и обнаруживающие характерный геометрический рисунок благодаря наличию спайности по (111).

Рутил встречается в виде удлиненных призматических или овальных зерен с красно-коричневой, желто-бурой и золотистой окраской. Он имеет прямое погасание, высокие показатели преломления и двупреломления.

Ильменит и лейкоксен непрозрачны, часто оба минерала имеются в одном и том же зерне. В отраженном свете ильменит

Физические свойства андалузита,

Минералы Свойства	Андалузит	Силлманнит	Ставролит	Листен	Корунд
<i>Ng</i>	1,639—1,646	1,677—1,684	1,750—1,762	1,728—1,734	1,768 (<i>No</i>)
<i>Nm</i>	1,632—1,641	1,657—1,670	1,744—1,753	1,721—1,722	
<i>Np</i>	1,629—1,637	1,655—1,661	1,739—1,746	1,713—1,718	1,759 (<i>Ne</i>)
<i>Ng—Np</i>	0,009—0,011	0,020—0,023	0,011—0,015	0,012—0,015	0,009
2 <i>V</i>	(—) 75—86°	(+) 25—30°	(+) 80—90°	(—) 82—84°	Одноосный отрицательный
Погасание	Прямое <i>Np=c</i>	Прямое <i>Ng=c</i>	Прямое <i>Ng</i> ⊥ (001)	Косое <i>cNg'</i> = 27—32°	Прямое
Плеохроизм	Нет	Нет, в толстых зернах плеохроирует в бурых и синих тонах	От желто-бурого до бесцветного	Нет	Нет, сильно окрашенный, плеохроирует
Удлинение	Отрицательное	Положительное	Положительное	Положительное	Отрицательное
Цвет	Бесцветный, желтый, бурый, розовый, зеленый	Бесцветный	Красновато-бурый, в шлифах и зернах соломенно-желтый	Голубой, синий, зеленый, в шлифе бесцветный	Бесцветный, синий
Удельный вес	3,10—3,20	3,23—3,25	3,65—3,67	3,56—3,68	3,9—4,1
Твердость	7—7,5	7	7—7,5	4,5—6	9
Спайность	Ясная по (110)	Совершенная по (010)	Ясная по (010)	Совершенная по (100), средняя по (010)	Несовершенная по (0001)
Состав	$Al_2(SiO_4)O$	$Al(AlSiO_5)$	$FeAl_4(SiO_4)_2O_2(OH)_2$	$Al_2(SiO_2)O$	Al_2O_3
Сингония	Ромбическая	Ромбическая	Ромбическая	Триклинная	Гексагональная

силлиманита и других минералов

Эпидот	Цоизит и клиноцоизит	Дюмортьерит	Хлоритоид	Топаз
1,723—1,779	1,702—1,706 (цоизит)	1,686—1,692	—	1,617—1,638
1,719—1,763	1,712—1,735 (клиноцоизит)	1,683—1,691	1,710—1,770	1,610—1,631
1,712—1,729	1,696—1,702 (цоизит)	1,659—1,675	—	1,607—1,629
0,023—0,050	1,708—1,723 (клиноцоизит)	0,011—0,027	0,007—0,016	0,008—0,010
(—) 68—98°	1,696—1,702 (цоизит)	(—) 20—52°	(+) 36—68°	(+) 48—67°
	1,706—1,715 (клиноцоизит)			
	0,005—0,09 (цоизит)			
	0,006—0,023 (клиноцоизит)			
Косое с $Np=0-12^\circ$	Прямое (цоизит), косое (клиноцоизит)	Прямое	$cNg=3-30^\circ$	Прямое пога- сание в приз- матических сечениях
$Nm > Ng > Np$ в зеленых тонах	(+) 0—60° (цоизит) (+) 7—90° (клиноцоизит) Зеленоватый, розоватый, бесцветный	$Np > Nm >$ $> Ng$ в голубо- вато-синих тонах	$Ng > Nm >$ $> Np$ в зеленова- то-синих тонах	Окрашенные зерна плеох- рончны
Положитель- ное и отрица- тельное Зеленовато- желтый, бу- тыльно-зе- леный	— Зеленовато-розо- ватый, бесцвет- ный	Отрица- тельное Голубой, синий	Отрица- тельное Зеленый, синий	Положитель- ное Бесцветный, желтый, зеле- ный, красно- ватый
3,35—3,50	3,21—3,37	3,26—3,36	3,4—3,6	3,53—3,57
6—7 Совершенная по (001)	6,5—7 Совершенная по (010) (цоизит) (001) (клино- цоизит)	7 Хорошая по (100), меняется по (110)	5—6 Совершен- ная по (001)	8 Совершенная по (001)
$Ca_2(Al, Fe, Mn)_3$ $Si_3O_{12}(OH)$	$Ca_2Al_3(OH)Si_3O_{12}$	Al_4 $[Al_4BSi_3O_{19}$ (OH)]	$FeAl_2$ $[Al_2Si_2O_{10}]$ (OH) ₄	$Al_2[SiO_4]$ (F, OH) ₂
Моноклинная	Ромбическая (цо- изит), монокли- нная (клиноцоизит)	Ромби- ческая	Моноклип- ная или триклинная	Ромбическая

Физические свойства титанистых минералов

Минералы Свойства	Ильменит	Лейкоксен	Рутит	Анализ	Брукит
<i>Ng</i>	Непрозрачен, в очень тонких зер- нах пурпурно-бурый	Непрозрачен, в отраженном свете белый	2,902 (<i>Ne</i>)	2,561—2,501 (<i>No</i>)	2,740—2,741 2,585—2,6,5
<i>Nm</i> <i>Np</i>			2,615 (<i>No</i>) 0,287	2,488—2,431 (<i>Ne</i>) 0,070—0,073	2,583—2,615 0,124—0,158
<i>Ng—Np</i>	В отраженном свете стально-серый, ма- линово-серый	В тонких срезах просвечивает Показатели прелом- ления, двупрелом- ления высокие	Одноосный положительный	Одноосный отрицательный	(+) 55°
<i>2V</i> Погасание Плеохроизм	— Блеск металлоид- ный	— —	— Прямое Сильный в жел- тых, красно- бурых тонах	— Прямое Слабый в желто- зеленых и синих тонах <i>No < Ne</i>	— Прямое Сильная дис- персия, для желтых <i>r < V</i> , для синих <i>r > V</i>
Удлинение	—	Форма неправиль- ная, округлые зерна	Положительное		Аномальная индигово- синия интен- сивная окрас- ка
Удельный вес	4,5—5	3,5—4,5	4,18—4,25	3,82 3,95	3,87—4,08
Твердость	5—6		6—6,5	5,5—6,0	5,5—6
Спайность	Отсутствует	Нет	Совершенная по (110) и (100)	Совершенная по (001) и (111)	Слабая по (110) и (001)
Состав	FeTiO ₃	Продукт разложе- ния ильменита	TiO ₂	TiO ₂	TiO ₂
Сингония	Тригональная	Аморфный	Квадратная	Квадратная	Ромбическая

Физические свойства хромшпинелидов и флюорита

Минералы Свойства	Пикотит	Шпинель	Магнетит	Хромит	Флюорит
Оптические свойства	Изотропен $n = 2,05$, непрозрачен или просвечивающий в темно-красно-бурых тонах	Изотропна, прозрачна, $n = 1,713$ — $1,726$ до $1,750$	Непрозрачен, в отраженном свете серебристо-серый с металлическим блеском	Изотропен, непрозрачен, в тонких срезах густо окрашен, $n = 2,069$	Изотропен, $n = 1,433$ ($1,442$ — $1,457$). Иногда аномально двупреломляет
Формы	Октаэдры, зернистые агрегаты, в осадках обычно в виде угловатых осколков с раковинистым изломом	Октаэдры, в осадках окатанные и угловатые зерна	Октаэдры, додекаэдры, зерна неправильной формы	Октаэдры, додекаэдры, комбинации	Куб, октаэдр, в осадках угловато-окатанные зерна
Удельный вес	4,08	3,5—3,7	5,16—5,18	4,8—4,5	3,18
Твердость	8	8	5,5—5,18	5,5	4
Цвет	Красно-бурый, желто-бурый, зелено-бурый	Красная, розовая, зеленая, синяя, редко бесцветная	Серебряно-серый	Черный, бурый, черный	Бесцветный, белый, зеленый, синий
Блеск	—	—	Металлический	Металлический	Стекланный
Спайность	Несовершенная по {111}	Несовершенная по {011}	Нет, отдельность по {111}	Нет	Совершенная по {011}
Химический состав	$(Mg, Fe)(Al, FeCr)_2O_4$	$MgAl_2O_4$	$FeOFe_2O_3$	$FeOCr_2O_3$	CaF_2
Сингония			Кубическая		

Физические свойства сульфидов железа и тяжелых металлов

Минералы Свойства	Пирит	Марказит	Галенит	Сфалерит	Халькопирит
Оптические свойства	Изотропен, непрозрачен, в отраженном свете латунно-желтый с металлическим блеском	Анизотропен, непрозрачен, в отраженном свете бронзово-желтый с зеленоватым оттенком	Изотропен, непрозрачен, в отраженном свете свинцово-белый с металлическим блеском	Изотропен, в отраженном свете светло-серый с фиолетовым оттенком	Анизотропен, в отраженном свете желтый
Формы нахождения	Кристаллы, куб, октаэдры, зернистые, редко коломорфные агрегаты	Части радиально-лучистые агрегаты	Хорошо образованные кристаллы, куб, октаэдр, зернистые, реже коломорфные агрегаты		
Цвет	Медно-желтый, латунно-желтый	Бронзово-желтый, серовато-желтый с зеленым оттенком	Свинцово-серый	Буро-черный, желтый, зелено-серый	Латунно-желтый, золотисто-желтый с пестрой побежалостью
Блеск	Металлический	Металлический	Металлический	Жирный, алмазный	Металлический
Удельный вес	4,96—5,10	4,8	7,4—7,6		4,1—4,3
Твердость	6—6,5	6	2,5—2,75		3,5—4
Спайность	Несовершенная по (100) и (111)	Несовершенная по (110) и (011)	Совершенная по (100)	Совершенная по (110)	Несовершенная по (201)
Состав	Fe S_2	Fe S_2	PbS	Zn S	CuFeS_2
Сингония	Кубическая	Ромбическая	Кубическая	Кубическая	Тетрагональная

стально-серый с металлическим блеском, лейкоксен — белый, желтовато-белый. В отличие от магнетита ильменит не реагирует на магнит (табл. 85).

Пикотит, шпинель, магнетит, хромит, флюорит. Хромшпинелиды происходят главным образом из основных и ультраосновных изверженных пород. Это минералы достаточно устойчивые и довольно широко распространенные. Наиболее распространен магнетит, встречающийся почти во всех осадочных породах в виде зерен неправильной формы или правильных кристаллов (октаэдры). Магнетит часто окислен — с поверхности покрыт коркой окислов или гидроокислов железа (бурый, желто-бурый, красный). От других рудных минералов отличается высокой магнитностью (проверка при помощи магнетита в незакрепленном иммерсионном препарате).

Не менее часто встречается пикотит в виде характерных оскольчатых зерен с стекляннм блеском и раковистым изломом (обычно бурый, коричнево-бурый, красно-бурый, напоминает стекло). Шпинель и хромит встречаются значительно реже.

Флюорит в осадочных породах известен как аллотигенный и аутигенный минерал (в известняках и солях). Определяется по изотропии и низкому показателю преломления (табл. 86).

Пирит, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит. Сульфиды железа и тяжелых металлов являются аутигенными минералами осадочных пород. Они образуются при диагенезе осадков и позже, вплоть до процессов современного выветривания на земной поверхности.

Сульфиды железа, свинца, цинка описаны в карбонатных и фосфатных конкрециях, в известняках и доломитах, в обломочных породах, в угольных пластах.

Концентрации сульфидов в осадочных породах ничтожны и только в некоторых случаях достигают значительных размеров (пиритизация угольных пластов, некоторых известняков и др.). Возможно, что некоторые месторождения свинца и цинка имеют осадочное происхождение (табл. 87).

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусия А. П. Глинистые осадочные породы. М., 1953.
- Батурин В. М. Палеогеография по терригенным компонентам. М., 1937.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., 1947.
- Виккулова М. Ф., редактор. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., 1957.
- Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., 1957.
- Логвиненко Н. В. Введение в методяку исследования осадочных пород. Изд. ХГУ, 1957.
- Логвиненко Н. В. Основы методики исследования осадочных пород. Изд. ХГУ, 1962.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I и II. М., 1956.
- + Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. М., 1954.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Т. I и II. М., 1940.
- + Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1961.
- + Рухин Л. Б., редактор. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. I и II. Л., 1958.
- Страхов Н. М., редактор. Методы изучения осадочных пород. Т. I и II. М., 1957.
- + Страхов Н. М., редактор. Образование осадков в современных водоемах. М., 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I и II. М., 1960, Т. III, М., 1962.
- Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод определения вещества. 2-е изд. М., 1965.
- + Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М., 1936.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., 1958.
- + Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. М., 1958.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. III. М., 1958.
- Krumbein W. C. and Pettijohn F. I. Manual of Sedimentary Petrography. L., 1938.
- Milner H. B. Sedimentary Petrography. L., 1940.
- Pettijohn F. I. Sedimentary Rocks. N. I. 1957.
- Niggli P. Gesteine Minerallagerstätten: Band II Exogene gesteine und Minerallagerstätten. Basel. 1952.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
История возникновения и развития петрографии осадочных пород	3
Предмет и задачи петрографии осадочных пород	7
Связь петрографии осадочных пород с другими науками	8
Методы исследования осадочных пород	9
Практическое значение петрографии осадочных пород	10
Часть первая	
Условия образования, состав, строение и классификация осадочных пород	12
<i>Глава первая.</i> Стадии образования осадочных пород	15
Стадия гипергенеза	15
Стадия седиментогенеза	25
Стадия диагенеза	44
<i>Глава вторая.</i> Стадии изменения осадочных пород	52
Стадия катагенеза	52
Стадия метагенеза	62
Гипергенез	66
<i>Глава третья.</i> Составные части осадочных пород	72
<i>Глава четвертая.</i> Классификация и текстурно-структурные особенности осадочных пород	91
Часть вторая	
Описание осадочных пород	117
<i>Глава пятая.</i> Обломочные и глинистые породы	118
Обломочные породы	118
Глинистые породы	141
<i>Глава шестая.</i> Глиноземистые, железистые, марганцевые, фосфатные и кремнистые породы	152
Глиноземистые породы — аллиты	152
Железистые породы	157
Марганцевые породы	160
Фосфатные породы	162
Кремнистые породы — силициты	167
<i>Глава седьмая.</i> Карбонатные породы и соли	173
Карбонатные породы	173
Соляные породы или соли	183
<i>Глава восьмая.</i> Каустобиолиты	193

Часть третья

Состав, строение и условия образования осадочных толщ	207
Глава девятая. Фации и палеогеография	209
Фации	209
Палеогеография	216
Глава десятая. Формации осадочных пород	225
Глава одиннадцатая. Периодичность и эволюция осадконакопления	237
Периодичность осадконакопления	237
Эволюция осадконакопления	242

Часть четвертая

Методы исследования осадочных пород	248
Глава двенадцатая. Корреляция немых осадочных толщ	251
Глава тринадцатая. Определение гранулометрического состава и подготовка пород к минералогическому анализу	259
Определение гранулометрического состава	259
Подготовка пород к анализу	263
Глава четырнадцатая. Минералогический анализ	272
Иммерсионный метод	272
Хроматический и капельный анализы	313
Глава пятнадцатая. Изучение осадочных пород в шлифах	322
Глава шестнадцатая. Физико-химические и физические методы исследования	336
Глава семнадцатая. Описание минералов и методические указания по их определению	361
Породообразующие минералы	361
Наиболее распространенные акцессорные минералы осадочных пород	392
Литература	414

Николай Васильевич Логвиненко

ПЕТРОГРАФИЯ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Редактор И. М. Шагирова
Художественный редактор Э. А. Марков
Технический редактор С. С. Горихова
Корректор М. А. Ансерт

Т-02799.	Сдано в набор 26/XI—66 г.	Подп. к печати 20/IV—67 г.
Формат 60×90 ^{1/16}	Объем 26 печ. л.	Уч.-изд. л. 27,31
Изд. № Е — 7/60	Тираж 10 000 экз.	Цена 1 р. 11 к.

Москва, К-51, Неглинная ул., д. 29/14,

Издательство «Высшая школа»

Тематический план издательства «Высшая школа»
(вузы и техникумы) на 1967 г. Позиция № 171.

Московская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР,
Хроловский пер., 7. Зак. 3132