Н. В. ЛОГВИНЕНКО

ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

С ОСНОВАМИ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Издание третье,
переработанное и дополненное

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

МОСКВА
·ВЫСШАЯ ШКОЛА·
1984

ББК 26.303
Л69
УДК 552.14

Рецензент:
д-р геолог.-минералог. наук, проф. Л. И. Карякин
(Харьковский государственный университет им. А. М. Горького)

Логвиненко Н. В.

Л69 Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): Учебник для студентов геолог. спец. вузов.— 3-е изд., перераб., и доп.— М.: Высш. шк., 1984.— 416 с. ил.

В пер.: 1 р. 40 к.

В учебнике рассмотрены осадочные породы, условия их образования и изменения, вопросы формирования осадочных толщ, методы и приемы исследования осадочных пород. В третьем издании (второе вышло в 1974 г., в 1976 г. оно было удостоено Государственной премии СССР) переработаны и дополнены введение; главы, посвященные образованию и изменению осадочных пород; описание обломочных, карбонатных и глинистых пород; раздел о фациях. Внесены изменения и дополнения в методическую часть.

Может быть полезна студентам геологических, геохимических, инженерно-геологических и гидрогеологических специальностей высших учебных заведений.

Л $\frac{1904020000-032}{001(01)-84}$ 78—83

ББК 26.303
552

© Издательство «Высшая школа», 1974
© Издательство «Высшая школа», 1984, с изменениями

Предисловие

Петрография осадочных пород занимает в цикле геологических наук особое место. Ее большое теоретическое и практическое значение объясняется прежде всего тем, что предмет ее исследования — современные и ископаемые осадки — весьма широко распространены на нашей планете (они покрывают около 70% площади континентов и почти 100% площади морей и океанов). К осадочным образованиям приурочены очень многие полезные ископаемые, в том числе и такие важные, как уголь, нефть, горючие газы, руды железа, марганца, алюминия и другие, без которых уже невозможно представить современную цивилизацию. Многие осадочные и метаосадочные породы сами по себе представляют полезные ископаемые, используемые, например, в качестве строительных и (или) дорожных материалов.

При геологической съемке, инженерно-геологических изысканиях, поисках и разведке полезных ископаемых часто основным источником весьма важной разносторонней геологической информации являются осадочные породы. Именно петрография учит умению получать необходимые геологические сведения, поэтому каждый геолог должен считать эту науку своей alma mater.

Создание учебника по столь многогранной дисциплине, какой является петрография осадочных пород, весьма нелегкая задача. Профессор Н. В. Логвиненко благодаря удивительному сочетанию в одном лице опытного педагога, крупного ученого, исследователя весьма широкого профиля, лично изучавшего самые различные геоформации (угленосные, флишевые, молассовые и др.), а также современные осадки Мирового океана, смог создать прекрасный учебник, второе издание которого (1974) было заслуженно в 1976 г. удостоено Госу-

дарственной премии СССР. Поэтому третье издание учебника, существенно дополненное и частично переработанное, можно только приветствовать. Н. В. Логвиненко учел высказанные в печати пожелания в отношении улучшения содержания книги как учебника. Так как больше половины всех литологов в СССР так или иначе связаны с нефте- и газодобывающей промышленностью, в новом издании приведены сведения о пористости и проницаемости разного типа осадочных пород; изложена суть современной господствующей осадочно-миграционной теории образования нефти. В методическую часть добавлен раздел о люминесцентном анализе и растровом (сканирующем) электронном микроскопе. Пополнен и справочный отдел.

Можно не сомневаться, что третье издание учебника, отражающее современный уровень развития советской и мировой науки в области петрографии современных и ископаемых осадков, будет весьма полезным не только студентам и аспирантам, но и всему широкому кругу специалистов, занимающихся изучением и эксплуатацией осадочных образований и связанных с ними полезных ископаемых.

Учебник соответствует программе курса «Петрография осадочных пород» и «Литология».

Член-корреспондент АН СССР *Н. Б. Вассоевич*

Введение

История возникновения и развития петрографии осадочных пород

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

Возникновению новой научной дисциплины способствовало быстрое развитие промышленности и сельского хозяйства, требовавшее все большего и большего количества различных полезных ископаемых. Большинство полезных ископаемых — руды железа, марганца, алюминия, уголь, нефть, горючие газы, калийные соли, фосфориты, строительные материалы — представляет собой осадочные горные породы. Следовательно, правильная организация поисков и разведок полезных ископаемых невозможна без знания состава и условий образования осадочных пород.

Естественно, что для возникновения новой научной дисциплины потребовался долгий подготовительный период.

История развития петрографии тесно переплетается с историей других геологических наук, поэтому, чтобы не повторяться, кратко рассмотрим только некоторые, наиболее важные вехи в развитии геологии, подготовившие создание новой отрасли знаний.

Изучение современных осадков и некоторых осадочных пород началось в XVIII в. Одна из первых работ в этой области — «История рек и ручьев Французского королевства, несущих золотые чешуйки» — принадлежит Реомюру и посвящена золотоносным пескам Франции. Ценный вклад в развитие геологии внес великий русский ученый М. В. Ломоносов. В работе «О слоях земных» он рассматривает и объясняет происхождение угля и нефти, сравнивает современные осадки и осадочные породы (торф и каменный уголь), а также высказывает общие, принципиально правильные соображения об условиях образования осадочных пород. Однако в целом XVIII в. был периодом накопления фактического материала по современным осадкам и некоторым осадочным породам. Среди методов исследования преобладало визуальное описание с простейшими физическими и химическими испытаниями.

В XIX в. продолжается накопление фактического материала, совершенствуется методика исследования и формулируется ряд важных теоретических обобщений.

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

Наряду с совершенствованием методов исследования появляются крупные теоретические обобщения: теория слоеобразования, понятие о фациях и закон корреляции фаций, введенные в науку Н. А. Головкинским (1867) и И. Вальтером (1894), учение о циклах седиментации, разработанное Ньюберри и др. (1872). Они сыграли большую роль в развитии не только петрографии осадочных пород, но и геологии вообще.

Крупные успехи были достигнуты в области изучения современных осадков. В 1876 г. закончила работу экспедиция Д. Меррея и А. Ренара на судне «Челленджер», обследовавшая донные осадки океанов. В 1890 г. Н. А. Андрусов изучал 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 создавалось М. Д. Залесским, И. М. Губкиным и др. М. Д. Залесскому принадлежит классическое исследование условий образования ископаемых углей. И. М. Губкин разработал основы учения о нефти и много сделал для ее поисков и разведки.

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

Из зарубежных ученых конца XIX и начала XX в. следует упомянуть В. Мейке, Л. Кайе, Г. Потонье. В. Мейке одним из первых начал исследовать степень выветрелости обломочных минералов и использовал эти данные для реконструкции палеоклиматов.

Л. Кайе принадлежат фундаментальные труды по меловым отложениям Франции (1916). Г. Потонье — один из основоположников учения о происхождении углей и автор 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. Батурин, С. Г. Вишняков, В. Б. Татарский.

В 30-е и 40-е годы получили развитие методы термического и рентгеноструктурного анализа и сделаны первые попытки применения электронного микроскопа при изучении осадочных минералов (А. И. Цветков, В. П. Иванова, А. К. Болдырев, В. И. Михеев и др.). Одновременно совершенствовались методы химического и спектрального анализа, электромагнитной и электростатической сепарации минералов (И. И. Гинзбург, А. П. Никитин, Е. В. Рожкова и др.). Затем появились новые физические и физико-химические методы — электронографии, растровой и электронной микроскопии, микрозондовый, инфракрасной спектроскопии и др.

В 1940 г. была опубликована монография Л. В. Пустовалова «Петрография осадочных пород», получившая Государственную премию СССР. Эта работа содержала ряд дискуссионных положений и послужила толчком для новых экспериментальных и теоретических исследований в области осадочной петрографии.

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

В 50-е годы советскими учеными опубликован ряд методических руководств и справочников: «Методы изучения осадочных пород» под редакцией Н. М. Страхова, «Справочник по петрографии...» под редакцией В. Б. Татарского и Л. Б. Рухина, «Методическое руководство по изучению глин» под редакцией М. В. Викуловой, «Основы учения об осадочных породах» Л. Б. Рухина, «Введение в методику исследования осадочных пород» Н. В. Логвиненко и др. В 1958 г. опубликовано 3-е издание «Петрографии осадочных пород» старейшего петрографа нашей страны М. С. Швецова — книга, имеющая значение не только как учебник, но и как монография,

посвященная осадочным породам и условиям их образования. В 1960 г. вышла в свет монография Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза», удостоенная Ленинской премии в 1961 г. В этой фундаментальной работе рассматриваются типы литогенеза (образования осадочных пород) и освещаются общие закономерности осадко- и породообразования.

За последние 20—30 лет детально изучены многие осадочные толщи в различных областях нашей страны, а также осадки морей и океанов. Исследованием литологии докембрия занимались А. В. Сидоренко, О. И. Лунева, А. А. Предовский и др.; нефтеносных отложений — Н. Б. Вассоевич, С. Г. Саркисян, Г. И. Теодорович, В. Д. Наливкин, С. Г. Неручев и др.; угленосных толщ и углей — Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев, А. И. Феофилова, Л. Н. Ботвинкина, М. И. Ритенберг, Г. А. Иванов, Г. Ф. Крашенинников, Н. В. Логвиненко и др.; карбонатных пород — Н. М. Страхов, Г. И. Теодорович, И. В. Хворова, Г. И. Бушинский; соленосных толщ — А. А. Иванов, М. Г. Валяшко, Я. Я. Яржемский; железных руд и бокситов — Н. М. Страхов, Г. И. Бушинский, Ю. К. Горецкий, Б. М. Михайлов, фосфоритов — Б. М. Гимельфарб, Г. И. Бушинский; кор выветривания — И. И. Гинзбург, А. П. Никитин, Б. М. Михайлов; современных осадков морей и океанов — Н. М. Страхов, П. Л. Безруков, А. П. Лисицын, М. В. Кленова, И. О. Мурдмаа, Е. М. Емельянов, И. И. Волков, Э. А. Остроумов, Е. Ф. Шнюков и многие другие.

В эти же годы появились новые обобщающие теоретические работы, рассматривающие отдельные стороны осадочного процесса или весь процесс в целом. В этих работах освещены проблемы палеогеографических реконструкций по терригенным компонентам (В. П. Батурин, В. А. Гроссгейм, С. Г. Саркисян), генезиса флиша (Н. Б. Вассоевич, И. В. Хворова, Н. В. Логвиненко); периодичности и цикличности угленосных толщ (Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев, Г. А. Иванов, Н. В. Логвиненко); вторичных изменений осадочных пород (Л. Б. Рухин, Н. В. Логвиненко, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, А. В. Копиелович и др.). Для выяснения связи между осадконакоплением и режимом геотектонических движений большое значение имели исследования А. Л. Яншина, В. В. Белоусова, А. Б. Ронова, В. Е. Хаина и др.

Исследованию закономерностей современного осадконакопления в морях и океанах посвящены работы Н. М. Страхова, П. Л. Безрукова, А. П. Лисицына, Е. А. Романкевича и др.

Современный период развития литологии в нашей стране характеризуется не только широким размахом обычных литологических исследований, но и появлением работ и даже определенных направлений специфического типа: палеоклиматических (В. М. Синицын), палеоэкологических (Р. Ф. Геккер, Т. Бельская, А. И. Осипова), палеогидрохимических (Н. С. Спиро, И. С. Грамберг и др.), а также экспериментальных (воспроизведение осадочных текстур, структур и минералов в лабораторных условиях).

Большую и плодотворную работу по организации и коорди-

нации литологических исследований проводила Комиссия по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР (ныне Межведомственный литологический комитет). Ежегодно проводятся различные семинары и симпозиумы, публикуются доклады и сообщения.

Следует также отметить важное начинание — школу по морской геологии в Геленджике, которая собирается с периодичностью в два года. На 25-й и 26-й сессиях МГК в Сиднее и в Париже секции петрографии осадочных пород и морской геологии были объединены в одну единую секцию.

С 1963 г. выходит специальный журнал «Литология и полезные ископаемые» — орган АН СССР и Министерства геологии СССР.

В 1971 г. опубликована монография Н. М. Страхова «Развитие литогенетических идей в России и СССР», представляющая собой обзор истории литологии в нашей стране. В 1974 г. опубликовано второе издание «Петрографии осадочных пород» Н. В. Логвиненко. В 1974—1978 гг. вышли в свет монографии А. П. Лисицына, посвященные седиментации в океанах, а в 1976 г.— Н. М. Страхова «Проблемы геохимии современного океанского литогенеза», представляющие собой обобщение огромного материала по современным осадкам океанов. Закономерностям осадочного процесса и его энергетике посвящены работы С. В. Тихомирова (1972), П. П. Тимофеева и др. (1979), связи осадконакопления и процессов изменения осадков со спредингом и тектоникой плит — А. П. Лисицына (1974—1978), Н. В. Логвиненко (1980).

На очередном Всесоюзном литологическом совещании (Москва, апрель 1979 г.) были рассмотрены итоги работ за последние годы, поставлены и обсуждены основные проблемы литологии (П. П. Тимофеев, 1979).

Осадочная петрография успешно развивается во многих странах. Польские литологи имеют большие достижения в изучении флиша, докембрия и угленосных толщ. В Югославии и Чехословакии интенсивно развиваются исследования флиша Карпат, Альп и Динарид (М. Дмитриевич, Е. Обрадович, Р. Маршалко и др.), современных осадков, кор выветривания и глин (И. Конта, З. Кукал и др.), угленосных отложений (В. Гавлена, В. Допита, Г. Скочек и др.), бокситов (М. Протич, Л. Марич и др.).

В Англии много сделано в области изучения минералов осадочных пород. Первая сводка по минералогии осадочных пород принадлежит П. Боссвеллу. Изучением терригенных минералов, минералов россыпей, методикой иммерсионного анализа занимался Г. Мильнер. Ему принадлежит один из первых учебников петрографии осадочных пород (русский перевод 1933, 1934 и 1968 гг.).

В. Твенгофел (США) с сотрудниками создали фундаментальную монографию, в которой рассмотрены условия образования осадков и пород. Эта книга, насыщенная фактическим материалом по осадочным образованиям Америки и других областей земного шара, представляет интерес и в настоящее время (русский перевод 1936 г.). Ф. Петтиджону принадлежит наиболее полный по охвату материала

учебник петрографии осадочных пород на английском языке и серия исследований различных осадочных пород Северной Америки. Работы К. Эмери, Ф. Шепарда, Г. Фридмана, Дж. Аррениуса, Р. Гинзбурга посвящены морским и океаническим осадкам, коралловым рифам, подводным каньонам и т. п.

М. Тейхмюллер, Д. ван Кревелен (ФРГ) известны своими исследованиями ископаемых углей. Е. Шибольд, К. Корренс, Э. Дегенс занимаются изучением морских и океанических осадков (Северное море, Атлантика, Индийский океан) и геохимией осадочного процесса. Книга Э. Дегенса «Геохимия осадочных образований» переведена на русский язык в 1967 г. В ней впервые изложены основы геохимии органического вещества в осадках и осадочных породах.

Г. Фухтбауер является автором монографии «Осадки и осадочные породы», вышедшей в 1970 г. на немецком и в 1975 г. на английском языках.

Французские литологи уделяют большое внимание изучению глин и глинистых минералов и вторичных изменений осадочных пород в стратисфере. Фундаментальный труд по геологии глин Ж. Милло переведен в 1968 г. на русский язык. С. Д. де Сегонзак изучал вторичные изменения осадочных пород Франции и Северной Африки.

Д. Кюнен занимался моделированием условий образования градационной слоистости, ему же принадлежит новая гипотеза образования флиша и один из первых учебников морской геологии.

Австралийские и новозеландские геологи изучали вторичные изменения осадочных пород, ввели понятие о минеральных фациях измененных осадочных пород (Д. Кумбс, Дж. Пекхем, К. Крук), современные морские и океанические осадки (К. Фон дер Борч), россыпи (Д. Гарднер) и др.

В кратком обзоре невозможно даже перечислить наиболее важные работы по осадочной петрографии как отечественных, так и зарубежных ученых. В заключение отметим особо важное значение для литологии бурения в океане на корабле «Гломар Челленджер» (1968—1980).

Предмет и задачи петрографии осадочных пород и ее связь с другими науками

Петрография осадочных пород изучает осадочные горные породы, их химический и минеральный состав, структуры и текстуры, органические остатки и другие особенности и на основании этого решает вопрос об их происхождении. Важнейшей задачей петрографии осадочных пород является также изучение состава и происхождения осадочных полезных ископаемых. Чтобы уяснить, какие проблемы решает осадочная петрография и какими методами, коротко охарактеризуем ее основные направления.

Терригенно-минералогическое направление. Задача этого направления — исследование обломочных минералов осадочных пород с целью корреляции немых (не содержащих органических остатков) осадочных толщ и для палеогеографических реконструкций. На-

пример, 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. Аутигенные минералы осадочных пород являются показателями физико-химических и термодинамических условий их образования. Поэтому изучение первичных (седиментационных) и вторичных (постседиментационных) минералов очень важно, так как помогает восстановить естественную историю пород (и геологическую историю региона) и определить характер и качество полезных ископаемых.

Геохимическое направление. Задача этого направления — выяснение условий миграции и концентрации химических элементов в осадках и породах в связи с физико-химическими и геологическими факторами. Основные методы исследования — химические и количественные спектральные анализы осадочных пород, проводимые на массовом материале, собранном на обширных территориях. Для решения геохимических проблем широко используют изучение изотопного состава элементов. Из этого направления в настоящее время выросли две новые самостоятельные дисциплины — геохимия осадков, пород и руд и геохимия органического вещества (органическая геохимия).

Фациально-формационное направление. На основании детального изучения осадочных пород восстанавливают условия их образования (фациальный анализ). Затем в разрезах осадочных толщ выделяют парагенетически связанные между собой комплексы фаций (или пород) и прослеживают их размещение в пространстве и времени (формационный анализ). Формации образуются при определенных физико-географических условиях и геотектоническом режиме, их характер и размещение помогают выяснить геологическую историю региона и выявить полезные ископаемые. При геологической съемке и поисках полезных ископаемых фациально-формационный анализ — обычный метод исследования.

Изучение современных осадков. Современные осадки — материал, из которого со временем образуются осадочные породы. Процесс формирования осадков мы наблюдаем и можем изучить среду их образования. Эти знания помогают геологам определять условия формирования древних осадков — осадочных пород. Изложенное положение служит основой сравнительно-литологического метода. Изучение современных осадков — проблема номер один в науке об осадочных породах и несомненно сыграет важную роль в дальнейшем ее развитии.

Проблема изучения литологии докембрия. Древнейшие породы протерозоя и архея представлены главным образом метаморфическими и магматическими разностями. Исследование метаморфических пород показывает, что они образовались преимущественно

из осадочных. Так, многие полосчатые гнейсы представляют собой метаморфизованные флишевые и флишоидные отложения. Среди метаморфических пород протерозоя обнаружены метаморфизованные коры выветривания и породы, содержащие органическое вещество. Все это важно для реконструкции условий, существовавших на земле в древнейшие времена (А. В. Сидоренко, 1971).

Экспериментальное направление. Во многих лабораториях проводятся опыты по воспроизведению осадочных текстур и структур (различных типов слоистости, знаков волн и течений, отпечатков на нижней поверхности пластов — гиероглифов во флише и др.), выяснению условий образования осадочных минералов и их изменений при низких и повышенных давлениях и температуре (каолинита, гидрослюд, смешанно-слойных минералов, карбонатов, сульфатов и др.). Это направление ведет свое начало от первых опытов по выпариванию морской воды в прошлом веке, но только в настоящее время подобные исследования превратились в самостоятельное экспериментальное направление. Экспериментаторы моделируют как физические, так и физико-химические процессы образования осадочных минералов и структур (от процессов выветривания на земной поверхности до изменений осадочных пород при метагенезе), что очень важно для выяснения условий образования пород и полезных ископаемых.

Математическое направление. Вероятно, нельзя выделять специальное математическое направление. Однако необходимо отметить, что математические методы стали широко использоваться при литологических исследованиях. Так, математическая статистика и теория вероятности применяются при обработке многочисленных анализов осадочных пород (гранулометрических, минералогических, химических, спектральных и др.). Внедрение математических методов в литологию — новая и весьма перспективная проблема.

В последнее десятилетие наряду с терминами «петрография осадочных пород» и «литология» стали употреблять термин «седиментология», причем некоторые исследователи говорят о новом направлении в литологии.

Что же такое седиментология? Sediment (англ.) в переводе означает осадок и осадочная порода (для осадочной породы имеется и другое наименование). Латинское sedimentum, французское и немецкое sediment также обозначают осадок.

Sedimentology — наука об осадках и осадочных породах. В геологическом словаре (М., 1973, т. 2, с. 205) седиментология определяется так же как наука об осадках и осадочных породах, однако там же несколько непоследовательно сказано, что физическая седиментология — новая отрасль литологии, изучающая осадконакопление как закономерный процесс и т. д.

Но если есть физическая седиментология, то несомненно имеется химическая, физико-химическая и биогенная седиментология, т. е. мы снова приходим к науке об осадочных породах и осадках — изучению их состава, текстур и структур и закономерностей их образования, в том числе — путем моделирования эксперименталь-

ным и математическим. Чтобы быть объективным, следует напомнить, что всегда существовало генетическое направление в науке об осадочных породах, в котором делался акцент на процессах, а не на описании осадков и пород (работы Л. В. Пустовалова, Н. М. Страхова, В. Твенгофела и др.). Современные работы под названием «Седиментология» (Ю. П. Казанского, С. И. Романовского, Р. Сели, Р. Гродзинского и др.) продолжают эти традиции, причем некоторые из них с широким применением математических методов и математических моделей.

Связь петрографии осадочных пород с другими науками. Осадочные породы представляют собой геологические тела и минеральные агрегаты одновременно. Это обстоятельство определяет связь петрографии с науками общегеологическими (стратиграфией, палеонтологией, геологией, геотектоникой и др.) и науками минералого-геохимического цикла (кристаллографией, минералогией, петрографией кристаллических пород, геохимией), 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. Поэтому, естественно, существует тесная связь петрографии осадочных 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 технических (учение о строительных материалах, механика грунтов, горное дело) наук и некоторых отраслей промышленности (керамическая, угольная).

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

Методы исследования и практическое значение петрографии 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 петрографии методами производится 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 служит *кристаллооптический анализ в шлифах* (тонких срезах) и в зернах в иммерсии (в жидкостях). Параллельно с кристаллооптическим анализом породы исследуют 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 определяют с помощью спектрального анализа.

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

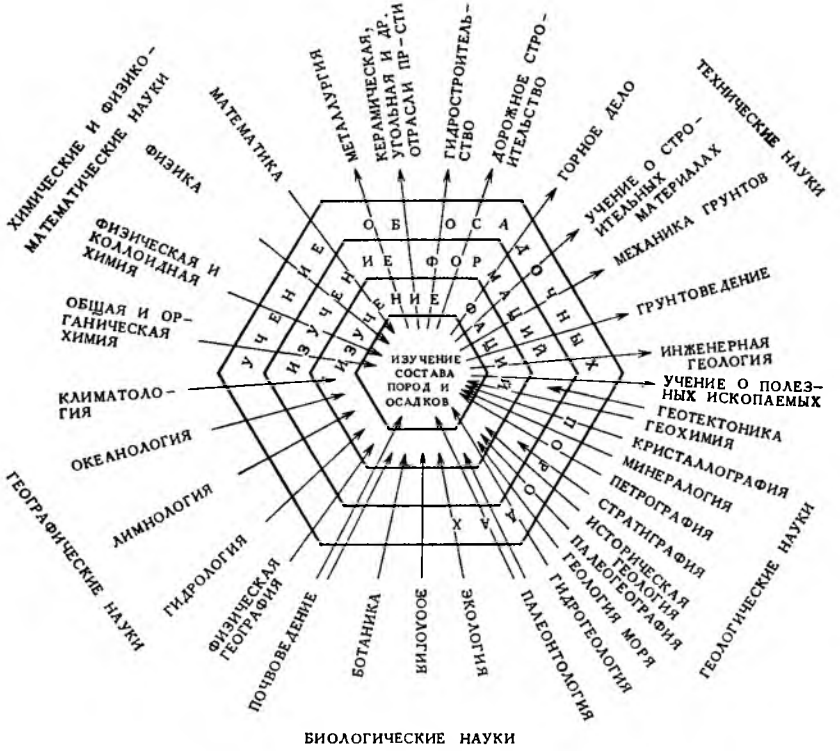


Рис. 1. Связь петрографии осадочных пород с другими науками

Изучая тонкодисперсные породы, такие, как глины, руды железа, алюминия, карбонатные породы, применяют *термический* и *рентгеноструктурный анализы*. 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 решетки кристаллов лучи фиксируются на фотопленке. Так получается дебаеграмма, имеющая для каждого минерала свои характерные черты, определяемые строением пространственной решетки минерала.

В последнее время широко пользуются *методом электронно-микроскопического исследования,* а также *электронно-графическим методом структурного анализа.* Последний использует явление дифракции электронов от плоских сеток пространственной решетки кристаллов и отличается от рентгеновского метода тем, что вместо рентгеновских лучей применяется поток электронов.

Изучение осадочных пород имеет большое практическое значение. Многие осадочные породы — ценные полезные ископаемые. Это уголь, нефть, руды алюминия, железа, марганца, редких цветных и благородных металлов (россыпи), гипс, ангидрит, каменная и калийная соли, фосфориты, цементные мергели, мел, известняки, пески, песчаники, глины и др.

Не определив вещественный состав, невозможно установить их качество, а не зная условия их образования, нельзя правильно направить поиски и разведки полезных ископаемых.

Петрография осадочных пород находит широкое применение в нефтяной геологии при изучении коллекторов нефти и газа и 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. Чтобы не допустить ошибки в выборе места строительства, необходимо предварительно исследовать основания, определить их физико-механические и несущие свойства.

Многие осадочные породы используются 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 свойств осадочных пород. Следовательно, осадочная петрография представляет интерес и для почвоведов и агрономов.

Часть 1

Условия образования, состав, строение и классификация осадочных пород

Осадочной породой называют геологическое тело, возникшее из продуктов физического и химического разрушения литосферы, 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 это процессы физико-механические, физико-химические, химические и органические, и регулируются они 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 (например, выбросы вулканов), 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), они выветриваются.

Таким образом, возникновение и изменение осадочных пород представляют собой ряд последовательных закономерных процессов, происходящих в различных

термодинамических и физико-химических условиях, которые определяют 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, или *стадия седиментогенеза* (образования осадков).

Третья стадия — преобразование осадков, возникновение осадочных пород — именуется *диагенезом.* В результате образуются осадочные породы, поэтому указанные выше стадии называют стадиями *литогенеза* (Страхов, 1960) [1].

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[2], 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 главным образом 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. Огромная масса осадочного вещества

---

[1] Некоторые ученые (Вассоевич и др., 1958) в понятие литогенеза включают и стадии изменения осадочных пород.

[2] Нивальный климат — климат полярных и высокогорных областей, где вся вода представлена в виде льда и снега 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).

поступает сюда из гумидных зон и сильно усложняет процессы осадконакопления и диагенеза в их пределах. 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. Страхов выделял еще один, четвертый, тип литогенеза по источнику вещества — *эффузивно-осадочный*. Он связан с областями современной и прошлой вулканической деятельности. Вулканы поставляют большое количество материала — исходных продуктов для образования осадочных пород. Многие из осадочных пород содержат в небольших количествах вулканогенный материал не только в областях вулканической деятельности, но и на расстоянии тысячи и нескольких тысяч километров от вулканов. Большое количество вулканогенного вещества выносится в водные бассейны в виде растворов.

Климатические — зональные типы литогенеза: ледовый, аридный и гумидный установлены на суше и в водоемах суши — озерах, внутренних морях и, возможно, частично проявляются в окраинных морях океана. Вулканогенно-осадочный азональный тип литогенеза характерен как для суши, так и для океана. В 1976 г. Н. М. Страхов выделил океанский тип литогенеза и противопоставил его типам литогенеза суши.

Специфика океанского литогенеза связана с огромными масштабами океанических бассейнов, накоплением основной массы осадочного вещества в гидродинамически активных зонах развития течений и минимальной в халистатических зонах, высокой дифференциацией вещества по размеру частиц — осаждением на ложе океана тонкодисперсных глин с железо-марганцевыми конкрециями и биогенных пелитовых илов, и также малой чувствительностью его к климату (Страхов, 1976).

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

Пятая стадия — стадия глубоких структурно-минералогических изменений пород в нижней части стратисферы (главным образом в геосинклиналиях) носит название *метагенеза*.

Дальнейшая история осадочных 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 — один из наиболее важных разделов петрографии осадочных пород.

Стадии образования осадочных пород

Стадия гипергенеза

Стадия гипергенеза представляет собой первый — подготовительный этап образования осадочных пород.

Типы выветривания. Разрушение материнских пород на поверхности Земли под воздействием воздуха, воды, льда, изменения температуры и других физических и химических явлений, а также жизнедеятельности организмов называется *выветриванием.*

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

Физическое выветривание. Главные факторы — изменения температуры, разрушающая деятельность воды, льда и ветра.

Благодаря неодинаковым тепловым свойствам минералов, образующих породу, суточные изменения температуры приводят к неравномерному расширению и сжатию их, в результате чего в породах появляются мельчайшие трещины. В трещины попадает вода, замерзает и расширяет их. Испарение воды и отложение в трещинах солей вызывают аналогичное явление.

Большую разрушительную работу производят текучая вода, волны прибоя. Движущийся лёд (ледник) выскабливает и сглаживает свое ложе, механически раздробляя горные породы. Деятельность ветра вызывает явления развеивания и корразии.

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 диссоциации вода всегда содержит некоторое количество ионов H^+ и OH^-, в зависимости от концентрации которых она обладает кислотными или щелочными свойствами. Мерой кислотности или щелочности служит 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 водородных ионов. При $pH > 7$ реакция воды 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 воды.

Действие воды на минералы происходит тремя путями: *растворение, гидратация* — вытеснение ионами H^+ оснований из сили-

катов 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 окисляются органическое вещество и сульфиды. Степень окисленности или восстановленности соединений или среды (растворов) оценивается величиной *окислительно-восстановительного потенциала* — Eh. Величина Eh измеряется в вольтах. При положительных значениях Eh среда окислительная, при отрицательных — 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. Присутствие углекислоты снижает значение pH. Кислые воды энергично растворяют карбонаты и вытесняют основания силикатов.

Источником углекислоты являются 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, устойчивые 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. Они 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 Мооса). Абсолютная твердость измеряется при помощи специальных приборов — склерометров. Так как механическая устойчивость минералов зависит не только от твердости, но и от других свойств, определить ее наиболее точно можно с помощью 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).

Химическая устойчивость минералов зависит от состава, строения (конституции) и степени дисперсности материала, а также от характера среды и времени пребывания минералов в этой среде.

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

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

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

Таблица 1. Соотношение между относительной, абсолютной твердостью и снашиваемостью

Минералы	Твердость по Моосу (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	—

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

Таблица 2. Некоторые сведения о растворимости минералов в воде

Минерал	Температура °С	Растворимость, 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
Галит	20	36,0	
Сильвин	20	34,0	
Калийная селитра	20	31,7	
Гипс	20	0,24	
Ангидрит	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	—	Нерастворим	

Таблица 3. Изменение минерального состава гнейса при выветривании в массовых долях (по Гольдичу)

Минералы	Гнейс	Элювиальная глина	
		первая стадия	вторая стадия
Минералы легкой фракции			
Кварц	30,0	35,0	40,0
Калиевые полевые шпаты	29,0	31,0	18,0
Плагиоклазы	40,0	4,0	1,0
Минералы тяжелой фракции			
Алланит	0,06	—	—
Ортит	1,91	0,04	Следы
Биотит	76,98	18,55	0,70
Ильменит	2,27	—	—
Лейкоксен	0,11	—	—
Лимонит	0,01	79,73	98,34
Магнетит	5,65	—	—
Коллофанит	—	0,33	—
Пирит	0,05	0,07	Следы
Роговая обманка	9,84	0,13	—
Сидерит	—	0,28	0,05
Титанит	0,49	—	—
Хлорит	Присутствует	Присутствует	Присутствует
Циркон	0,43	0,74	0,76
Эпидот	2,24	0,09	0,14

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

По данным табл. 3 видно, что устойчивыми минералами 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. Неустойчивые минералы — плагиоклазы, пироксены, амфиболы, биотит, количество которых в продуктах выветривания резко снижается.

В табл. 4 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 помогают правильно понять, почему в одних осадочных породах накапливаются устойчивые минералы, в других — неустойчивые, имеют большое значение для реконструкции палеоклиматических и палеогеотектонических условий.

Ареной выветривания служит 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. Избыточная влага, 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 заканчивается в кислых по мере формирования профиля выветривания. Воздействие воды, содержащей углекислоту, приводит к выносу оснований, гидратации и растворению. Очередность и интенсивность выноса определяются растворимостью соединений и свойствами химических элементов.

Таблица 4. Относительная устойчивость минералов при выветривании (и переносе)

Устойчивость	Минералы	
	породообразующие	акцессорные
Весьма устойчивые	Кварц Лимонит (гидроокислы железа) Глинистые минералы	Циркон Турмалин Рутил Корунд Топаз Шпинель Дьюмортьерит Брукит Анатаз Гранаты-уграндиты
Устойчивые	Мусковит Ортоклаз Микроклин Кислые плагиоклазы	Монацит 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 Аксинит Андалузит Ставролит 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

Наибольшей подвижностью обладают галоиды и сера. За ними по степени подвижности следуют щелочные и щелочноземельные металлы. Слабо подвижными являются железо, алюминий, титан и практически неподвижным — SiO_2 (табл. 5). При выветривании кислых магматических пород, главными компонентами которых являются полевые шпаты и слюды, образуются гидрослюды и каолинит. Этот процесс проходит несколько стадий:

Таблица 5. Миграционные ряды элементов (по Полынову и Перельману)

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

1) $6K[AlSi_3O_8] + 2CO_2 + 2H_2O \rightarrow 2KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 2K_2CO_3 + 12SiO_2$;
2) $4KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 2CO_2 + 8H_2O \rightarrow 3Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2K_2CO_3$

В высоких широтах этот процесс заканчивается образованием гидрослюды, 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 алюминия, железа и кремния *(процесс латеритизации)*:

3) $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 3H_2O \rightarrow 4Al(OH)_3 + 4SiO_2 + H_2O$

При выветривании основных и ультраосновных магматических пород образуются монтмориллонит-нонтронитовые продукты выветривания, иногда с опалом 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 гидратизируются, переходят в окислы и гидроокислы железа *(процесс лимонитизации)*. Сульфиды железа и других металлов переходят сначала в сульфаты, затем благодаря гидролизу и взаимодействию с карбонатами — 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 процессе 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.) и эоловые процессы (ветровая корразия). В результате выветривания образуется обломочный материал.

Химическое выветривание в аридных странах не имеет существенного значения и отличается рядом особенностей. Одна из них — образование и накопление легко растворимых минералов: сульфатов железа и тяжелых металлов, щелочных и щелочноземельных элементов, алюминия, карбонатов кальция и магния (иногда натрия), различных хлоридов и др. В итоге формируются своеобразные коры выветривания на рудных (сульфидных) месторождениях, засоляется почва, образуются солончаки и солонцы (главным образом благодаря подъему вод по капиллярам и испарению их в поверхностной зоне). Выветривание силикатных минералов приводит к образованию гидрослюд, монтмориллонита и окислов железа.

Недостаток влаги препятствует возникновению мощной коры выветривания и значительному выносу вещества в виде растворов.

Выветривание в областях с нивальным климатом. Отсутствие воды в жидкой фазе на протяжении большей части года и отрицательные температуры воздуха и почвы в полярных и высокогорных областях создают благоприятные условия для развития физического (морозного) выветривания и образования обломочного материала.

Химическое выветривание не имеет существенного значения. Если оно и проявляется, то ограничивается процессами окисления и гидрослюдизации, а также образованием, как и в аридной зоне, легкорастворимых солей — сульфатов железа и тяжелых металлов. Это на первый взгляд парадоксальное явление объясняется одной и 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: вещества, перешедшие в раствор, выносятся подземными и поверхностными водами за пределы зоны выветривания; на месте выветривания остаются так называемые остаточные продукты, преобразованные в условиях поверхности земли минералы.

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

Возникновение коры выветривания, помимо климата и ландшафта, определяется характером тектонических движений. В областях устойчивого опускания происходит накопление осадков, поэтому кора выветривания в них не образуется. В районах быстрого

поднятия и высокого расчлененного рельефа формированию коры выветривания препятствует энергичный смыв (денудация).

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 процесса выветривания обусловливает зональность коры выветривания. Изучение современной и древней коры выветривания показало, что зональность хорошо выражена. Так, например, на гранитах Урала обычно наблюдается следующее строение коры выветривания (снизу вверх):

1. Щебенисто-дресвяная зона.
2. Гидрослюдистая и каолинитовая зоны (кора выветривания мезозойского возраста).

На ультраосновных породах Южного Урала установлено иное строение коры выветривания (снизу вверх):

1. Зона слабо разложенных пород.
2. Зона гидрослюд и гидрохлоритов.
3. Зона каолинитов и монтмориллонитов.
4. Зона охр (кора выветривания мезозойского возраста).

На кристаллических породах Индии кора выветривания имеет следующий профиль выветривания (снизу вверх):

1. Неизмененные кристаллические породы.
2. Каолинизированные кристаллические породы.
3. Кремнисто-каолинитовая 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 переноса) возникают россыпные месторождения благородных металлов, драгоценных камней 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.

Первый этап — преобладает механическое выветривание с образованием щебенисто-дресвяных продуктов. Химическое разложение незначительно и наблюдается в щелочных условиях среды.

Второй этап — характерно химическое разложение в щелочных условиях среды с образованием гидрослюд и гидрохлоритов.

Третий этап — господствует химическое разложение в щелочных и кислых условиях среды с накоплением различных глинистых минералов группы каолинита, группы монтмориллонита и др.

Четвертый этап — преобладает химическое разложение — гидролиз силикатов с образованием охр, бурых железняков и латеритов.

Стадия седиментегенеза

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

Осаждение вещества, за исключением коры выветривания, невозможно без переноса: перенос завершается осаждением. Следовательно, перенос и осаждение — два последовательных процесса, две стороны 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 осадочной дифференциации вещества — отделение части обломочного материала от растворов.* Характер процессов осадкообразования, их направление и интенсивность определяются физико-географическими и геологическими условиями. Особенно на характер осадкообразования влияет климат. В связи с этим целесообразно рассматривать условия осадкообразования по климатическим зонам.

Осадкообразование в областях с гумидным климатом на суше и в океане. Гумидные климаты характеризуются тем, что количество выпадающих осадков больше, чем испарение. Избыток воды стекает по поверхности в виде рек и ручьев и просачивается в почву. Обилие влаги определяет характер осадкообразования.

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

Перенос и отложение дождевыми и талыми водами. Продукты выветривания, накапливающиеся на склонах гор и возвышенностей, перемещаются дождевыми и талыми водами. Перенос осуществляется обычно по мере возникновения потоков и на небольшие расстояния, поэтому обломочные частицы слабо окатаны и плохо отсортированы. Они находятся то на воздухе, то в воде. В результате образуются своеобразные *делювиальные* (склоновые) и *пролювиальные* (у подножья склонов) *осадки.*

В странах с равнинным рельефом делювий и пролювий представляют песчано-глинистые[1] 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 — результат действия водного потока, горизонтальные серии, сложенные тонким материалом,— осадки временных водоемов.

В горах проливные дожди или быстрое таяние снега приводят 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 отлагают огромное количество обломочного материала на предгорных равнинах. Отложения грязевых потоков отличаются от других осадков почти полным отсутствием сортировки.

Количество материала, перемещенного и осажденного 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.

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

Соотношение между размывом и отложением обломочного материала, т. е. меру динамической активности потока, демонстрирует график Хюльстрема (рис. 2).

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 длина гряд 20—30 м, высота 0,3—1,0 м, в горных реках длина достигает 100—140 м, высота 2—4 м. Форма гряд асимметрич-

[1] См. главу пятую.

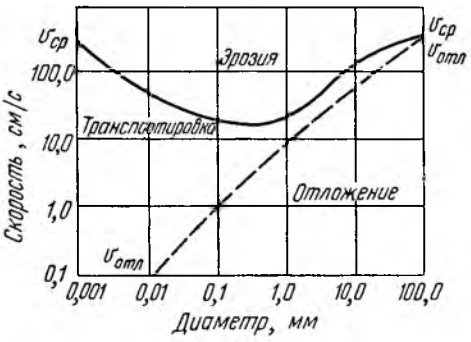


Рис. 2. График Хюльстрема. Соотношение между размывающей скоростью течений (эрозия) и скоростью течений во время переноса и отложения осадков

ная, склон, обращенный против течения, пологий, по течению — крутой. При перемещении гряд по течению реки возникает характерная для аллювиальных отложений диагональная слоистость руслового типа (рис. 3).

В процессе перекатывания по дну обломочные частицы приобретают округлую форму. Степень окатанности зависит от дальности переноса и свойств самих обломков. Исследования песков нижних течений крупных рек (Миссисипи, Днепра и др.) показали, что, как правило, частицы песка хорошо окатаны.

Сортировка обломочного материала в реках осуществляется недостаточно хорошо. Это объясняется 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.

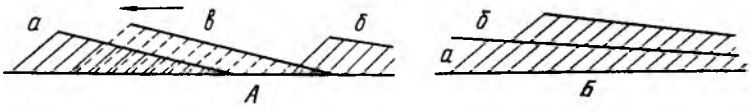


Рис. 3. Образование косослоистых серий песка в речном русле: *А* — положение первого вала (*а*) и второго вала (*б*) в определенный момент и положение первого вала (*в*) в предшествующее время; *Б* — второй вал (*б*), передвигаясь вниз по течению, перекрыл первый вал (*а*)

В процессе перемещения обломочного материала в реках от истоков к устью происходит уменьшение размеров частиц и их отложение: песчаных осадков в русле и по его периферии, глинистых и песчано-глинистых на пойме, илов, обогащенных органическим веществом, и торфа — в болотах и озерах поймы. Большая часть наносов откладывается в устьях рек, образуя обширные дельты. Благоприятным условием для формирования дельт является мелководность морского бассейна. В дельтах осаждается наиболее тонкий песчано-глинистый материал, частично коллоиды

Таблица 6. Минимальные скорости течения, необходимые для начала движения частиц однородного осадка при глубине потока 1 м (по Рухину)

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

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 даже при переносе длительном и на большие расстояния (1500—2000 км) изменения минералогического состава от истоков к устью обычно не происходит. Отбор устойчивых минералов и исчезновение из осадков неустойчивых при переносе и отложении требуют более длительного времени и других благоприятных условий. В большинстве случаев такой отбор бывает следствием не одного, а двух-трех последовательных циклов эрозии или глубокого химического выветривания на территории суши, откуда принесен обломочный материал.

Перенос и осаждение обломочного материала в водных бассейнах. В морские и озерные бассейны поступают с суши растворенные 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 (дрейфовые), различия в плотности воды (конвекционные), различия уровней в соседних бассейнах (сточные) благодаря приливам и отливам (приливные и отливные течения) и т. д. Течения вовлекают в кругооборот почти всю толщу воды шельфа до глубины 200—250 м и иногда до глубины 1000—2000 м. Скорость морских течений изменяется в широких пределах: от 0,01 до 2—3 м/с и даже несколько больше, т. е. она соизмерима со скоростью течений равнинных и некоторых горных рек.

Ареной действия течений практически служит вся акватория водных бассейнов, но наиболее интенсивно они проявляются в их периферической части *(область береговых и циркулярных течений).* Центральные части многих бассейнов лишены течений *(халиста-*

тические зоны). Существуют так называемые транзитные течения, пересекающие огромные водные бассейны. Примером такого течения является Гольфстрим, зарождающийся у берегов Флориды и направляющийся к берегам Норвегии.

Морские течения переносят огромное количество обломочного и растворенного материала. Об истинных размерах этого переноса мы еще не имеем правильного представления.

Работа морских течений сочетается с деятельностью волн, причиной возникновения которых являются ветры. Ветровая волна проникает на глубину, соизмеримую с длиной волны. Периодически взмучивая донный осадок, она оставляет на его поверхности знаки ряби. Глубина зоны взмучивания зависит от размеров бассейна: для океана она равна 200 м, в Черном море — всего 40 м, в озере Балхаш — от 0 до 3 м.

Помимо ветровых волн в морях и океанах возникают гигантские волны (цунами) в результате землетрясений. Эти волны проникают на глубины порядка 1000 м и более.

Главная арена действия ветровых волн — прибрежная зона литорали и сублиторали. Ветровая волна, постоянно воздействуя на осадок, сортирует его по величине частиц, формирует текстуру осадка и переносит обломочный материал. Подходя к берегу под косым углом, она выбрасывает на пляж обломочные частицы, которые смываются обратным током воды, но уже под другим углом. И все повторяется вновь и вновь. Таким образом обломки перемещаются вдоль берега на десятки и сотни километров *(продольное перемещение)*. Так, галька вулканических пород Кара-Дага (Крым) обнаружена на пляжах Алушты (120 км), а кремневая галька с побережья Ламанша — на пляжах Голландии (500 км).

Вдольбереговой поток наносов задерживается в местах ветровой тени или у каких-либо препятствий. Влекомый им обломочный материал осаждается, образуя различные аккумулятивные формы — косы, стрелки и т. п.

Волна, подходящая к берегу под прямым углом, способствует формированию пляжей *(поперечное перемещение наносов)*, а длительное наращивание пляжей со стороны моря приводит к возникновению довольно широких аккумулятивных террас. *Пляж* представляет собой аккумулятивное тело, сформированное под воздействием прибойного потока и состоящее из обломочного терригенного и органогенного материала (ракушка, раковинный детрит). Рельеф пляжа, характер его осадков и слоистости определяются гидродинамическим режимом. Во время сильных штормов поверхность пляжа размывается, выравнивается, часть материала выносится на подводный склон, другая часть долгое время находится во взвешенном состоянии. Волны, перекатывающиеся через штормовой вал, отлагают серии слоев с крутым уклоном к суше. По мере затухания волнения на выровненной поверхности отлагается серия слоев с небольшим уклоном в сторону моря. К концу шторма волны зыби намывают в приурезной части валы с сериями

слоев с довольно крутым уклоном в сторону моря. Так формируется диагональная слоистость пляжевого типа (рис. 4).

Материал, поступающий с суши, перерабатывается морем: происходит механическая обработка частиц, их окатывание, сортировка по размеру и плотности, разнос по площади бассейна

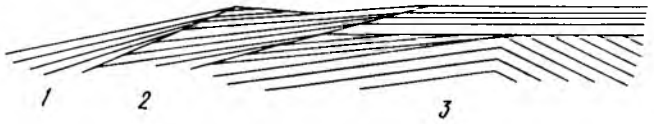


Рис. 4. Слоистость песков пляжевого типа:
1,2 — серии слоев отложились при слабом волнении, *3* — при сильном волнении и шторме

и отложение. Разнос и отложение материала регулируются гидродинамикой бассейна. Обычно основная масса обломочного материала захороняется вблизи берега. Грубообломочный материал захороняется на пляже и у берега, песчаный и алевритовый — области мелководья, и только глинистые частицы достигают центральной части бассейна. Распределение материала зависит также от характера пород, рельефа местности и дна бассейна: при равнинном береговом рельефе отложения грубообломочного материала не происходит и уже на пляже накапливаются пески, а в мелководной области — алевриты и глины.

Благодаря деятельности прибойного потока осадки пляжа обогащаются тяжелыми минералами. Таким путем образуются россыпные месторождения минералов титана, циркония, редких земель, радиоактивных элементов и др.

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

Наряду с этим в водных бассейнах наблюдается отложение осадка с частичной — несовершенной сортировкой обломочного материала, например из мутьевых потоков.

Мутьевые потоки образуются вследствие оползания осадков на крутом континентальном склоне. Оползни вызывают землетрясения, волны цунами и даже сильные штормы. 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, или graded bedding). Однако эта сортировка весьма несовершенна.

В настоящее время много сделано по изучению этого явления. В ряду автокинетических суспензий (потоков) выделяют: пастообразные потоки высокой плотности и вязкости (debris flow), несущие даже гальку и валуны; зерновые потоки, главным образом песчаные типа флюксотурбидитов (польских авторов), меньшей плотности и вязкости; собственно турбидиты, или суспензионные потоки, еще меньшей плотности и вязкости, несущие различный материал от крупного песка до глины.

Пастообразные потоки напоминают грязевые потоки на суше, они возникают из оползней, которые ниже по склону переходят в потоки и обладают большой эродирующей силой. На перегибах шельфа и материкового склона такие оползни довольно часты при землетрясениях.

Собственно турбидиты возникают при землетрясениях и, вероятно, при прохождении волн цунами и даже в сильные штормы. Скорость мутьевых потоков довольно значительна и может достигать 100 км/ч.

Наиболее известный, описанный в литературе случай связан с землетрясением в районе Гранд Бенкс (вблизи Ньюфаундленда). Ряд подводных трансатлантических кабелей, проложенных южнее этой площади, были оборваны одновременно 19 ноября 1929 г., а остальные, расположенные южнее, обрывались последовательно в течение 13 ч. Бурение обнаружило на поверхности дна пески с градационной слоистостью.

Мутьевые потоки часто движутся по руслам подводных каньонов, но известны и вне их. Мутьевые потоки могут создавать паводковые воды рек. Осадки мутьевых потоков покрывают многие квадратные километры дна.

Осаждение вещества происходит не только в текучей, но и в спокойной воде под влиянием силы тяжести. Скорость осаждения в таком случае зависит от размера, плотности и формы частицы (табл. 7). Частицы песка и алеврита осаждаются согласно правилу Стокса:

$$v = 2/9g \cdot r^2 \frac{d_1 - d_2}{\mu},$$

где v — скорость осаждения частиц, d_1 — плотность частиц, d_2 — плотность воды, μ — вязкость воды, g — ускорение свободного падения, r — радиус частиц.

Таблица 7. Скорость осаждения частиц в воде при Т 15° С (по Хазену)

Размер частиц, мм	Скорость осаждения, см/с	Размер частиц, мм	Скорость осаждения, см/с	Размер частиц, мм	Скорость осаждения, см/с	Размер частиц, мм	Скорость осаждения, см/с
1,0	10,0	0,3	3,2	0,06	0,37	0,015	0,035
0,8	8,3	0,2	2,1	0,05	0,29	0,010	0,0154
0,6	6,3	0,15	1,5	0,04	0,21	0,008	0,0098
0,5	5,3	0,10	0,8	0,03	0,13	0,05	0,0038
0,4	4,2	0,08	0,6	0,02	0,062	0,0001	$54 \cdot 10^{-8}$

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 минералы), правило Стокса не может считаться универсальным.

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

$$v = \sqrt{\frac{4(d_1 - d_2)gr}{3d_2}}.$$

Скорость осаждения частиц в воде, как уже говорилось, помимо размера зависит и от плотности.

При осаждении крупных частиц с малой или средней плотностью (например, кварца с плотностью 2,65) будут осаждаться и частицы менее крупные, но более тяжелые (граната, магнетита, ильменита и других минералов).

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 плотность частиц оказывает ничтожное влияние на скорость осаждения.

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

При отложении обломочных частиц из воздуха разница в размерах зерен тяжелых и легких минералов должна быть незначительной, в пресной воде — более значительной и наибольшей — в соленой воде. Используя эту закономерность, Л. Б. Рухин предложил метод 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 коллоидных 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: мицелами 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) [1], частично кремнезем, органическое вещество, соединения железа, марганца, фосфора и некоторых малых элементов.

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

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

Размер коллоидных частиц от 1 до 100 нм. Коллоиды обладают следующими свойствами: 1) не проходят через животные перепонки, т. е. не подвержены диализу, 2) обнаруживают явления диффузии гораздо слабее, чем истинные растворы, 3) обнаруживают эффект Тиндаля (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. 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* (свертывания). Коагуляция вызывается следующими причинами:

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

2. Действием коллоидов противоположного знака. При столкновении в растворе противоположно заряженных частиц происходит нейтрализация зарядов и коагуляция.

3. Увеличением концентрации коллоидных частиц (дисперсной фазы) за счет уменьшения количества дисперсной среды (растворителя).

4. Излучением: γ-лучей, рентгеновских лучей и т. п.

5. Условиями движения растворов в капиллярах. Раствор, поднимающийся по капиллярам, обычно заряжает стенки капилляров отрицательным зарядом (водный раствор), вследствие чего положительные коллоиды свертываются.

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

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

ся *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 осаждаются на дно. Это возможно только 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 вместе с другими терригенными частицами и там осаждаются.

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. 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 при осаждении имеет взаимодействие 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 происходило в древних осадочных породах (железные руды протерозоя, керченские железные руды палеогена и неогена), золей 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 нм) зависит от следующих факторов:

1. Концентрации вещества в водном растворе; осаждение происходит при насыщении или перенасыщении 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.

В областях с гумидным климатом осаждаются и накапливаются карбонаты, фосфаты, соединения железа, марганца. 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 осадочной дифференциации*, в других — смешение 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.

О дифференциации вещества свидетельствуют 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. Фосфор осаждается 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. Таким же путем возникают концентрации карбонатов в пределах всей мелководной области моря.

Перенос и осаждение, связанные с деятельностью организмов. Роль организмов как агентов переноса трудно оценить правильно. Укажем только на некоторые факты.

Грубообломочный материал (валуны, камни) очень часто переносится вместе с корнями деревьев. Подобные явления, возможно, имели место и в геологическом прошлом. Валуны горных пород, встречающиеся в угольных пластах, вероятно, имеют такое происхождение. Гравийный и песчаный материал переносится птицами (в зобу). В литературе имеются неоднократные упоминания о накоплении гравия и песчинок чуждого данной местности состава в областях птичьих базаров Севера. Мелкие песчаные и алевритовые частицы переносятся различными простейшими (агглютинированные раковины фораминифер) и беспозвоночными.

Велика роль организмов в осаждении вещества. Живые организмы обладают специфической способностью извлекать из растворов и концентрировать в своем теле, скелете или раковине вещества, присутствующие в растворах в количестве, далеком от насыщения. Так, например, организмы с кремневым скелетом (губки, радиолярии, диатомеи) извлекают из морской воды кремнезем, среднее содержание которого в морской воде всего 0,5—0,3 мг/л. Отмирая, они образуют кремнистые осадки и породы: диатомовый ил в современных морях и иногда в озерах, радиоляриевый ил и др.

Организмы с карбонатным скелетом или раковиной извлекают карбонат кальция даже из морской воды в высоких широтах, где наблюдается значительное недонасыщение 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. В мелких и теплых морях, где концентрация карбоната кальция достигает насыщения и перенасыщения, наблюдается массовое развитие организмов с карбонатным скелетом и обилие крупных форм. В таких водоемах образуются известковый ракушечник, коралловые рифы.

Седиментационная деятельность организмов может сопровождаться процессами хемогенной садки. Так, некоторые морские и наземные позвоночные, концентрируя в скелетах фосфорнокислый кальций, после захоронения способствуют появлению фосфора в осадке. В то же время при гибели и разложении простейших и беспозвоночных организмов — концентраторов фосфора — он насыщает придонные слои морской воды и иловые воды. Из растворов осаждаются хемогенные фосфаты кальция и образуются фосфориты.

Особенно большую роль в образовании органогенных осадков 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 лагун — начало битумам и нефти.

Выше были рассмотрены процессы переноса и отложения вещества в гумидных областях суши и частично в океанах. Океаны имеют огромные масштабы и в связи с этим существует некоторая специфика осадкообразования в океанах, определяемая следующими факторами.

Климатическими — более мягким и однородным климатом по сравнению с сушей, наличием широтных и меридиональных (отличие климата восточных и западных берегов) климатических зон с подвижными (изменяющимися) границами.

Гидрологическими — расположением областей течений поверхностного слоя воды главным образом по периферии (за исключением транзитных течений типа Гольфстрим и экваториальных) и халистатических[1] областей в центральных частях океанов.

Биологическими — высокой продуктивностью организмов в областях развития течений и апвеллингов[2] и низкой в халистатических.

Физико-химическими — выдержанностью общей солености воды, примерно, в пределах 3,2—3,8% и недонасыщенностью ее основными компонентами, за исключением карбоната кальция в водах низких широт.

---

[1] Областей отсутствия течений или слабых течений.

[2] Областей подъема глубинных вод к поверхности океана.

Благодаря этому наибольшие абсолютные массы осадочного вещества накапливаются в гидродинамически активных зонах развития течений и минимальные в халистатических, происходит совершенная дифференциация осадков по размеру частиц — на ложе океана осаждаются тонкодисперсные глинистые илы терригенного и биогенного происхождения.

Количественная оценка процессов седиментогенеза возможна для естественных седиментационных областей, включающих в себя площадь водосбора и водные бассейны (озеро, море, океан). К сожалению, в настоящее время она может быть только приближенной, так как многие факторы не могут быть определены точно. Так, поступление вещества в Мировой океан происходит за счет выноса рек, абразии берегов, заноса ветром и плавающими льдами, в результате вулканических извержений на суше, деятельности организмов, химического осаждения и подводных вулканических извержений (в том числе приток гидротермальных растворов и газов).

Оценка объема только речного стока в Мировой океан, сделанная разными исследователями, показывает ее приблизительный характер: по Лопатину (1952), 15,6 млрд. т/год; Кюнену (1957), 37,5 млрд. т/год; Лисицыну (1974), 21,2 млрд. т/год. Очень трудно оценить количество вещества, осажденного химически, а также в результате подводных вулканических извержений.

Попытку количественной оценки осадкообразования в океанах сделал А. П. Лисицын (1974). По его данным в океан ежегодно поступает 27—28 млрд. т осадочного вещества. Распределение его на дне океана определяется расстоянием от суши и глубинами, расположением областей течений и халистатических зон, климатом и влиянием выносов крупных рек. Минимальное количество осадочного вещества наблюдается на ложе океана в его центральных частях (менее 0,05 г/см^2 за 1000 лет), максимальное — вблизи суши и устьев крупных рек (более 2,0—3,0 г/см^2 за 1000 лет).

Осадкообразование в областях аридного климата на континентальном блоке и в лагунах и заливах океана. Аридный климат характеризуется высокой летней температурой, малой абсолютной влажностью и малым количеством осадков. Сухость климата накладывает свой отпечаток на характер осадкообразования.

Перенос и осаждение обломочного материала. Главным агентом переноса и осаждения в областях с аридным климатом является ветер и второстепенными — 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/с и более во время урагана. Пустыни и полупустыни характеризуются большой аэродинамической активностью. Это — центры бурь и ураганов.

Ветры могут переносить во взвешенном состоянии тонкие частицы алеврита; песчаные частицы, гравий и мелкую гальку — частично во взвешенном состоянии, но главным образом перекатыванием (табл. 8).

Таблица 8. Размер кварцевых зерен, переносимых ветром различной силы (по Туле)

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

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 — наиболее отсортированные отложения. Бесчисленные столкновения песчинок между собой и с поверхностью 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°) склоны. Высота барханов до нескольких метров, грядовых барханов — до нескольких десятков метров. Под воздействием ветра дюны и барханы перемещаются в пространстве, образуя песчаные осадки с диагональной слоистостью эолового типа (рис. 5). Частые изменения направления ветра обусловливают изменение наклона косых серий.

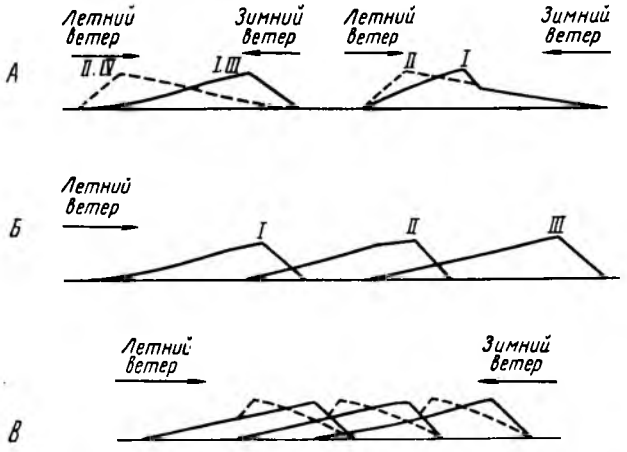


Рис. 5. Схема движения барханов и образования эоловой косой слоистости: *А* — колебательные движения, *Б* — поступательные движения; *В* — колебательные и поступательные движения

В областях с засушливым климатом общее количество осадков невелико, выпадают они редко и в виде кратковременных ливней. В результате у подножий гор и возвышенностей возникают веерообразные конусы выноса обломочного материала. Иногда конусы сливаются вместе, образуя сплошные ленты значительной протяженности.

Отложения конусов выноса представлены обломками горных пород и минералов, не окатанными и почти не сортированными.

После таяния снега и кратковременных ливней в понижениях пустынь образуются временные водоемы, довольно быстро высыхающие. На их месте остаются более или менее обширные глинистые пространства с трещинами усыхания — такыры.

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%, а доломит не образуется. В содовых озерах примерно с этого этапа (соленость 18—20%) осаждается сода. 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 начальных стадиях осолонения осаждается 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 осаж-

дения минералов. Например, карбонаты и гипс; галит и ангидрит; галит, полигалит, астраханит и кизерит.

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. Это — *пятый этап осадочной дифференциации вещества.*

Осадкообразование в областях нивального климата на континентальном блоке и в окраинных морях океана высоких широт. 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 льды полярных стран (Гренландия, Антарктида) и только небольшая — на горные ледники гумидных и аридных областей. В эпохи оледенений ледниковый покров занимал более значительную часть поверхности суши.

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 при движении разрушает ложе, шлифует его выступы, царапает их обломками пород, вмерзшими в лед, переносит на большие расстояния продукты разрушения горных пород. Материал, перемещенный ледником, имеет самые различные размеры: от тонких глинистых частичек до глыб огромного размера и массы. Он подвергается некоторой обработке и отлагается при таянии и отступании ледника в виде различных моренных образований: конечных, донных, срединных, боковых, поверхностных и других морен. Морены представляют собой смесь глины и песка с гравием и валунами. Характерная черта морен — отсутствие сортировки материала.

С деятельностью подледниковых и приледниковых вод связаны такие образования, как озы, друмлины, флювиогляциальные пески и ленточные глины, сложенные более отсортированным обломочным материалом (валунами, галькой, гравием, песком, глиной).

Некоторые альпийские ледники выносят в год более 6000 $м^3$ 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 донный лед, часто возникающий

в полярных морях. Припайный лед достигает толщины 2—3 м. При замерзании воды в лед вмерзают 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 вмерзшие в него осадки. Материал, отложенный в этом случае, хорошо окатан, так как какое-то время находился в волноприбойной зоне.

Помимо припайного льда большое значение имеют ледники. В Антарктике и Арктике ледники, сползая с суши в море, дают начало айсбергам. Айсберги на своей поверхности и в толще льда могут нести большое количество обломочного материала, вплоть до крупных валунов и глыб. Перемещаясь в низкие широты (айсберги достигают широты Сицилии в северном полушарии и 33° в южном), 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, происходят перемещение и накопление продуктов морозного выветривания на склонах, приводящие к образованию каменных россыпей (каменных морей).

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, плотности, химическим свойствам и химическому сродству.

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 плотности. В результате такой сортировки горные области окаймляются полосой грубообломочных осадков, дальше 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 легкорастворимым). Так, окислы алюминия, железа и марганца являются труднорастворимыми и осаждаются вблизи берега. Вдали от берега осаждаются фосфаты, силикаты железа и карбонаты. Завершается дифференциация осаждением легкорастворимых солей в заливах и лагунах.

В настоящее время наши знания о процессах дифференциации и ее значении для осадкообразования значительно расширились. Выделяются следующие типы дифференциации вещества:

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

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

3. *Хемобиогенная* — осаждение и дифференциация 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 характер осадков (рис. 6).

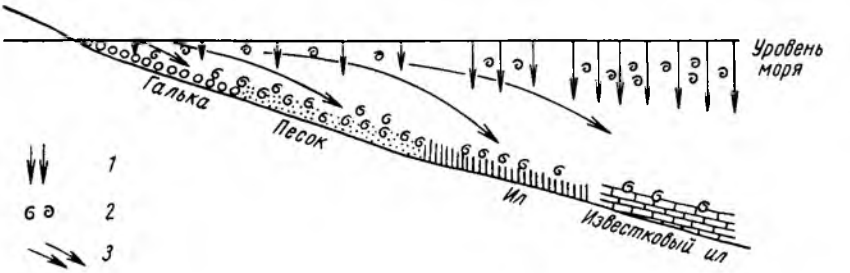


Рис. 6. Схема осадочной дифференциации вещества в водном бассейне:
1 — хемогенная, *2* — хемобиогенная, *3* — механическая и физико-химическая дифференциация

Ведущими факторами процесса дифференциации служат физико-географические условия и тектонический режим территории.

Дифференциация начинается на суше в коре выветривания (первый этап — отделение растворенных веществ от остаточных продуктов выветривания), продолжается на путях переноса (второй 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 от глинистых и растворенных веществ — и разделение труднорастворимых соединений железа, марганца, алюминия и др. (третий и четвертый этапы осадочной дифференциации). Осаждение и разделение легкорастворимых солей осуществляется только в заливах, лагунах и озерах (в солеродных бассейнах) аридной зоны (пятый этап дифференциации).

Наряду с дифференциацией происходит смешение 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. Иначе говоря, образование осадков постоянно происходит под знаком борьбы двух противоположных тенденций. В результате дифференциации образуются осадки чистой линии, при смешении — гибридные.

В заключение необходимо остановиться на некоторых особенностях седиментогенеза в различных структурных зонах: 1) неодинакова скорость осадконакопления: в геосинклиналях она больше, чем на платформах (табл. 9); 2) в геосинклиналях наблюдается

Таблица 9. Средние скорости накопления осадков (по Хаину, Ронову и др.)

Стратиграфическое подразделение	Скорость накопления осадков, см за 1000 лет	Стратиграфическое подразделение	Скорость накопления осадков, см за 1000 лет
Платформы		*Океаны*	
Нижняя юра Русской платформы	0,5	Современные осадки Тихого океана (красная глубоководная глина)	0,03—0,16
Средняя юра Русской платформы	1,1	Современные осадки Атлантического океана (глобигериновый ил)	1,0—3,0
Верхняя юра Русской платформы	0,3		
Ордовик и карбон Иллинойса	1,3		
Геосинклинали		*Моря*	
Средний и верхний миоцен Кавказа	5—30	Современные осадки Черного моря (терригенные вблизи Кавказа)	40,0
Нижняя юра Кавказа	3—24		
Карбон Донбасса	28—32	Современные осадки Азовского моря (терригенные)	240,0
Неоген Суматры	20	Современные осадки Персидского залива	500,0
		Современные осадки шельфа Бирмы (Андоманское море)	2000,0

обилие вулканогенных и терригенных, в том числе грубообломочных и полимиктовых осадков слабой разложенности, 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

Изменения, происходящие в осадке, называют *диагенезом*[1]. Свежевыпавший осадок насыщен водой, обладает высокой пористостью и незначительной плотностью.

[1] Диагенез в нашем понимании соответствует раннему диагенезу или диагенезу осадка М. С. Швецова. Сингенез Л. В. 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.).

Кроме обломочных частиц, а также биохимически и химически осажденных компонентов, в осадке обычно имеется некоторое количество кислорода, растворы гидроокислов кремния, железа, марганца, живые бактерии и органическое вещество. В момент образования осадка насыщающие его воды по составу мало отличаются от наддонных вод бассейна и, как правило, не насыщены карбонатами, фосфатами и кремнеземом. Вместе с тем осадок часто содержит эти вещества, осажденные тем или иным путем. Таким образом осадок представляет собой сложную неуравновешенную многокомпонентную систему, подверженную различным изменениям. Изменения являются процессами физико-химическими, химическими и органическими. В стадии диагенеза происходит уплотнение осадка и уменьшение его влажности, образование и 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 уравновешивание сложной многокомпонентной системы осадка в новых физико-химических условиях среды.

Наиболее распространенными минералами стадии диагенеза являются сульфиды железа (гидротроилит, мельниковит, пирит, марказит и др.), окислы и гидроокислы (опал, халцедон, гидроокислы железа и марганца), сульфаты (барит, целестин и др.), карбонаты (кальцит, доломит, минералы изоморфного ряда сидерит — магнезит и сидерит — родохрозит), фосфаты (даллит, подолит, коллофанит), силикаты (глауконит, низкотемпературные железистые хлориты — лептохлориты, каолинит, гидрослюды, монтмориллонит, смешаннослойные минералы типа монтмориллонит — гидрослюда, филиппсит, шабазит и некоторые другие цеолиты).

Диагенетические минералы обычно характеризуются малыми размерами зерен, часто это пелитоморфные и микрозернистые образования, оолиты и сферолиты, мельчайшие неправильной формы зерна и агрегаты, образующие цемент, стяжения, конкреции и т. п.

Физико-химические условия среды в осадке обычно существенно отличаются от условий, существующих в наддонных водах. В иловых или поровых водах часто наблюдаются повышенные и высокие концентрации ряда компонентов. Так, например, в иловых водах осадков Каспийского моря отмечается высокое содержание кремнезема, фосфатов, аммиака (см. табл. 10), а с углублением в осадок сначала уменьшается (благодаря сульфат-редукции), а затем снова увеличивается содержание сульфат-иона и других компонентов (табл. 11). Параллельно с этим растет щелочной резерв. В иловых водах глубоководных впадин Балтийского моря концентрации марганца достигают 20 мг/л, в то время как наддонные воды содержат всего до 0,3 мг/л.

В осадках, содержащих органическое вещество, поселяются бактерии. Особенно много бактерий в поверхностном слое осадка мощностью 1—5 см. С углублением в толщу осадков уменьшается

Таблица 10. Состав иловых вод в осадках Каспийского моря (по Бруевичу и Виноградовой)

Вода	Влага, %	Хлор, %	pH	Щелочность, мг-экв/л	Фосфаты, мг/м³	SiO_2, мг/м³	Аммиак, мг/м³
Наддонная вода	—	5,4	8,1—8,3	3,6	3—7	100—250	17—34
Иловые воды:							
ракушки	29	5,4	7,8—8,0	—	24—34	16—45	13—310
илистого песка	24	5,4	7,7—7,9	5,4	26—150	6600—12000	1000—2500
песчаного ила	34	5,4	7,6	6,4—15,6	35—45	6900	2500
ила	65	5,4	7,8	18—35	200—1100	2300—38000	1500—22000

Таблица 11. Состав иловых вод осадков Каспийского моря (по Пушкиной)

Вода	Глубина, м	SO_4^{2-}, мг-экв/л	Cl^-, мг-экв/л	pH	Ca^{2+}, мг-экв/л	Mg^{2+}, мг-экв/л	K^+, мг-экв/л	Na^+, мг-экв/л
Морская вода	—	60,9	155,6	8,2	17,2	62,8	3,81	137,7
Иловые воды:								
глинистый ил	0—3	55,3	155,1	7,8	17,2	60,8	4,30	135,8
» »	8—9	78,4	192,4	8,1	30,9	64,7	4,48	166,9
» »	9—12	79,4	196,9	7,8	31,6	71,1	4,61	168,6

Примечание. Образцы глинистых илов из скважины 8*а* Аляты-море.

количество аэробных бактерий, резко уменьшается и относительно возрастает роль анаэробных бактерий (табл. 12).

Большое значение имеют сульфат-редуцирующие бактерии, восстанавливающие сульфаты иловых вод до сероводорода и резко изменяющие окислительно-восстановительные условия среды. На шельфе юго-западной Африки количество сульфат-редуцирующих бактерий достигает 10^7 особей на 1 см³ осадка.

Изменения осадка происходят в каждом конкретном случае по-своему в зависимости от состава иловых вод, состава компонентов осадка, количества и характера органического вещества.

Диагенез в гумидных областях континентального блока и в океанических бассейнах. *Терригенные осадки.* Диагенез в осадках гумидных зон изучен наиболее детально.

В терригенных, существенно глинистых осадках нормальных морских бассейнов, содержащих органическое вещество, начальный этап диагенеза характеризуется щелочно-окислительными условиями среды, в которых осаждаются окисные и гидроокисные соединения железа и марганца (часто в виде конкреций), происходит дальнейшее разложение слюд и полевых шпатов с образо-

Таблица 12. Количество бактерий, приходящееся на 1 г донного осадка бухты Сан-Диего, Южная Калифорния (по Зобеллу и Андерсону, 1936)

Глубина от поверхности осадка, см	Число бактерий		Соотношение	Окислительно-восстановительный потенциал, Вт
	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

ванием гидрослюд, коррозия обломочных зерен и ранее выделившихся аутигенных минералов, выносятся катионы и кремнезем в иловые растворы.

По мере погружения осадка и перекрывания его новыми порциями условия среды постепенно изменяются. В процессе разложения органического вещества и жизнедеятельности бактерий происходит поглощение свободного кислорода иловых вод. Израсходовав весь кислород, микроорганизмы начинают извлекать его из кислородсодержащих соединений, т. е. идет восстановление окисных и гидроокисных соединений железа, марганца и других элементов, а также сульфатов иловых вод. Взамен кислорода накапливаются H_2S, CO_2 и другие газы. Среда из окислительной становится восстановительной, pH сначала падает, что приводит к растворению карбонатов и осаждению кремнезема, а затем снова растет. Обилие H_2S приводит к образованию сульфидов железа.

Одновременно идут обменные реакции между поглощенным комплексом глинистых минералов и катионами иловых растворов. Иловые воды становятся гидрокарбонатными (при потере сульфатов) и хлор-кальциевыми (при потере сульфатов и обмене Na на Ca за счет поглощенного комплекса глинистых минералов).

Между наддонными водами и иловым раствором устанавливаются диффузные токи — медленный обмен компонентами: сульфат-ион, катионы Na и Mg проникают в иловые растворы, H_2S, CO_2, CH_4 и другие газы диффундируют в наддонные воды. Удаление CO_2 из осадка вызывает осаждение карбонатов.

Такая последовательность процессов обусловливает наличие окисленной и восстановленной зон в современных осадках. В осадочных породах следы окислительного минералообразования могут быть полностью уничтожены последующими восстановительными процессами.

В осадках морей нормальной солености и океанов с высоким содержанием органического вещества диагенетические изменения с самого начала и до конца происходят в щелочной и восстановительной обстановке и окислительный этап отсутствует. Такого рода

осадки известны на шельфах Юго-Западной Африки и Южной Америки, у берегов Перу и Чили. Благодаря интенсивному развитию диатомового планктона осадки здесь содержат до 10—15% органического вещества. На органическом веществе поселяются сульфатредуцирующие бактерии, идет интенсивная редукция сульфатов иловых вод, возникает огромное количество сероводорода и образуются сульфиды железа как в поверхностном слое (1—10 см), так и на глубине до 2—3 м.

Аналогичный характер изменений осадка наблюдается в бассейнах с аномальным газовым режимом — заражением придонных вод сероводородом (Черное море и ряд других бассейнов).

В осадках ложа океана (красная глубоководная глина и сходные с ней образования) содержание органического вещества ничтожно и все оно разложено (реакционно-пассивно), а придонные воды богаты кислородом. В этих условиях диагенез происходит в щелочных окислительных условиях среды, образуются железо-марганцевые конкреции, цеолиты, глинистые минералы. Аналогичные условия наблюдаются часто в прибрежных (литораль, сублитораль) песчано-алевритовых, песчаных, песчано-гравийно-галечниковых отложениях, где благодаря хорошей аэрации и окислению органического вещества или изначальному его отсутствию в диагенезе восстановительная обстановка не возникает и сохраняются окисные и гидроокисные минералы.

В осадках сильно опресненных внутренних морей и водоемов суши, обогащенных органическим веществом (частью снесенным с суши, частью автохтонным морским), процессы диагенеза приобретают некоторые специфические черты. Благодаря незначительному содержанию сульфат-иона редукция сульфатов слабая и масса образующегося сероводорода незначительна. Вместе с тем при разложении органического вещества расходуется кислород и возникает CO_2. В этих условиях диагенез осуществляется в щелочных до нейтральных (редко слабокислых) и восстановительных условиях среды. Образуются карбонаты железа, марганца и некоторые другие минералы. Сульфиды железа либо отсутствуют, либо встречаются в незначительных количествах.

Однако вышеописанным не ограничивается разнообразие процессов диагенеза. Существуют переходные условия. Один из таких промежуточных вариантов довольно широко распространен и имеет важное значение. В осадках морей нормальной солености и океанов (шельф, континентальный склон), содержащих незначительное количество органического вещества, условия среды изменяются от слабовосстановительных до слабоокислительных: разложение органического вещества создает восстановительные условия, частичный или полный перемыв осадков течениями приводит к аэрации осадков и появлению окислительной обстановки. В этих условиях идет обычно образование глауконита, лептохлоритов, а также фосфатов. Современные осадки такого типа описаны на шельфах Юго-Западной Африки, Южной и Северной Америки в пределах Тихого океана, на континентальном склоне Южной Америки (у бере-

гов Перу и Чили и в других местах). В отложениях геологического прошлого они известны также среди речных и дельтовых образований.

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, 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 уменьшались в объеме и растрескивались, а трещины заполнялись 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 железомарганцевые, сульфидные (пиритовые и марказитовые), карбонатные (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, брейнеритовые, сидероплезитовые, сидеритовые), сульфатные, фосфатные, состоящие из окислов кремния, и другие конкреции.

Конкреции из сульфидов железа и сидерита образуются в условиях нейтральной (сидерит) и восстановительной обстановок 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 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. При наличии в растворе закисного железа образование пирита и сидерита регулируется концентрацией сероводорода и углекислоты (рис. 7). Для образования сидерита необходима углекислота, среда может быть слабовосстановительной до нейтральной и даже окислительной. Для образования пирита необходима высокая концентрация сероводорода (рис. 8).

Возникающие в осадке сероводород и углекислота могут пространственно разделяться из-за различия их свойств. Кроме того, имеет место вертикальная миграция растворов и газов в толщах переслаивания различных типов пород (песчаных и глинистых). Об этом свидетельствует, например, наличие конкреций карбоната железа в глинистых породах и сульфидов железа в песчаных

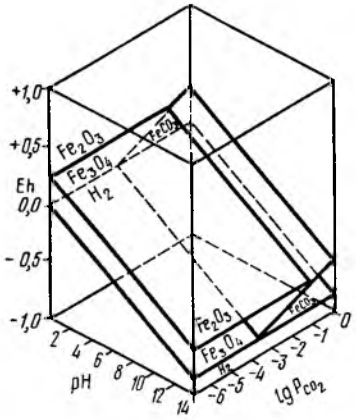


Рис. 7. Диаграмма устойчивости гематита, магнетита, сидерита как функция *Eh*, pH, P_{CO_2} при 25°C и $1{,}01325 \cdot 10^5$ Па. Соотношения ограничены нижним пределом устойчивости воды (по Гаррелсу и Крейсту)

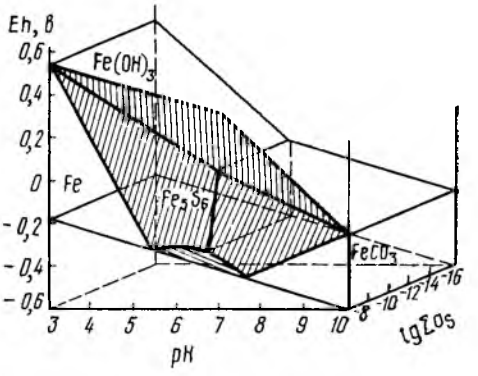


Рис. 8. Диаграмма устойчивости гидроокиси железа, сульфида железа и сидерита при $a_{Fe} = 10^{-3}$ моль, $P_{CO_2} = 1{,}01325 \cdot 10^5$ Па, Σa_S — общее содержание сероводорода (по Стащуку)

породах во флишевых отложениях таврической формации Крыма (рис. 9).

Конкреции других карбонатов — кальцита и доломита — образуются при различных значениях Eh, но всегда в щелочной среде (pH более 7,5—8,0), поэтому они встречаются как в глинистых, так и зернистых породах.

Кремневые конкреции возникают главным образом в кислых и нейтральных средах (pH менее 7), независимо от величины окислительно-восстановительного потенциала. То же самое можно сказать о конкрециях барита, целестина и других сульфатов.

Фосфатные конкреции образуются в щелочных слабовосстановительных и слабоокислительных условиях среды, железо-марганцевые — в окислительных щелочных условиях морских бассейнов и в кислых почвах и корах 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: а) 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; б) хорошо сохранившихся ходов илоедов.

4. Распространение большинства минералов конкреций в современных осадках.

Приведенные факты говорят также 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.

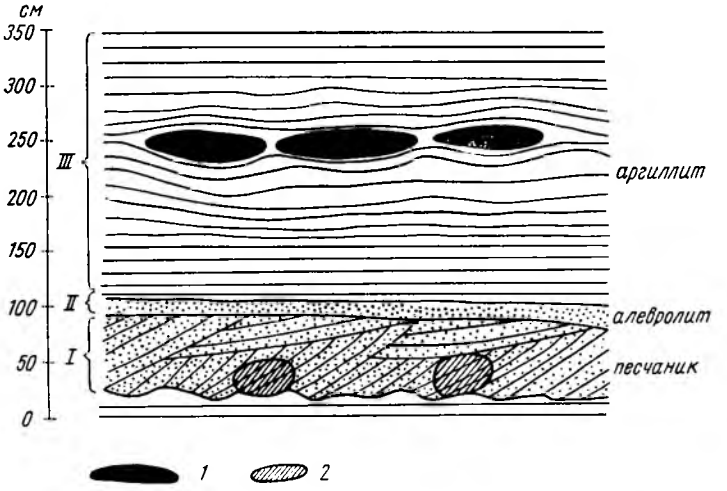


Рис. 9. Конкреции в терригенном флише таврической формации Крыма:

1 — карбонаты железа; *2* — сульфиды железа; *I, II, III* — элементы флишевого ритма

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, слабощелочных 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.

Карбонатные осадки. Изучение осадконакопления в современных морях и океанах показало, что осадки пляжей и литоральной зоны уже на раннем этапе диагенеза частично или полностью цементируются — образуются пляжевые (beach rock) и рифовые породы (reef rock) на рифах и атоллах. Из морских вод и поровых вод осадков, содержащих много магниевых ионов, осаждение карбоната кальция происходит в виде арагонита и высокомагнезиального кальцита. В пресных водах карбонат кальция осаждается в виде кальцита (Фолк, 1974; Фридман, 1975).

Долгое время считали, что причиной цементации пляжевых, литоральных и дюнных песков является просачивание пресных дождевых и грунтовых вод, которые растворяют часть карбонатного материала, а затем благодаря аэрации, испарению и, возможно, деятельности бактерий происходит осаждение карбонатов и цементация. Предполагали, что осадки, не выходившие на поверхность, оставались несцементированными, а осадки, хотя бы временно поднимавшиеся выше уровня моря, цементировались.

Александерсен (1972), Девис и Кинсли (1973), Фридман (1975), Логвиненко (1976) и другие показали, что осадки пляжей и мелководья теплых морей цементируются благодаря осаждению арагонита и высокомагнезиального кальцита из пересыщенных бикарбонатами морских и поровых вод осадков. Сцементированные пляжевые пески встречаются в средней и верхней частях пляжа и в штормовом валу, в полосе прибоя — заплеска волн, волнений наиболее часто проявляющейся интенсивности. Во время заплеска вода прогревается воздухом и горячим песком, она теряет большую часть углекислоты, и возникают условия для осаждения карбонатов: $Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2$.

Арагонит осаждается в виде игольчатых кристаллов, вытянутых по оси С (needles) (рис. 10), волокнистых кристаллов и агрегатов (fibrous aggregate) и пелитоморфных образований (micrite — микрокристаллический карбонат с размером зерен менее 0,005 мм). Высокомагнезиальный кальцит содержит до 30% молекулы $MgCO_3$ (интенсивные рефлексы 29,4 и 29,9 нм на рентгенограммах) и осаждается в виде микрита, который, как показали электронномикроскопические снимки, состоит из ромбоэдрических и скаленоэдрических кристаллов.

У. Максвелл (1962) утверждал, что цементация песков пляжа о. Херон (Большой Барьерный риф Квинсленда) происходит благодаря деятельности синезеленых водорослей.

Позже П. Дэвис и Д. Кинсли (1975) установили только косвенную роль водорослей. Днем благодаря фотосинтезу и прогреванию вод уменьшается содержание углекислоты и pH растет до 9,5 при солености 4,1%. В этом случае содержание в воде кальция должно уменьшаться. Ночью прекращается фотосинтез, охлаждается вода, растет содержание CO_2 и уменьшается pH до 8,0. В этом случае содержание в воде кальция должно повышаться. Однако опыты, проведенные в природной обстановке (лужи на пляже), показали, что днем содержание кальция 15,0, магния 90,0, а ночью кальция 11,1, магния 56,4 мг / (атом · литр). Авторы объясняют это тем, что водоросли в течение дня растворяют карбонаты, а ночью происходит движение богатых кальцием и магнием вод в толщу песка и осаждение карбонатов — цементация. Водоросли встречаются только на поверхности пляжа и отсутствуют ниже, где количество цемента в песках увеличивается.

Таким образом, это чисто химический процесс, а водоросли создают благоприятные условия для осаждения карбонатов. Чилингар и др. (1971) допускают иной механизм цементации — под-

тягивание по капиллярам поровых вод, их испарение у поверхности и осаждение карбонатов.

Исследование изотопов кислорода в цементе бич-рок Карибского бассейна показали, что имеется обогащение легким изотопом кислорода $\delta_{18}O = -2 \div -4^0/_{00}$, следовательно, в процессе цементации принимают участие как морские, так и дождевые воды (Мур, 1973).

Период цементации песков пляжа определен радиоуглеродным методом в бич-рок ряда островов Средиземного моря от 100 до 1000 лет (Александерсен, 1972). Г. Фридман (1975) описал зацементированные обломки снарядов второй мировой войны в бич-рок некоторых островов Карибского бассейна и Тихого океана, следовательно, для образования цемента потребовалось всего 39—40 лет. Высокие значения pH при осаждении карбонатов приводят к растворению кремнезема, о чем можно судить по коррозии зерен кварца (рис. 11).

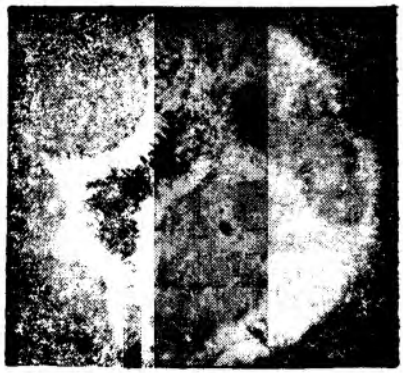


Рис. 10. Бич-рок острова Оаху (Гавайские острова), при 1 николе, увеличение 50. В порах между обломками кораллиновых водорослей и кораллов виден цемент, состоящий из игольчатых кристаллов арагонита

В карбонатных осадках теплых морей установлен ряд нарастающей устойчивости карбоната кальция: высокомагнезиальный кальцит-арагонит — низкомагнезиальный (обычный) кальцит (Стели и Говер, 1961). Чейв и др. (1962) подтвердили существование этого ряда экспериментально. Ленд (1967) установил, что арагонит переходит в кальцит в твердой фазе (перекристаллизация) и с растворением и последующим осаждением кальцита и доломита (в присутствии магний-иона). Высокомагнезиальный кальцит растворяется конгруэнтно и инконгруэнтно, образуя кальцит и метастабильный раствор, богатый магнием, при этом также возникает продоломит или доломит (гидротермальные условия).

Процесс распада высокомагнезиального кальцита, вероятно, начинается в раннем диагенезе еще на поверхности земли. Так, в бич-рок о. Оаху (Гавайские острова) и атолла Фунафути (острова Эллис) обнаружены следы доломита. Бурение на атоллах Фунафути и Эниветок показало наличие доломитизированных известняков среди толщи органогенных известняков (Кулис, 1904, Шлангер, 1963, и др.).

Таким образом, осадки пляжа и всей приливно-отливной зоны в процессе диагенеза цементируются высокомагнезиальным кальцитом и арагонитом. В дальнейшем арагонит переходит в кальцит, а высокомагнезиальный кальцит — в кальцит с образованием некоторого количества доломита. При погружении и перекрывании их новыми порциями осадков этот процесс прогрессивно

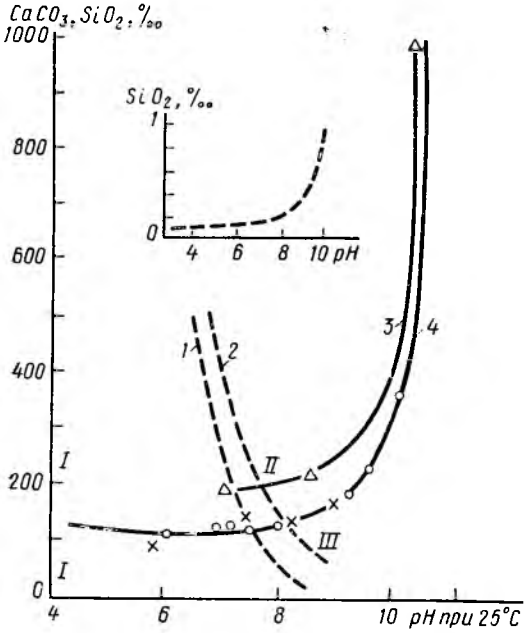


Рис. 11. Условия осаждения и растворения карбоната кальция и SiO_2 в зависимости от pH и концентрации компонентов (по Фридману): *1* — кальцит в морских водах; *2* — кальцит в пресных водах, *3* и *4* — аморфная SiO_2. Зоны: *I* — растворения арагонита и кальцита, осаждения кремнезема; *II* — осаждения всех фаз; *III* — осаждения арагонита, кальцита, растворение кремнезема. На врезке показано растворение порошка кварца

развивается и наряду с перекристаллизацией идет доломитизация. В процессе перекристаллизации промежутки между обломками и раковинами заполняются микрозернистым и зернистым кальцитом (спарит — размер зерен более 0,02 мм и микроспарит — от 0,02 до 0,005 мм по данным западноевропейских и американских геологов).

На подводном береговом склоне и в мелководной области шельфа теплых морей в период диагенеза из насыщенных бикарбонатами морских и поровых вод осадков осаждаются те же минералы, однако цементация осадков наблюдается значительно реже. В порах между зернами и в раковинах осаждаются арагонит и высокомагнезиальный кальцит, закрытые поры особенно благоприятны для роста кристаллов. Цементация происходит не всегда, вероятно, из-за того, что обломки постоянно перекатываются волнами и течениями. Цементация подводных карбонатных осадков на глубинах в несколько метров и 2—3 десятков метров известна в Персидском заливе, Красном, Средиземном, Каспийском и других морях.

В холодном Северном море высокомагнезиальный кальцит образуется из недонасыщенных бикарбонатами вод биохимическим путем, благодаря деятельности кароллиновых водорослей (Александерсен, 1974).

На банках и отмелях часто наблюдается лишь частичная цементация пеллетовых комочков — образование грейпстоновых осадков[1], однако на осушающихся участках дна возникают доломитизированные корки. Цементации подвержены современные рифовые постройки. Так, на рифах Красного моря в зоне отмерших кораллов происходит выполнение пор и пустот арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом (Фридман, 1975).

Осадки глубоководного шельфа и возвышенностей ложа океана

[1] Гроздевидные известковые стяжения — продукт цементации комочков.

представлены фораминиферовыми и фораминиферо-птероподовыми песками и алевритами. На одной из гор срединно-океанического хребта в Атлантическом океане (глубина несколько сот метров) Фридман (1975) описал осадки, состоящие из раковин планктонных и бентосных фораминифер и гастропод, сцементированные высокомагнезиальным кальцитом, который замещает частично и раковины. Подобная цементация отмечается и другими исследователями на вершинах гайотов.

В котловинах и впадинах глубоководного шельфа карбонатные пески и алевриты часто содержат значительное количество органического вещества (до 5—6%). Здесь диагенез осуществляется в восстановительных условиях, наблюдается редукция сульфатов, образование сероводорода и сульфидов железа. Последние обычно представлены мелкими глобулами-фрамбоидами, выполняющими камеры в раковинах фораминифер и панцирях диатомовых водорослей (см. рис. 130).

Таким образом, диагенез в карбонатных осадках глубоководного шельфа, материкового склона и возвышенностей ложа океана происходит в щелочных окислительных условиях, осаждается арагонит и высокомагнезиальный кальцит с цементацией осадка и без цементации; в восстановительных условиях — с образованием сульфидов железа и без цементации.

Карбонатные осадки ложа океана (фораминиферовые и кокколитовые илы) в большинстве случаев остаются рыхлыми, цементация отсутствует. Диагенетические изменения проявляются в частичном растворении раковин и панцирей и образовании на поверхности их вторичных кристаллов кальцита. В илах, содержащих пирокластический материал, возникают цеолиты и монтмориллонит, образуются также железо-марганцевые конкреции. Доломит является редким минералом и лишь иногда обнаруживаются значительные скопления (прослои). Девис и Сапко (1973) считают, что они образовались либо благодаря подтоку эндогенного вещества, либо высокоминерализованных растворов, перемещенных на ложе океана из прибрежных (лагунных) областей.

Однако встречаются и сцементированные литифицированные карбонатные осадки. В скв. 167[1] на поднятии Магеллана в Тихом океане пройдена толща осадков мощностью 1175 м. Верхние горизонты (четвертичные — миоценовые) до глубины 300 м сложены кокколитовыми илами, на глубинах от 300 до 600 м (олигоцен — эоцен) встречен мел, который состоит на 30% из субгедральных кристаллов кальцита, кокколиты несут следы растворения; на глубинах от 800 до 850 м (эоцен — верхний мел) развиты плотные — консолидированные — породы: мел, окремнелый известняк и кремень. Глубже залегают хорошо литифицированные известняки и кремни. Известны и другие примеры сцементированных-литифицированных карбонатных осадков в некоторых скважинах глубоководного бурения как в Тихом океане, так и в других океанах,

[1] Скважины, пробуренные с корабля «Гломар Челленджер» по проекту Deep Sea Drilling Project (глубоководного бурения).

однако они не столь часты и приурочены к периферии океанов и древним отложениям. Основными причинами консолидации и цементации карбонатных осадков Т. Девис и Р. Сапко (1973) считают давление вышележащих слоев, выжимание воды и увеличение числа контактов, фактор времени и локальное воздействие эндогенного тепла.

Таким образом, на раннем этапе диагенеза карбонатных осадков господствующим минералом в субаэральных условиях является кальцит, в морских — высокомагнезиальный кальцит и арагонит; второстепенными — опал, фосфатные минералы, глауконит, пирит (гидротроилит), цеолиты, монтмориллонит, окислы и гидроокислы железа и марганца. На среднем и позднем этапах диагенеза (возможно, и в катагенезе) высокомагнезиальный кальцит и арагонит замещаются кальцитом и доломитом, опал — халцедоном и кварцем. В древних породах суши мы, как правило, встречаем кальцит, доломит, халцедон и кварц. Превращение в сцементированные породы происходит преимущественно в мелководных условиях, образуются известняки и доломитизированные известняки. В глубоководных условиях, при значительной мощности и длительности процесса, образуются мел, известняки, известняки с кремнями.

Кремнистые осадки. Диатомовые и радиоляриевые илы океанов и морей, современные и неогеновые, обычно остаются рыхлыми несцементированными с пористостью 70—90% и плотностью 1,15—1,50 г/см^3. Так, в скв. 184 (глубина 1910 м) в Беринговом море диатомовые илы обнаружены от поверхности дна и до глубины 600 м. Возраст илов голоцен-миоценовый, пористость 85—75%, плотность 1,26—1,50 г/см^3, аутигенные минералы представлены пиритом и монтмориллонитом. В скв. 65 (глубина 6142 м) в центральной части Тихого океана пройдена толща радиоляриевых илов мощностью 170 м. Возраст илов голоцен-палеогеновый, пористость 92—70% , плотность 1,15—1,35 г/см^3, аутигенные минералы представлены монтмориллонитом, филиппситом, окислами и гидроокислами железа и марганца. Подобные соотношения обнаружены и во многих других скважинах глубоководного бурения. Правда, имеются и исключения из этого правила. В скв. 173, вблизи Калифорнии, диатомовые илы уже на глубине 135 м превратились в диатомиты. Однако эта скважина расположена в непосредственной близости к трансокеанскому разлому и возможен подток эндогенного тепла и вещества, что явилось причиной завершения диагенеза и появления осадочных пород.

Локальные участки консолидированных и сцементированных кремнистых илов в виде конкреций и небольших прослоев появляются в плиоцен-миоценовых отложениях, но массовое развитие они получают в эоценовых и меловых отложениях. Превращение кремнистых осадков в породы происходит весьма медленно. Вначале (при повышении pH) происходит растворение раковин и панцирей (наиболее мелких и тонких) и отложение из коллоидных растворов комочков и сгустков опала в порах и пустотах. В даль-

нейшем вновь образованный опал и опал раковин и панцирей подвергается раскристаллизации с образованием кристобалита. На позднем этапе диагенеза кристобалит переходит в халцедон и кварц (вероятно, при повышенной температуре).

Диагенез в аридных областях континентального блока и в лагунах и заливах океана. Диагенез в осадках соляных озер и лагун происходит в щелочных окислительных, нейтральных и восстановительных условиях среды. В солях и вмещающих породах наблюдается большое разнообразие диагенетических минералов от доломита до астраханита и от пирита до гематита. В глинистых породах преобладают гидрослюды и монтмориллониты в значительной мере диагенетические, присутствуют различные смешанно-слойные минералы (корренситы и др.), серпентин, тальк, а также магнезиальные водные силикаты — палыгорскит и сепиолит.

Диагенез соляных пород определяется в основном процессами уплотнения и отжима рапы из межкристальных пространств, взаимодействием между минералами седиментогенеза и минералов с рапой. При полном отжиме рапы преобладают процессы обезвоживания минералов и перекристаллизация. Так, при полном удалении рапы осуществляются процессы замещения метастабильных минералов стабильными: эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) дает начало гексагидриту ($MgSO_4 \cdot 6H_2O$), мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) — тенардиту (Na_2SO_4), сода ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$) — термонатриту ($Na_2CO_3 \cdot H_2O$), взаимодействие эпсомита с мирабилитом дает начало астраханиту и т. д.

Диагенетическое минералообразование — стадийный процесс, совершается весьма быстро, диагенез завершается в годичном цикле или в течение нескольких годичных циклов. «Ранняя литификация соляных отложений есть поэтому свидетельство быстротечности солевого диагенеза, завершающегося на глубине нескольких метров и, стало быть, в немногие десятки или первые сотни лет» (Страхов, 1962, с. 260). В результате отложения соляных озер и лагун превращаются в каменные породы и только в отдельных горизонтах наблюдается остаточная кавернозность и присутствуют реликты рапы.

На прибрежных равнинах, спорадически и (или) периодически затопляемых морскими водами (соляные марши, ранны, сабкха), происходит осаждение карбонатов, образование строматолитов и онколитов, осаждение сульфатов и даже галита. Диагенез осуществляется в щелочных и окислительных условиях при участии подземных вод. В подпочвенном горизонте вблизи поверхности образуются доломитовые конкреции, отдельные кристаллы и агрегаты кристаллов гипса.

Диагенез в нивальных областях континентального блока и в окраинных морях океана высоких широт. Существовало мнение, что диагенез ледниковых отложений сводится к простому уплотнению. Лаврушин Ю. А., Рентгартен Н. В. (1974) показали специфические особенности диагенеза ледниковых отложений (основной морены). Они заключаются в том, что изменения ледниковых

отложений начинаются еще во время перемещения материала ледником. Называть это диагенезом не точно, скорее речь идет о продиагенезе. Благодаря давлению льда происходит раздробление и растворение зерен минералов (сульфатов, карбонатов, кварца, полевых шпатов) и образование вторичных минералов в виде регенерационных каемок и отдельных кристаллов. Цветные слюды изменяются с образованием гидрослюд и смешанно-слойных минералов гидрослюда-монтмориллонит. В основной морене имитируются некоторые явления катакластического метаморфизма (или раннего метагенеза.— *Н. Л.*), которые выражаются в наличии зеркал скольжения, плитчатой отдельности и специфичности минералообразования.

Диагенез субаэральных ледниковых, водно-ледниковых отложений на раннем этапе развивается так же, как выветривание на земной поверхности. После перекрытия их новыми порциями осадков происходит уплотнение и минералообразование, которое определяется наличием или отсутствием органического вещества и характером поровых вод.

Диагенез субаквальных осадков озер и окраинных морей высоких широт на шельфах подобен диагенезу осадков северной гумидной зоны. Благодаря выносам рек, а также поступлению более теплых океанических вод (Баренцево, Чукотское моря) терригенные осадки шельфа содержат значительное количество органического вещества — до 2%; в них происходят сульфат-редукция, образование сероводорода и сульфидов железа. Однако этот процесс идет не очень интенсивно и наряду с сульфидами в алевро-пелитовых илах образуется небольшое количество мелких зерен и стяжений карбоната железа. Осадки имеют зеленовато-серую окраску, часто до глубины 1,5 м от поверхности дна. На больших глубинах (свыше 200—300 м) и в песках мелководного шельфа диагенез протекает в щелочных окислительных условиях — накапливаются окислы и гидроокислы железа и марганца (Логвиненко, Огородников, 1980).

Диагенез в осадках платформ и геосинклиналей. На платформах скорость и величина опускания незначительные 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 гидрослюды в кислой среде полностью превращаются в каолинит, в щелочных условиях образуются монтмориллониты.

В геосинклиналях амплитуда опускания большая, темп быстрый и скорость накоплений 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.

Продолжительность стадии диагенеза и мощность зоны диагенеза до настоящего времени являются предметами обсуждения. Судя по данным глубокого бурения в океанах, продолжительность стадии диагенеза может быть до 150 млн. лет, а мощность зоны, где происходят диагенетические процессы,— до 1000 м. Так, буровые скважины, пройденные вблизи Багамской отмели в Атлантическом океане на глубине более 5000 м, встретили известковые кокколитовые отложения сеномана на глубине 117 м от поверхности дна, а в Мексиканском заливе — на глубине более 600 м от поверхности дна не вышли из толщи глин и известковых илов плейстоцена.

Буровая скв. 164 (глубина 5485 м) в экваториальной части Тихого океана прошла красную глубоководную глину мощностью 200 м, накопление которой происходило от раннего миоцена до раннего мела. Пористость глины 90—70%, плотность 1,15—1,63 г/см^3, аутигенные минералы представлены монтмориллонитом, цеолитами, окислами и гидроокислами железа и марганца. Скв. 262 (глубина 2268) в Тиморском море прошла голоцен-плейстоценовые кокколитовые илы до глубины 413 м. Пористость илов 70—66%, плотность 1,14—1,70 г/см^3, аутигенные минералы в верхних горизонтах представлены высокомагнезиальным кальцитом, арагонитом и пиритом, в нижних — монтмориллонитом и кальцитом. В скв. 192 (глубина 3014 м) вблизи Камчатки в Тихом океане диатомовые голоцен-миоценовые илы до глубины 800 м имеют пористость 85—75%, плотность 1,26—1,59 г/см^3, аутигенные минералы — пирит и монтмориллонит.

Состав поровых вод морских и океанических осадков от современных до сеноманских удивительно постоянный и мало отличается от вод современного океана по характеру минерализации и общей солености (Мангейм и др., 1970).

Вместе с тем диагенез может быть скоротечным. Для цементации и литификации песчаников пляжа и зоны литорали достаточно всего 100—1000 лет, еще меньше требуется времени для диагенеза соленосных бассейнов — десятки, максимум сотни лет.

Стадия диагенеза в современных морских осадках гумидного типа подразделяется на следующие этапы (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; идет в более глубоких горизонтах осадков: от 2—4 до 10 м. На этом этапе образуются силикаты железа (лептохлориты), карбонаты железа, магния, кальция и марганца, сульфиды железа и других металлов.

3. Перераспределение аутигенного вещества, возникновение в осадке конкреций и зацементированных участков.

В осадочных породах мы наблюдаем суммарный результат процесса: выделение этапов часто весьма затруднительно. Приведенная выше схема может быть справедливой лишь для одного из вариан-

тов диагенеза. Действительно, и образование конкреций, и образование сульфидов железа может происходить на первом этапе (осадки, обогащенные С орг.). И, наконец, в течение всего диагенеза могут сохраняться окислительные или восстановительные условия. На первом этапе осадок пористый и обводненный, происходит свободный водообмен с наддонной водой и широкая диффузия растворов. На втором эти процессы затруднены и на третьем этапе осадок становится консолидированным и, возможно, зацементированным. А характер процессов минералообразования и возникновение конкреций определяются составом компонентов осадка, составом поровых вод, количеством и качеством органического вещества.

При отсутствии органического вещества на протяжении всех этапов идет окислительное минералообразование, при избытке органического вещества — восстановительное минералообразование, при незначительном содержании органического вещества и обогащении наддонных вод кислородом восстановительная зона располагается на некоторой глубине от поверхности дна. В бассейнах с недостатком сульфат-иона и обилием органического вещества процесс развивается по глеевому типу.

В результате диагенеза осадок превращается в осадочную породу. Часто он становится твердым — сцементированным, но может остаться и рыхлым — несцементированным. Обычные глины и пески — рыхлые породы бывают не только в современных, но и в древних палеозойских отложениях (карбон Подмосковного бассейна, силур и кембрий Прибалтики и др.).

При дальнейшем погружении осадочные породы подвергаются различным изменениям в толщах осадочных пород стратисферы.

Глава II

Стадии изменения осадочных пород

Стадия катагенеза

Изменение осадочных пород в стратисфере называют *катагенезом*[1]. «Катагенез породы обнимает огромную область явлений приспособления минералов к новым условиям вне залегания их под поверхностью водного бассейна»[2]. Процесы изменения осадочных пород в стратисфере происходят при повышенных температуре и давлении (табл. 13) в присутствии подземных вод и грунтовых растворов.

Катагенез в отличие от диагенеза по своей природе процесс неорганический (физико-механический и физико-химический). Живое вещество, и в частности бактерии, являющиеся одним из фак-

[1] Эту стадию именуют также стадией эпигенеза. Термин «эпигенез»— эпигенетический — означает, что явление произошло после чего-то. После образования породы происходит ее изменение, метаморфизм и выветривание. Все эти процессы эпигенетические. Поэтому для обозначения стадий термин неприемлем и его предложено заменить терминами катагенез и метагенез.

[2] *Ферсман А. Е.* Геохимия России. Л., 1922, т. 1, с. 30.

торов 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 другие процессы.

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, анкерит, сидерит и др.); силикаты (гидрослюды, каолинит, монтмориллонит, смешанно-слойные минералы, хлориты, цеолиты — анальцим, 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.

Таблица 13. Изменение давления и температуры с глубиной

Глубина от поверхности, м	Давление (рассчитано по плотности), $\times 10^5$ Па	Давление (рассчитано по объемной массе), $\times 10^5$ Па	Температура, °С (определена по геотермическому градиенту)	Глубина от поверхности, м	Давление (рассчитано по плотности), $\times 10^5$ Па	Давление (рассчитано по объемной массе), $\times 10^5$ Па	Температура, °С (определена по геотермическому градиенту)
100	27	15	3	5 000	1350	1255	150
500	135	85	15	7 000	1890	1828	210
1 000	270	200	30	9 000	2430	2372	270
2 000	540	420	60	10 000	2700	Существенно не отличается от давления, рассчитанного по плотности	300
3 000	810	690	90	12 000	3240		360
4 000	1080	978	120	15 000	4050		450

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

Некоторые минералы образуют каемки нарастания на обломочных зернах, облекают их, заполняют поры, капиллярные трещины, трещины отдельностей, пустоты и образуют конкреции и секреции. Индикаторами вторичных преобразований осадочных пород служат изменение физических свойств (пористости, отношения пород к воде, характера контактов зерен и т. п.) и парагенезы аутигенных минералов (глинистых минералов, хлоритов, цеолитов), а также степень изменения органического углистого вещества. Каолиниты, монтмориллониты, смешанно-слойные минералы характерны для

неизмененных пород и постепенно замещаются другими при увеличении степени изменения.

В группе гидрослюд и хлоритов обнаружен широкий полиморфизм и структурная политипия. Так, среди гидрослюд выделяются политип 1M однослойный с трехэтажным строением слоя, моноклинный и политип $2M_1$ — двухслойный с трехэтажным строением слоя, моноклинный и некоторые другие. Политип 1M и близкий к нему 1M *d* — низкотемпературные образования. Они широко развиты в современных морских осадках и неизмененных осадочных породах. Политип $2M_1$ — высокотемпературный и характерен для измененных осадочных и некоторых метаморфических пород.

В группе хлоритов выделяются септехлориты, или железистые хлориты, с каолинитовой структурой — политип I в, β 90°, 0,70 нм, железистые хлориты, или лептохлориты (тюрингит, некоторые шамозиты),— политип I в, $\beta = 90°$, 1,4 нм и магнезиально-железистые и магнезиальные хлориты (рипидолит, пеннин, клинохлор) — политип II в, $\beta = 97°$, 1,4 нм. Первые два политипа встречаются в современных морских осадках и неизмененных осадочных породах, последний — высокотемпературный и характерен для измененных осадочных и метаморфических пород.

В неизмененных осадочных породах обычно присутствуют многоводные цеолиты типа гейландита и анальцима, в измененных осадочных породах встречаются маловодные цеолиты типа ломонтита и сколецита.

Органическое углистое вещество в неизмененных осадочных породах представлено бурыми или длиннопламенными каменными углями, в измененных — более метаморфизованными углями. Степень изменения углистого вещества может быть установлена измерением его показателей преломления в иммерсии или определением отражательной способности витринита. С увеличением степени изменения растут отражательная способность и показатели преломления углей[1].

Однако не все индикаторы имеют одинаковое значение и позволяют определять степень изменения пород на всех стадиях и этапах. На ранних стадиях (этапах) изменения степень преобразования успешно можно определить главным образом по изменению физических свойств и характера органического углистого вещества.

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. Постепенно давление на твердые частицы увеличивается и при полном отжиме воды полностью воспринимается ими. Этот процесс начинается еще во время диагенеза, но благодаря

[1] См. ниже. Стадия метагенеза.

небольшой мощности покрывающих осадков проявляется в самом зачаточном виде.

До определенного предела процесс этот (теоретически) 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 поверхностью частиц. Удаление этой воды происходит при значительно большем давлении.

Экспериментальные исследования сжатия глин показывают, что свободная вода вытесняется при давлении $40{,}53 \cdot 10^5 - 81{,}06 \cdot 10^5$ Па (соответствует глубине погружения 400—600 м), пленочная — при давлении до $3039{,}75 \cdot 10^5 - 5086{,}25 \cdot 10^5$ Па. В лабораторных опытах даже при давлении $5066{,}25 \cdot 10^5$ Па в глинах остается часть пленочной и гигроскопическая вода (Ломтадзе, 1955). Влажность каолинита и кембрийской глины, обжатых давлением $1013{,}25 \cdot 10^5$ Па, была 7,8 и 7,0%. Так как эксперименты проводились с грунтовой массой (тесто из глины с водой), то величина влажности представляла собой меру пористости. Давление $1013{,}25 \cdot 10^5$ Па 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, которые, вероятно, можно объяснить кратковременностью лабораторных опытов.

Фактор времени значительно сильнее сказывается при высоких давлениях. Кембрийская глина, подвергнутая действию нагрузки в $3039{,}75 \cdot 10^5$ Па, приобрела пористость 7%, в то время как горные породы с глубины 10 000 м имеют пористость около 1%.

Глинистые частицы чешуйчатой или листоватой формы под давлением ориентируются параллельно наиболее развитой поверхности (001), вследствие чего могут плотно прилегать друг к другу и давать агрегаты с ничтожной пористостью. Глинистые и слюдистые частицы обладают также способностью к пластическим деформациям. Последние хорошо проявляются в смешанных песчано-глинистых породах: глинистые и слюдистые минералы деформируются между жесткими кварцевыми песчинками.

В зернистых породах (песчано-алевритовых и др.) под давлением происходит уменьшение пористости в связи со смещением частиц. При укладке песчинок, имеющих форму идеального шара, по кубу пористость достигает 47,6%, при укладке по тетраэдру — 25,9% (пористость определялась путем расчета). Следовательно, под давлением пески 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 еще более высоком давлении дальнейшее уменьшение пористости возможно за сче раздробления зерен.

Увеличение давления на грубозернистый песок от $202{,}65 \cdot 10^5$ до $3039{,}75 \cdot 10^5$ Па привело к тому, что количество фракции размером 2—1 мм уменьшилось с 90 до 30%. Соответственно произошли изменения и в других фракциях. Пористость уменьшилась от 48—36 до 28—21%.

При давлении $537{,}02 \cdot 10^5$ Па зерен первоначального размера (1 — 0,5 мм) осталось только 55%. Пористость песка под нагрузкой в $283{,}71 \cdot 10^5$ Па уменьшилась на 6%, под нагрузкой $1985{,}97 \cdot 10^5$ Па — на 19%.

Однако к оценке возможности раздробления зерен следует подходить осторожно, так как кварц и некоторые другие породообразующие минералы обладают высокой прочностью (табл. 14). Вероятно, раздроблению подвергаются зерна кварца и других минералов, прочность которых понижена благодаря наличию включений, трещин спайности и т. п.

Таблица 14. Механические свойства некоторых минералов по Григсу

Минералы	Временное сопротивление сжатию, Па	Сопротивление сдвигу, Па	Всестороннее давление, Па
Галит		$88{,}2 \cdot 10^5$	$98 \cdot 10^7$
Гипс		$9{,}8 \cdot 10^7$	$98 \cdot 10^7$
Кальцит ‖ спайности	$13{,}7 \cdot 10^5$	—	$9{,}8 \cdot 10^4$
То же	$39 \cdot 10^5$	—	$392 \cdot 10^7$
»		$274 \cdot 10^5$	$98 \cdot 10^7$
Анортит	$274 \cdot 10^5$	$215 \cdot 10^5$	$98 \cdot 10^7$
Кварц ‖ оси L	$237 \cdot 10^7$	—	$9{,}8 \cdot 10^4$
» »	$266 \cdot 10^7$	—	$88{,}2 \cdot 10^7$
» »	$1161 \cdot 10^7$	$142 \cdot 10^7$	$186{,}2 \cdot 10^7$

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 подвергаются кварц, обломки эффузивов, вулканического стекла, различных кремнистых пород. Опыты по растворению кварца под давлением показали, что в чистой воде при давлении $101{,}325 \cdot 10^5$ Па, температуре 300°С растворяется 245 мг/л кварца. В воде, содержащей хлориды и бикарбонаты, при давле-

нии $101{,}325 \cdot 10^5$ Па и температуре 300° С растворяется 1887 мг/л кварца (Хитаров, 1952).

Растворение под давлением усложняет контакты между обломочными зернами и изменяет, как правило уменьшает пространство, занятое порами.

Выделяются следующие типы контактов: 1) тангенциальные точечные контакты, характерные для зерен, висящих в базальном цементе; 2) длинные — прямолинейные контакты, 3) выпукловогнутые (конформные и инкорпорационные) и 4) сутурные, или микростилолитовые, контакты.

Наблюдения показывают, что наиболее сложные — сутурные контакты — в терригенных породах появляются на значительной глубине (1000—2000 м) и с глубиной число таких контактов растет.

Усложнение контактов и удлинение их являются относительной мерой степени изменения пород. На этом основании делались попытки определения степени изменения пород путем подсчета количества сутурных контактов, предлагались специальные формулы определения так называемого коэффициента метаморфичности С (Черников, 1969)

$$C = \pi/2 \cdot \overline{m} \cdot \overline{d}/4,$$

где m — среднее число пересечений контактов между зернами на единицу длины микрометрической линейки; d — средний размер обломочных зерен.

Однако применение этого метода ограничено бесцементными породами и с минимальным содержанием цемента, а величина коэффициента метаморфичности зависит также от состава обломочных зерен.

С. С. Савкевчи (1965) предложил определять степень изменения пород по следующей формуле:

$$I = W/P + (A + C),$$

где W — вторичные контакты (конформные, инкорпорационные и сутурные), P — первичные контакты (точечные и протяженные), A — число контактов на одно зерно, C — сутурные контакты.

Коэффициент степени изменения осадочных пород при уплотнении растет сначала медленно, затем быстро. Для пород слабоизмененных он равен 0,4—0,5, среднеизмененных — 4,5—8,0 и сильноизмененных — 10,0—20,0.

Описанные выше методы применимы для определения степени изменения мономинеральных — кварцевых и олигомиктовых песчаников, лишенных цемента или с незначительным содержанием цемента.

Нгуен Бьеу (1973) разработал иной вариант подобной методики, пригодный для более широкого круга песчаников с содержанием цементирующего вещества до 30%.

Коэффициент степени изменения пород определяется из выражения

$$I = (К + И + С)/(Т + У) + К_п,$$

где $К$ — конформные контакты, $И$ — инкорпорационные, $С$ — сутурные, $Т$ — точечные, $У$ — удлиненные и $К_п$ — протяженность вторичных контактов, отнесенная к среднему размеру двух соприкасающихся зерен:

$$K_п = \frac{L}{(d_1 + d_2)/2}.$$

В шлифе подсчитывается количество контактов разного типа, измеряется протяженность вторичных контактов, места, приходящиеся на цемент, пропускаются. Достаточно подсчитать 200—300 контактов.

Коэффициент степени изменения пород менее 2,0 (ранний катагенез), 2,0—3,0 (поздний катагенез), 3,0—10,0 (ранний метагенез) и более 10,0 (поздний метагенез).

Все описанные методы очень трудоемкие, для определения степени изменения одного образца требуется 2—3 ч. Более эффективный экспресс-метод предложила Л. В. Орлова (1974). Он позволяет определять степень изменения породы за 15—20 мин.

Степень изменения определяется по формуле

$$K = 2\Sigma l_K/\Sigma l_p,$$

где K — коэффициент степени изменения структуры песчаника, l_K — суммарная протяженность контактов обломочных зерен, l_p — суммарная протяженность периметров зерен в единице площади шлифа. Если все зерна свободны и контактов нет, то числитель равен нулю и $K = 0$, если на протяжении всего периметра контактирует каждое зерно ($2\Sigma l_K = \Sigma l_p$) и, следовательно, $K = 1{,}0$.

Путем преобразований эта формула принимает окончательный вид: $K = 2n_K/n_P$, где n_K — количество пересечений микрометренной линейкой контактов зерен, n_P — количество пересечений контуров зерен. Пересечение контуров зерен и контактов зерен микрометренной линейкой подсчитывается в 15—20 полях зрения при увеличении 40—60. Коэффициент изменения структуры для пород, находящихся на стадии раннего катагенеза, равен 0,28—0,30, позднего катагенеза — 0,55—0,65, метагенеза — 0,8—0,90.

В сцементированных породах давление передается на контуры зерен и цемент. Значительное уплотнение за счет уменьшения пористости здесь невозможно или весьма ограничено (если не все поры заполнены цементом).

При обжатии песчаника слабым давлением уплотнения не происходит, под давлением $567{,}42 \cdot 10^5$ Па (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.

Степень уплотнения зависит и от вещества 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, а в породах с кварцевым цементом не наблюдается.

Таким образом, физико-механические процессы приводят к уплотнению горных пород — увеличению плотности и уменьшению пористости. Одновременно уменьшается содержание воды и изменяется отношение пород к воде. Однако высокая объемная масса и малая пористость не всегда следствие одного уплотнения, а могут быть и 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. 15).

Таблица 15. Пористость и отношение пород к воде

Породы	Пористость, %	Отношение к воде	Покрывающие осадки
Озерный нл. Старая Русса	78	Легко размокает в воде	Десятки сантиметров воды и ила
Озерный ил. Бердянск	52	То же	То же
Аллювиальная глина. Р. Волга	50	»	Несколько метров пород
Ленточная глина. Северо-Западная 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. Там же	36	»	То же
Кембрийская глина. Прибалтика	34	Размокает в воде	100—200 м пород
Меловая глина формации Вайэн Вайоминг; США	25	То же	?
Верхнемеловая глина формации Найт. Там же	23	»	?

Продолжение табл. 15

Породы	Пористость, %	Отношение к воде	Покрывающие осадки
Аргиллиты среднего карбона Донбасса. Лисичанск	10—12	С трудом размокают в воде	Более 4000 м
Аргиллиты триаса Крыма	1—4	Не размокают в воде	» 5000 м
Аргиллиты среднего карбона Донбасса. Щегловск	1—3	То же	» 7000 м
Глинистые сланцы антрацитовых районов Донбасса, C_2	0,9—2	»	» 10000 м

Процессы уплотнения всех остальных пород происходят аналогично уплотнению глинистых или зернистых пород, рыхлых или сцементированных. Так, бокситы и неокаменевшие мергели уплотнятся 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. Образование пород коллоидного генезиса начинается с отложения легкодеформируемых гелевых комочков с незначительной пористостью. Старение коллоидов приводит к сокращению объема и появлению трещин синерезиса. Дальнейшая кристаллизация переводит их в твердое состояние. Такие породы при высоком давлении не подвергаются уплотнению или уплотняются слабо.

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). Следовательно, 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 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 определяется 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. Горизонтальная зональность охватывает только верхние горизонты подземных вод, изменение химизма вод по горизонтали проявляется примерно в таком же порядке, как и по вертикали: 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 нефтеносных формаций, богатые органическим веществом. Они имеют слабощелочную и даже кислую реакцию и низкий окислительно-восстановительный потенциал. Аналогичные условия наблюдаются в местах фильтрации вод минеральных термальных источников. По мере углубления в толщу осадочных пород стратисферы постепенно увеличивается pH и уменьшается Eh и на больших глубинах в зоне застойных вод наблюдаются восстановительные и щелочные условия среды.

Причины увеличения солености и изменения солевого состава подземных вод еще недостаточно изучены. Одни авторы связывают это с самодиффузией ионов в ионных растворах в гравитационном поле Земли, другие — с поступлением газовых вулканических эманаций из глубины. Происхождение подземных рассолов на больших глубинах М. Г. Валяшко (1963) объясняет просачиванием рапы соленосных отложений вниз в подстилающие их осадочные породы. Подтверждением этого, по мнению Валяшко, служит наличие высокоминерализованных подземных вод (рассолов) в осадочных породах, залегающих ниже соленосных отложений на Русской и Сибирской платформах. Вероятно, в ряде случаев такое объяснение справедливо, но оно не является универсальным. Так, напри-

мер, воды высокой минерализации (до 140 г/л) обнаружены в отложениях продуктивной толщи Бакинского архипелага (средний плиоцен), где нет соленосных отложений в вышележащих породах и нет соляных куполов (Пушкина, 1965).

Несомненно, что состав и минерализация подземных вод и поровых растворов в осадочных породах определяются целым рядом факторов, среди которых важное значение, помимо других, имеет взаимодействие вод с минералами осадочных пород, с которыми они долгое время находятся в соприкосновении. На стадии катагенеза при повышенной температуре и давлении в присутствии щелочных растворов происходят различные химические и физико-химические реакции. Вначале растворяются неустойчивые минералы — пироксены, амфиболы, основные плагиоклазы. Затем начинается растворение обломков кремнистых пород, вулканического стекла и кварца. Растворение сопровождается регенерацией здесь же или растворенное вещество перемещается (выносится) в соседние слои (рис. 12). Взаимодействие поровых растворов

Рис. 12. Кварцевый регенерационный цемент в песчанике. Николи скрещены, увеличение 22. Средний карбон Донбасса

Рис. 13. Известняк с трещинами, заполненными вторичным кальцитом. При одном николе, увеличение 100. Средний карбон Донбасса

с кальцитом приводит к образованию карбонатов кальция, магния и железа. Из поровых вод, содержащих бикарбонаты и углекислоту, местами (благодаря дегазации — потере углекислоты) происходит массовое осаждение карбонатов в порах, пустотах и по трещинам (рис. 13).

Обломочные полевые шпаты и слюды подвергаются дальнейшей гидрослюдизации. Возникают низкотемпературные гидрослюды

политипа 1М, смешанно-слойные минералы типа гидрослюда — монтмориллонит и монтмориллониты.

В породах, содержащих вулканогенный материал (граувакки, особенно вулканогенные граувакки и др.), образуются многоводные цеолиты типа гейландита и анальцима.

В глинистых породах и в цементе зернистых пород в кислых условиях среды (породы, обогащенные органическим веществом) полевые шпаты и слюды превращаются в каолинит. Возможна коррозия и растворение карбонатов и фосфатов.

Перечисленные процессы напоминают еще процессы диагенеза (а возможно отчасти и выветривания) или являются их естественным продолжением. Однако по мере увеличения глубин и роста температуры и давления характер процессов и особенно их интенсивность заметно изменяются.

При высоком давлении ($1013{,}25 \cdot 10^5$ — $2{,}026{,}50 \cdot 10^5$ Па) 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 высокотемпературных гидрослюд политипа $2M_1$ и ортохлоритов, перекристаллизация пелитоморфных и микрозернистых карбонатов (седиментогенных и диагенетических) — образование зернистых карбонатов.

В породах, богатых вулканическим материалом, появляются маловодные цеолиты (ломонтит, сколецит).

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

Начальный этап характеризуется наличием в глинистых и цементе зернистых пород неизмененного 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 слабосцементированные 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 неизменного глинистого цемента 1000—2000 м, в молодых палеоген-неогеновых отложениях — до 4000—5000 м.

Процессы минералообразования на раннем этапе протекают при повышенных, но все же невысоких давлении и температуре (давле-

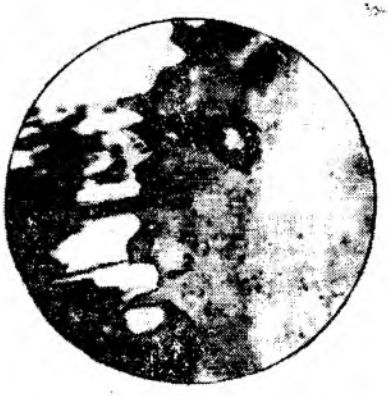


Рис. 14. Микростилолитовое сочленение зерен кварца (с каемкой вторичного плагиоклаза). Николи скрещены, увеличение 200. Песчаник Ашинской свиты Северного Урала

ние до $1013{,}25 \cdot 10^5$ Па, температура до 100—120°С). Дальнейшее повышение давления приводит к максимальному сближению зерен, их раздроблению и массовому растворению.

В стадии раннего катагенеза наблюдается большой диапазон изменения физических свойств осадочных пород: от рыхлых пород — песков и обычных глин, содержащих различные бурые угли, до песчаников и аргиллитов с каменными длиннопламенными и даже газовыми углями. Это обстоятельство позволяет выделить два самостоятельных этапа в раннем катагенезе (и соответственно подзоны в разрезах): 1) рыхлых и слабосцементированных пород и бурых углей и 2) плотных сцемен-

Рис. 15. Микростилолитовый шов в шокшинском песчанике. Николи скрещены, увеличение 80 (по Симановичу)

тированных пород и углей, переходных от бурых к каменным, и каменных длиннопламенных, частично газовых.

В выделенных подразделениях парагенезы аутигенных минералов остаются практически одинаковыми или весьма близкими: широко развиты каолиниты, монтмориллониты и смешанно-слойные минералы, гидрослюды представлены обычно низкотемпературным политипом 1М (аутигенные).

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, пере-

кристаллизацией карбонатов и т. п. Пористость пород сильно уменьшается (до 3—5%). Текстуры осадочных пород сохраняются, структуры испытывают заметные изменения: появляются конформные, регенерационные структуры, стилолитовые, структуры перекристаллизации в известняках, ориентированные структуры в глинистых породах (рис. 14—15).

В результате указанных 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°С и давлении до $2026{,}5 \cdot 10^5$ Па.

Процессы начального катагенеза происходят примерно одинаково в геосинклиналях и на платформах (зона неизмененного глинистого цемента), поздний катагенез в геосинклиналиях 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, граница между ранним и поздним катагенезом на территории Большого Донбасса проходит между средним и 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 (г. Сердобск) и поднимается до границы между нижним и средним карбоном в районе г. Пугачева (Шутов, 1962).

Н. Б. Вассоевич (1955), а также и М. Е. Каплан выделяют пять самостоятельных этапов катагенеза, связывая их с изменениями органического вещества и плотности пород. Л. Б. Рухин (1969) различает прогрессивный эпигенез (катагенез в нашем понимании.— *Н. Л.*) при погружении участков земной коры и регрессивный эпигенез — при поднятии.

Регрессивный этап выделяется по таким процессам минералообразования, как каолинизация, карбонатизация, переход ангидрита в гипс, т. е. процессам, характерным для начального катагенеза и 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 метагенеза

Глубокие изменения осадочных пород, происходящие в нижних частях стратисферы, по своему характеру близки, а во многом тождественны начальным стадиям регионального метамор-

физма. Их мы будем называть *метагенезом*[1] (протометаморфизм Страхова, сильный эпигенез или слабый метаморфизм Рухина).

Метагенез происходит в геосинклиналях при мощности осадочной толщи свыше 7000—8000 м, давлении 2026,5 • 10^5 — 3039,75 • 10^5 Па, температуре 200—300°С и наличии минерализованных растворов. Одним из важных факторов метагенеза является стресс.

Процессы метагенеза, вероятно, проявлялись и на платформах в осадочных породах докембрия, где минералообразование шло при более низких температурах и давлении, но многие сотни миллионов лет.

Метагенез — процесс физико-химический. Уплотнение пород, как мы видели, в основном заканчивается на стадии глубинного катагенеза, пористость достигает величины 2—3%. Поэтому уплотнение в метагенезе не играет существенной роли. Имеет значение другое явление. Движение масс при складчатости вызывает появление тонкой трещиноватости — многочисленных поверхностей кливажа скольжения. Следовательно, создаются новые пути для миграции растворов.

Активной циркуляции растворов способствует высокая температура. В зоне метагенеза широко развиты процессы растворения и регенерации, перекристаллизации, реакции взаимодействия растворов и минералов породы с привносом и выносом вещества (метасоматоз)[2]. В результате осадочные породы переходят в категорию метаморфизованных пород. Во время метагенеза происходит полное преобразование цемента зернистых пород и частичное (редко полное) основной массы глинистых и карбонатных пород. Обломочные зерна терригенных пород, как правило, не перекристаллизовываются или перекристаллизовываются только по периферии, редко по всему зерну. Имеют место явления катаклаза, но обычно значение их невелико.

В стадии метагенеза образуются: окислы (кварц, анатаз, рутил, брукит, гематит, магнетит); карбонаты (кальцит, анкерит, доломит); силикаты (гидрослюда политипа $2M_1$, близкая к мусковиту, мусковит; хлориты — рипидолит, пеннин, альбит, эпидот, пренит, пумпелиит, стильпномелан, пирофиллит).

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.

В стадии метагенеза широко развиты процессы направленной коррозии, кристаллизации и перекристаллизации под воздействием стресса. В зернистых породах, богатых цементом, образуются «бородатые» зерна кварца (рис. 16, *А, Б*), в породах, лишенных

[1] Термин «метагенез» введен одновременно Н. Б. Вассоевичем (1957), автором совместно с А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1957), а также Н. М. Страховым, Н. Б. Вассоевич под метагенезом понимает региональный метаморфизм, Н. М. Страхов — все изменения осадочных пород (т. е. катагенез и метагенез).

[2] Точнее автометасоматоз.

цемента,— стилолитовое сочленение зерен (часты стилолиты под углом к напластованию). Иногда наблюдается коррозия гранатов, ставролита, дистена, силлиманита, регенерационное обрастание и разрастание кварца, полевых шпатов и других минералов. Гидрослюдизация и хлоритизация усиливаются и получают дальнейшее развитие. Это приводит к массовому появлению гидрослюды $2M_1$, близкой к серициту, серицита и даже мусковита (глубинный метагенез). Обломочный биотит на раннем этапе еще сохраняется, на позднем — переходит в пакеты мусковита и хлорита.

Минералы метагенеза 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. На позднем этапе метагенеза преобразуются текстуры: появляются сегрегационно-полосчатые текстуры, массовое развитие получают секущие кварцевые жилки и линзочки. Широко развиты кливаж течения и кливаж разрыва (см. рис. 16).

Шлиф-6

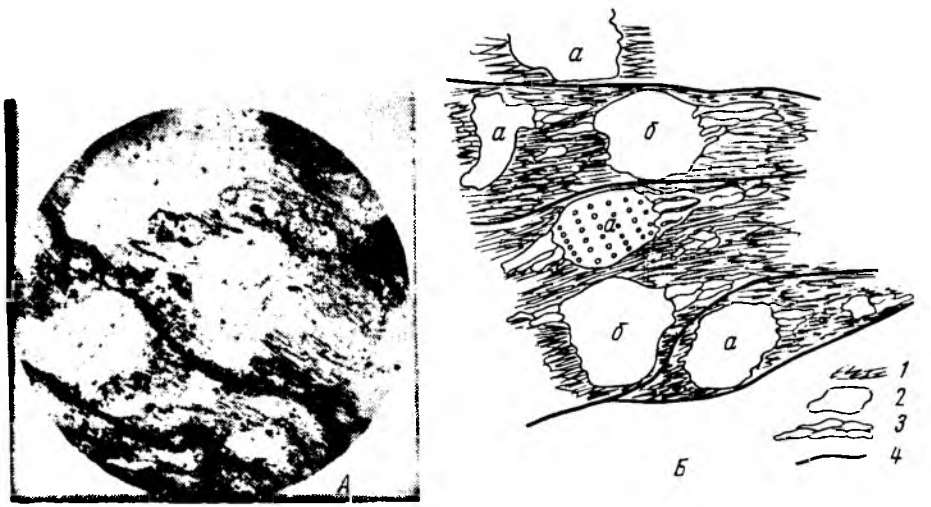


Рис. 16. Структуры направленной коррозии и кристаллизации. *А* — «бородатые» зерна кварца, кливаж течения и разрыва. При одном николе, увеличение 200. Песчаник ашинской свиты Сев. Урала, *Б* — зарисовка по шлифу того же песчаника: *1* — серицит; *2* — кварц; *3* — вторичный кварц; *4* — кливаж разрыва

В глинистых породах и цементе зернистых часто наблюдается парагенез гидрослюды $2M_1$, близкой к серициту, серицита, ортохлоритов, кварца, карбонатов (в полевошпатовых — кварцевых и аркозовых породах), мусковита, стильпномелана, ортохлоритов, кварца и карбонатов (в граувакковых породах), т. е. ассоциация

минералов, характерная для мусковит-хлоритовой зоны фации зеленых сланцев.

От настоящих метаморфических пород фации зеленых сланцев метаморфизованные осадочные породы отличаются незначительной перекристаллизацией обломочных зерен, слабым развитием альбита, эпидота и мусковита (здесь они являются еще акцессорными минералами).

К процессам метагенеза — в значительной мере процессам метасоматическим — приложимо учение о дифференциальной подвижности компонентов, развиваемое А. Д. Коржинским. Парагенезы минералов метагенеза в обломочных и глинистых породах позволяют наметить такой ряд дифференциальной подвижности компонентов: H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O, MgO, CaO, FeO, SiO_2, Al_2O_3, TiO_2.

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

Последовательное нарастание изменений можно наблюдать в ряду хорошо изученных ископаемых углей и глинистых пород.

Ископаемые угли образуют непрерывный ряд 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. 17), а отражательная способность витринита от 5—6 до 17%.

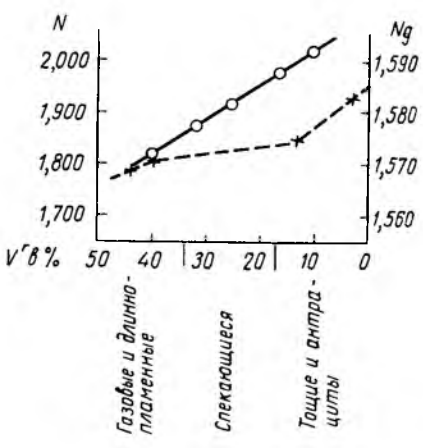


Рис. 17. Кривые изменения показателя преломления угля (сплошные линии) и гидрослюд (пунктир) в угленосной толще среднего карбона Донбасса

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

Глинистые породы можно расположить в следующий 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.

В гидрослюдах от аргиллитов к глинистым сланцам (и далее) растет содержание щелочей и в этом же направлении изменяются физические свойства. Так, например, в глинистых породах Донбасса (средний карбон) гидрослюды политипа 1М районов развития длиннопламенных углей имеют Ng^1 не выше 1,576 и двупреломление до 0,020, а гидрослюды политипа $2M_1$ антрацитовых районов — $Ng^1 = 1{,}590$ и двупреломление до 0,030 (см. рис. 12).

Существует характерный парагенетический ряд превращений минералов:

каолинит → гидрослюда 1М → гидрослюда $2M_1$ → серицит $2M_1$ → мусковит $2M_1$.

Для стадии катагенеза характерно наличие каолинита и гидрослюд 1М, для стадии метагенеза — гидрослюды $2M_1$ и серицита, а также появление новообразований мусковита.

Глины и аргиллиты присущи стадии катагенеза, глинистые, аспидные и филлитоподобные сланцы характерны для стадии 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 растворов, глубиной погружения и интенсивностью орогенических движений (интенсивностью стресса).

Большое значение имеет продолжительность процессов изменения. Однако в условиях геосинклинали определяющим является влияние геосинклинального режима. Так, например, юрские отложения Большого Кавказа и ордовикские Урала, находящиеся на стадии глубинного метагенеза, или каменноугольные отложения Прибалхашья и юрские Верхоянья, находящиеся на стадии глубинного катагенеза, испытали одинаковую степень изменения. Стадия метагенеза установлена в пермских отложениях Верхоянья, ордовике Урала, силуре Прибалхашья, перми Забайкалья, карбоне Донбасса и Предкавказья. Можно предположить, что осадочный комплекс Пенсильванского антрацитового района и Остраво-Карвинского бассейна находятся на той же стадии изменения.

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

В стадии метагенеза можно наметить два этапа.

Первый этап — ранний, или начальный, происходящий на глубинах свыше 7000—8000 м при температуре 200—300° С и давлении $2026{,}5 \cdot 10^5$—$3039{,}75 \cdot 10^5$ Па. Для него характерно развитие кварцитовидных песчаников, глинистых сланцев, частично перекристаллизованных известняков, тощих каменных углей и антрацитов. Наблюдается интенсивная гидрослюдизация и хлоритизация гли-

нистых 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, метагенез, происходит на глубинах свыше 9000—10 000 м при температуре 300° С и выше и давлении $3039{,}75 \cdot 10^5$ Па и более. Для него характерны кварцито-песчаники и кварциты, аспидные и филлитоподобные сланцы, мраморизованные известняки, антрациты и графитизированные антрациты. В породах появляется гидрослюда $2M_1$, близкая к серициту, серицит, иногда мусковит; обломочный биотит переходит в пакеты хлорита и мусковита. Появляются структуры, характерные для метаморфических пород,— сланцеватые, линзовидно-сегрегационные, полосчатые, шиповидные, стилолитовые. Интенсивно проявляются направленная коррозия и кристаллизация под воздействием стресса[1], кливаж течения и кливаж разрыва. Пористость пород 1—2%.

Стадия глубинного метагенеза частично сопоставляется с начальной стадией регионального метаморфизма — фацией зеленых сланцев (мусковит-хлоритовой субфацией).

В заключение приведем сводную характеристику стадий изменения осадочных пород (табл. 16 и 17).

Изменение осадочных пород на поверхности земли — гипергенез

В настоящем разделе речь пойдет о процессах химического выветривания осадочных пород на поверхности Земли, вызывающего существенное изменение их состава: вещества цемента, обломочных зерен, основной массы биогенных и хемогенных пород.

Выветривание осадочных и кристаллических пород даже в одинаковых условиях протекает по-разному. Специфика выветривания определяется различием минералогического состава.

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 водные и безводные сульфаты закиси. Сульфаты закиси в присутствии кислорода, воды и серной кислоты окисляются и переходят в сульфаты окиси. При этом образуется целый ряд минералов: сидеротил, смольнокит, фиброферрит, 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 легкорастворимые соединения и уносятся грунтовыми водами. Только в условиях

[1] 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.

Таблица 16. Стадии изменения осадочных пород

Наименование					Марки углей	Количественные критерии				
по Логвиненко		по Вассоевичу и др.				$R^0_{им}$	$R^0_в$	K	A/B	$П$
стадии	этапы	стадии	подстадии	градации						
Катагенез	Ранний	Катагенез	Прото	$ПК_1$	$Б_1$	0,25	5,8	0,28—0,35		50—15
				$ПК_2$	$Б_2$	0,30				
	Средний		X	$ПК_3$	$Б_3$	0,40	6,0	0,40—0,57		
			Мезо	$МК_1$	Д	0,50	7,0		2,0	15,0—10,0
			XX	$МК_2$	Г	0,65	8,0	0,55—		
	Поздний		X_1	$МК_3$	Ж	0,85	9,0	—0,65	2,0—4,0	10,0—6,0
				$МК_4$	К					
			XXX	$МК_5$	ОС	1,55 2,0	10,0 11,0	0,69— 0,73		
Метагенез	Ранний		АПО	$АК_1$	Т ПА	2,50	12,0	0,75—0,80	4,0—6,0	6,0—4,0
				$АК_2$	$А_1$	3,50	13,0	0,84—0,90		
				$АК_3$	$А_2$		15,0			
	Поздний			$АК_4$	$А_3$		16,0	>0,90	6,0—10,0	< 3—4
					$А_4$					
Метаморфизм		Метагенез								

Примечание. X — Интенсивная флюоресценция спор, X_1 — исчезновение флюоресценции спор, XX — главная фаза нефтеобразования, XXX — главная фаза газообразования, $R^0_{им}$ — отражательная способность витринита в иммерсии; $R^0_в$ — в воздухе; K — коэффициент изменения структур; $A/Б$ — острота пика гидрослюд; $П$ — пористость глин, %.

Таблица 17. Минералого-петрографическая характеристика стадий и этапов изменения осадочных пород

Стадии	Этапы	Минералы аутигенные	Структуры
Катагенез	Ранний Средний	Каолинит Гидрослюда 1М, 1М*d* Монтмориллонит Смешанно-слойные фазы Хлориты 0,7 нм Анальцим, гейландит	Осадочные неизмененные
	Поздний	Каолинит Гидрослюда 1М (появление $2M_1$) Монтмориллонит } мало Смешанно-слойные фазы Хлориты 1,40 нм Ломонтит, сколецит	Появление регенерационных и микростилолитовых
Метагенез	Ранний	Реликты каолинита, монтмориллонита Гидрослюда $2M_1$, реликты 1М Диккит Пренит, пумпеллит Хлориты 1,40 нм магнезиально-железистые Альбит, эпидот (мало)	Регенерационные микростилолитовые, мозаичные
	Поздний	Гидрослюда $2M_1$ Серицит-мусковит $2M_1$ Парагонит Пирофиллит Хлориты 1,40 нм железисто-магнезиальные Альбит, эпидот Стильпномелан (появление) Графит (появление)	Мозаичные и сегрегационные, кливаж течения и разрыва, «бородатые» зерна

сухого климата пустынь и полупустынь сульфаты металлов сохраняются и накапливаются.

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

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:

$$2FeS_2 + 4H_2O + 7O_2 \rightarrow 2FeSO_4 \cdot H_2O + 2H_2SO_4$$

или

$$2FeS_2 + 16H_2O + 7O_2 \rightarrow 2FeSO_4 \cdot 7H_2O + 2H_2SO_4$$

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

$$FeSO_4 \cdot H_2O + 4H_2O \rightleftarrows FeSO_4 \cdot 5H_2O$$

и

$$FeSO_4 \cdot 5H_2O + 2H_2O \rightleftarrows FeSO_4 \cdot 7H_2O$$

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

$$4FeSO_4 \cdot 5H_2O + 2H_2SO_4 + O_2 \rightarrow 2Fe_2(SO_4)_3 \cdot 7H_2O$$

$$4FeSO_4 \cdot 5H_2O + H_2O + O_2 \rightarrow 2Fe_2(OH/SO_4)_2 \cdot 9H_2O + H_2O$$

4. Гидролиз сульфатов окиси железа и образование гидроокислов железа:

$$Fe_2(SO_4)_3 \cdot 7H_2O \rightleftarrows 2Fe(OH)_3 + H_2O + 3H_2SO_4$$

или

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \rightleftarrows 2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4$$

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:

Сульфиды железа → сульфаты железа → гидроокислы железа →

↓

→ серная кислота + кальцит → гипс

Описанный выше процесс наиболее выражен в зоне окисления сульфидных рудных месторождений, но вместе с тем почти всегда проявляется в осадочных породах (глинах, аргиллитах, глинистых сланцах, углях, 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 ($pH < 7$) и сопровождается разъеданием карбонатов, фосфатов вплоть до полного их растворения и замещения сульфатами, реже кремнеземом.

Очень часто наблюдаются псевдоморфозы сульфатов (в частности, гипса) 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 гидратации 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 ноздреватость, 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, гидрослюды, реже в хлорит, монтмориллонит. Средние и основные плагиоклазы при выветривании в тех же условиях среды переходят в гидрослюды, кальцит, эпидот с выносом геля кремнезема.

В кислых условиях среды полевые шпаты и слюды превращаются в каолинит. В шлифах таких пород наблюдаются прекрасно выраженные «воротничковые» или «вермикулитоподобные» агрегаты каолинита, развивающиеся по полевым шпатам и слюдам.

Освобождающаяся при 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, гидрослюды, каолинит, хлорит, монтмориллонит, карбонаты (главным образом, кальцит), минералы группы эпидота, опал, халцедон (кварцин), кварц, гидроокислы алюминия (гидраргил-

лит). В выветрелых осадочных породах могут наблюдаться следующие парагенетические ряды превращений минералов:

ортоклаз → каолинит + опал, халцедон, кварцин;
плагиоклаз → гидрослюда + опал, халцедон, кварцин;
плагиоклаз → гидрослюда → монтмориллонит + опал, халцедон, кварцин;
мусковит → серицит → гидрослюда → каолинит;
биотит → хлоритизованный биотит → хлорит → гидрохлорит;
биотит → гидробиотит[1] → иллит → каолинит (при смене условий среды от щелочных до кислых);
биотит → белая обесцвеченная слюда + гематит (при свободном доступе кислорода).

При интенсивном процессе выветривания промежуточные минералы не сохраняются.

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 [$R''(CO_3)$],— соединения растворимые. Режим карбонатов регулируется содержанием углекислого газа в растворах. Между ними существует следующая зависимость:

$$R''CO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows R''(HCO_3)_2$$
$$\downarrow$$
осадок *раствор*

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 порах 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.

[1] Смешанно-слойные минералы.

Гипергенез в восстановительных условиях. На некоторой глубине от поверхности земли, особенно при застойном режиме грунтовых вод, грунтовые растворы обеднены кислородом. Обеднение кислородом до полного его исчезновения может иметь место в породах, содержащих органическое вещество и бактерии. 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 они 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.

Глава III

Составные части осадочных пород

Осадочные породы состоят из различных по составу и происхождению 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. Основную массу обломочных и некоторых глинистых пород слагают *аллотигенные минералы.* В виде примеси они входят 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 находятся кварц, каолинит, гидрослюда, лимонит, затем полевые шпаты, слюды, обломки горных пород и далее все остальные минералы.

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.

Наблюдения над формой и поверхностью зерен имеют большое значение для суждения о характере материнских пород, способе и дальности переноса обломочного материала.

Для определения формы и степени окатанности зерен имеются различные методы. Простейшим из них является *визуальное сравнение с трафаретами*, представляющими собой силуэты зерен каждого балла окатанности (рис. 18).

Для выяснения средней окатанности зерен под микроскопом определяют окатанность 50—100 зерен и вычисляют *коэффициент окатанности*:

$$K_0 = \frac{0n_0 + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{\Sigma n} \cdot 25,$$

где 0, 1, 2, 3, 4 — баллы окатанности; n_0, n_1, ..., n_4 — число зерен, имеющих окатанность данного балла.

При определении окатанности изучают зерна диаметром более 0,05 мм, так как зерна более мелкого размера обычно переносятся во взвешенном состоянии и практически не окатываются. Степень окатанности увеличивается от мелких зерен к крупным, поэтому определение следует вести по разным размерным фракциям. Для сравнения серии образцов выбрать одну из них (фракции диаметра 0,25—0,5 мм или 0,5—1,0 мм).

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.

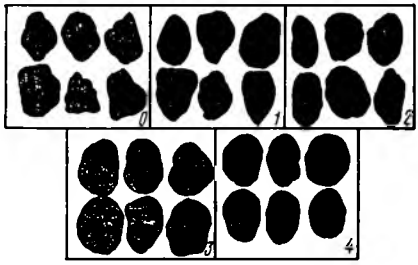


Рис. 18. Трафарет для определения окатанности зерен, *0, 1, 2, 3, 4, — баллы окатанности*

1. Осадочная толща состоит из обломочных пород мономинерального состава, преимущественно кварцевых, и содержит прослои каолинитовых 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 состава 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 граувакового 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 поступает 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. Обломочные минералы подвергаются различным воздействиям в процессе диагенеза, катагенеза, метагенеза, 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, алевритах и вообще в породах, проницаемых для грунтовых растворов и газов. В породах, непроницаемых для грунтовых растворов и газов, например в глинах, аргиллитах, процессы разрушения замедлены или совсем не имеют места. В связи с этим неустойчивые минералы здесь сохраняются и количество их относительно устойчивых увеличивается.

Условия концентрации минералов регулируются рассортировкой материала в процессе отложения и изменением их при последующих процессах (диагенез, катагенез, метагенез и выветривание).

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

Во время диагенеза, катагенеза и метагенеза в осадочных породах образуются новые минералы. 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, гидрослюды, 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 метагенезе. Эти изменения могут значительно усилиться во время выветривания на поверхности Земли. Весьма показательными в этом отношении являются материалы по распространению акцессорных минералов и полевых шпатов в осадочных породах Северной Америки (табл. 18, рис. 19).

Анализируя табл. 19 и рисунок, можно выявить следующие закономерности:

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

Таблица 18. Содержание полевых шпатов в песках и песчаниках Северной Америки (по Петтиджону, 1957)

Возраст	Число формаций	Содержание полевых шпатов, %
Докембрий	5	8,2
Палеозой	28	3,0
Палеозой (до пенсильваниен)	20	2,2
Палеозой (пенсильваниен)	8	5,0
Мезозой	10	22,6
Палеоген и неоген	11	27,3
Плейстоцен и современные осадки Америки и Англии	17	Среднее 19,3 (изменяется от 1 до 77)

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.

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 возрастает.

Связь между минералогическим и гранулометрическим составами осадочных пород. Между гранулометрическим и минералогическим составами осадочных пород существует определенная зависимость. Так, известно, что обломки горных пород преобла-

дают 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 зависимость между минералогическим и гранулометрическим составом изображена на рис. 20. Однако это только общая схема, требующая детализации. Распределение минералов по фракциям различного размера представляет собой сложное явление и зависит от многих факторов.

Выделяются две категории факторов, формирующих первичный состав осадков: внутренние причины, заложенные в самом минерале и материнских породах,— физические свойства минералов (плотность, 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: характера и интенсивности выветривания минералов в материнских породах на месте их залегания, дальности переноса и способа транспортировки материала, условий отложения материала, скорости захоронения осадков и характера вмещающих осадков.

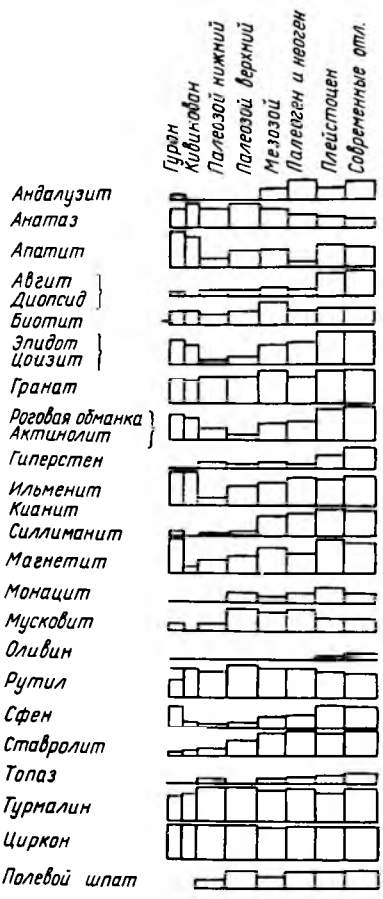


Рис. 19. Распространение обломочных минералов в песчаниках разного возраста Северной Америки (по Петтиджону)

Можно говорить также о факторах, изменяющих (деформирующих) первичный состав осадка,— диагенез, катагенез, метагенез и выветривание на земной поверхности, их продолжительность, интенсивность и характер.

В зависимости от сочетания факторов воздействия и их продолжительности теоретически возможны следующие типы распре-

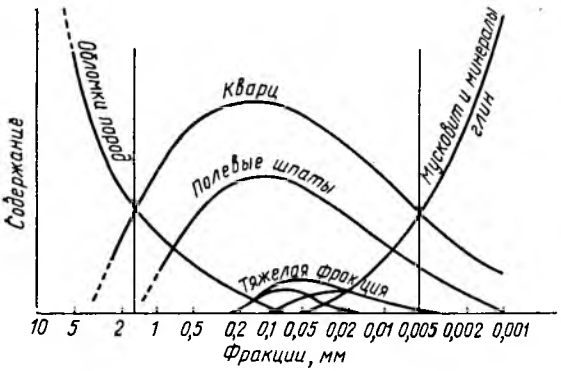


Рис. 20. Схема соотношения между гранулометрическим и минеральным составом в современных морских осадках (по Страхову)

деления 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 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. Это «юные» осадки и породы, где 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. Это «зрелые» породы, где 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. В песчаных породах наряду с устойчивыми минералами 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 «дряхлых породах», где процессы эволюции вещества завершены (древние осадочные породы).

Аутигенные компоненты. Аутигенные минералы. В осадках и осадочных породах описано свыше 200 *аутигенных минералов.* 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 слагают основную массу карбонатных, фосфатных, глиноземистых, железистых, марганцевых, часть глинистых, цемент обломочных пород, солей 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 щелочноземельных 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, степень солености вод бассейна и т. п.

Минералами-индикаторами pH являются гидроокислы железа (выпадают и устойчивые 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 служат 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 слабовосстановительные и 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 — при солености свыше 12—15%, галит — при солености около 25—27%, калийно-магнезиальные соли — при солености около 30—32%.

Парагенетические ряды аутигенных минералов. Изучение аутигенных минералов осадочных пород показало, что они образуют закономерные ассоциации, т. е. определенные парагенезисы. Различаются парагенетические ряды совместного осаждения минералов и парагенетические ряды превращений минералов. Первые характерны для процессов седиментогенеза 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 гидрослюды (морское мелководье), доломит, сидероплезит, гидрослюды, монтмориллонит (лагуны и заливы).

В терригенных морских осадках, содержащих органическое вещество, в процессе диагенеза последовательно, по мере изменения окислительно-восстановительного потенциала, образуется такой ряд минералов: глауконит — шамозит — сидерит — пирит.

Парагенетические ряды превращений минералов. Последовательное изменение — превращение одних минералов в другие — особенно часто наблюдается при выветривании и на стадиях катагенеза и метагенеза. При выветривании могут наблюдаться следующие превращения:

I. Полевой шпат → гидрослюда 1M (?) → каолинит.
II. Биотит → гидробиотит → вермикулит → монтмориллонит → смешанно-слойная фаза → галлуазит → каолинит.
III. Гематит → гидрогематит → гетит → гидрогетит → лимонит.

При процессах катагенеза и метагенеза наиболее часто устанавливаются такие ряды превращений минералов:

I. Каолинит → гидрослюда 1M → гидрослюда $2M_1$ → серицит $2M_1$ → мусковит $2M_1$.
II. Монтмориллонит → смешанно-слойная фаза (гидрослюда — монтмориллонит) → гидрослюда 1M → гидрослюда $2M_1$.
III. Лимонит → гидрогетит → гетит → гидрогематит → гематит.

В ряду вторичных хлоритов в осадочных породах можно предположить наличие следующего ряда минералов:

0,7 нм Iв $\beta = 90°$ хлориты или септехлориты диагенеза и раннего катагенеза → 1,4 нм Iв $\beta = 90°$ (лептохлориты) → 1,4 нм IIв $\beta = 97°$ хлориты позднего катагенеза и метагенеза.

Изучение парагенетических рядов аутигенных минералов помогает восстанавливать условия образования осадков, характер диагенеза и последующих изменений осадочной породы, т. е. ее естественную историю.

Органические остатки. В осадках и осадочных породах присутствуют *органические остатки* или *следы жизнедеятельности организмов*. Содержание 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 породообразователями 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, папоротникообразные, 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 илоедов (иногда их настолько много, что порода почти полностью бывает переработана ими), накопления минерального вещества — карбонатные, железистые осадки, самородная сера и др.

К следам жизнедеятельности организмов относятся также скопления их экскрементов (скопления птичьего помета на тихоокеанском берегу Южной Америки и в полярных странах, некоторые известняки, состоящие из комочков пелитоморфного кальцита,— копролитовые известняки и др.) и, наконец, отпечатки животных и растений или следов их передвижения (см. флишевые текстуры).

Ниже приводится краткая характеристика наиболее важных групп организмов-породообразователей.

Организмы с кремневым скелетом. К ним относятся радиолярии, кремнистые губки, диатомовые водоросли.

Радиолярии — микроскопические одноклеточные животные с опаловым скелетом. Форма скелета шаровидная, эллиптическая,

конусовидная; состоит он из опаловых сеток и часто имеет отростки или шипы (рис. 21). 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 к дну животные с внутренним опаловым скелетом, состоящим из иголочек — спикул. Спикулы бывают одно-, четырех- и шестилучевые, имеют полый осевой канал. Канал часто заполняется глауконитом, глиной и другими веществами. Губки живут 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 может быть дисковидной, эллиптической, треугольной, поверхность имеет тончайший узор. Диатомеи живут в морских и пресных водах. Известны они с карбона, но наиболее интенсивно развивались в палеогене и неогене и развиваются в современную эпоху. В современных морях и озерах встречается диатомовый ил.

Опал скелетов кремневых организмов при диагенезе и последующих изменениях пород превращается в халцедон и кварц.

Организмы с известковым скелетом. Представители их многочисленны.

Фораминиферы — морские одноклеточные животные с известковой раковиной различной формы и строения. Большинство из них донные, относительно мелководные животные, некоторые пелагические (например, глобигерины). Раковина фораминифер бывает одно- и многокамерной, сферической, цилиндрической, яйцевидной и другой формы. Расположение камер однородное — прямое, двухрядное, спиральное, винтовое. Стенки сложены из зернистого, волокнистого или пелитоморфного кальцита, реже — агглютинированные (из скрепленных цементом песчинок). Фораминиферы — важные породообразующие организмы, они слагают пласты известняков, встречаются в мелу, образуют современные осадки.

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

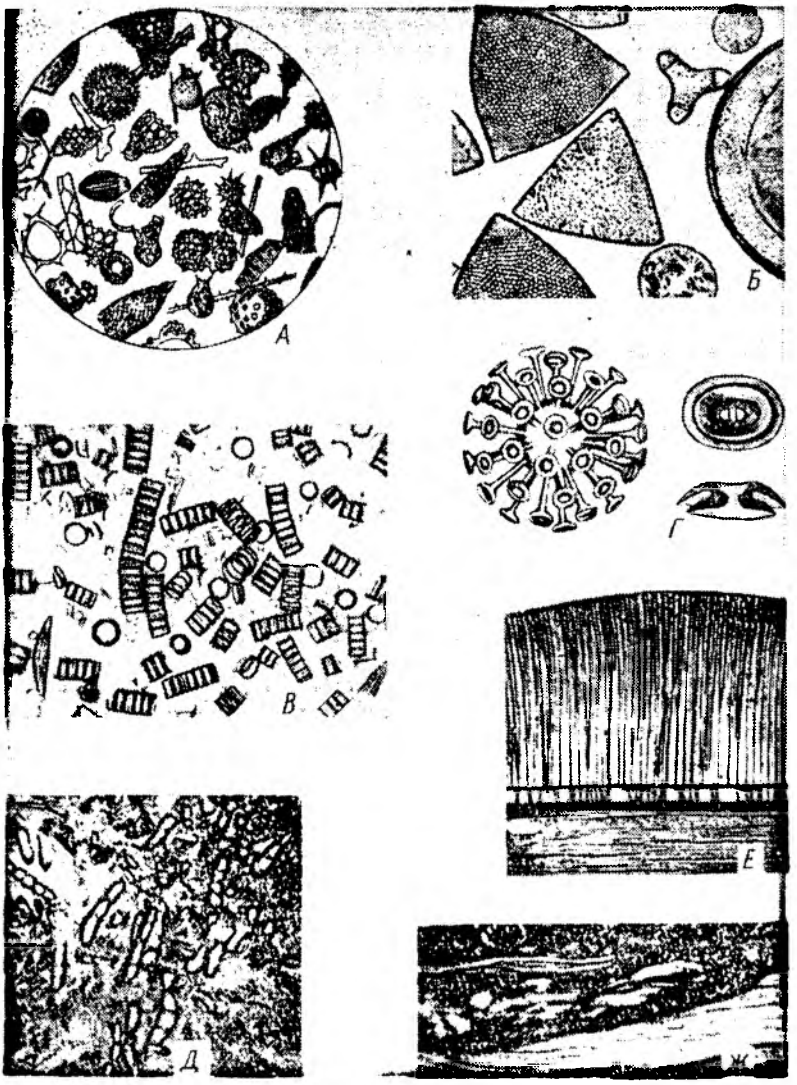


Рис. 21. Органические остатки: *А* — скелеты радиолярий (увеличение 125, по Меррею и Филиппи); *Б* — современные диатомеи (увеличение 300, по Кайэ); *В* — диатомеи из пресноводного диатомита (увеличение 80, по Швецову); *Г* — кокколитофориды: слева рабдосфера, справа кокколит в плане (вверху) и в разрезе (внизу), (увеличение 1500, по Кайэ); *Д* — известковая водоросль типа донецеллы в карбоновом известняке (увеличение 40, при одном николе, по Швецову); *Е* — поперечный разрез раковины пелециподы, сверху призматический слой, внизу пластинчатый (увеличение 80, при одном николе, по Кайэ); *Ж* — обрывки раковины брахиоподы волокнистого строения (увеличение 15, при одном николе, по Швецову)

чаще происходит с изменением структуры — образуются агрегаты микрозернистого кальцита, реже без изменения структуры.

Иглокожие — морские прикрепленные или свободно живущие животные с известковым скелетом 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 лилий 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 ячеистые, 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) с примесью карбоната магния (до 10—17%). В сечении они обнаруживают мелкоячеистое строение. Ячейки овальной формы, стенки их сложены фибровым (тонкопластинчатым), реже зернистым кальцитом. Тонкие пластинки кальцита ориентированы параллельно наружной поверхности и вокруг ячеек. Мшанки известны с силура, часто встречаются в отложениях палеозоя, мезозоя, палеогена и неогена.

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: фибровый 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. 21).

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 (наутилус) 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 породообразователи не имеют существенного значения.

Пелециподы — морские, солоноватоводные и пресноводные животные с известковой двустворчатой 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, внутренний — арагонитом. Известны они с палеозоя (см. рис. 21).

Тентакулиты — морские животные с узкой конической раковиной. Внутренний ее слой состоит из пластин, 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. Играют значительную роль в девонских породах.

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 — породообразующие организмы с палеозоя и до нашего времени.

Рис. 22. Кокколитофориды из туронского мела Украины. Увеличение 10 000, обволакивающая угольная реплика (по Шуменко)

Рис. 23. Кокколитофориды из коньякского мела Украины. Обволакивающая угольная реплика (увеличение 10 000, по Шуменко)

Кокколитофориды — морские планктонные водоросли с известковым панцирем. Размер их очень небольшой, менее 10 и даже 1 мкм. Изучение при помощи электронного микроскопа установило большое разнообразие кокколитофорид (рис. 22—24). Известны с палеозоя и живут в современных морях, особенно много кокколитофорид в белом пишущем мелу.

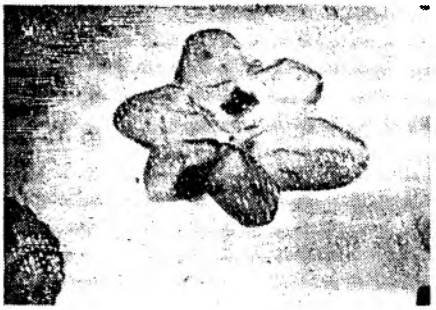


Рис. 24. Дискоастер из красной глубоководной глины, переслаивающейся с кокколитовыми илами. Станция 612 9-го рейса нис «Д. Менделеев» к юго-западу от Гавайских островов, увеличение 10 000, угольная реплика

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 водоросли зависит от того, на каком субстрате она поселилась: песчинке, раковине или скале. Она может обволакивать субстрат со всех сторон или расти в одну сторону. Желваки имеют концентрическое строение, наросты — микрослоистое. Появились еще в протерозое, широко развиты в палеозойских отложениях (см. рис. 21).

Зеленые водоросли — морские мелководные растения с известковым скелетом. Остатки их представляют трубки с различно расположенными канальцами. 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, образующих мелкие четырехугольные клетки, выполненные кальцитом. Перегородки сложены очень тонким пелитоморфным кальцитом (темные). Багряные водоросли известны с палеозоя, особенно широко развиты в мезозойских, палеогеновых и неогеновых 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 породообразователями, обычно они встречаются в виде разрозненных обломков. Изредка попадаются целые скелеты. Остатки 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 ни-

коле обломки костей имеют желтоватую и буроватую окраску и слабо заметные ветвящиеся канальцы. Известны с палеозоя.

Организмы, концентрирующие углерод (высшие растения), не имеют скелета. Значительные скопления их в виде торфа и ископаемых углей представляют собой углефицированные и гелифицированные ткани, довольно часто сохраняющие клеточное строение. Значительно чаще в породах встречаются микроскопические обрывки растительных тканей разной степени разложенности. 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 вулканогенный, или пирокластический, материал.

Пирокластический материал представлен обломками вулканического стекла и различных минералов: пироксенов, амфиболов, кварца, кристобалита, полевых шпатов, биотита, лейцита. 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) в виде гидротермальных растворов, проникающих в толщу осадков (осадочных пород) или поступающих непосредственно в воду 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 осадочных породах, хотя метеоритное вещество и космическая пыль постоянно поступают на поверхность Земли. Однако 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 глобигеринового ила.

Глава IV

Классификация и текстурно-структурные особенности осадочных пород

Классификация осадочных пород. Осадочные породы классифицируют по генетическому признаку и вещественному составу. По генезису выделяют породы обломочные, химические и органогенные (Лучицкий, 1948) или обломочные, глинистые и хемобиогенные (Швецов, 1958; Рухин, 1953). Дальнейшее подразделение в пределах крупных генетических групп производится по вещественному и минеральному составу. Так, в хемобиогенной группе выделяют глиноземистые, железистые, марганцевые и другие породы. Железистые, в свою очередь, подразделяются на окисные и гидроокисные, карбонатные, силикатные и породы смешанного состава. В некоторых классификациях учитывают также условия залегания (пластовые и конкреционные тела в кремнистых, фосфатных и других породах) и текстурно-структурные особенности. Например, обломочные породы по размеру частиц делят на грубообломочные, песчаные, алевритовые и т. д. Это наиболее распространенный способ классификации осадочных пород.

Существуют и другие принципы классификации. Так, Л. В. Пустовалов (1940) в основу разделения пород положил теорию осадочной дифференциации вещества. Он выделяет ряды пород, возникших при механической и химической дифференциации. В. М. Батурин (1937) классифицирует осадочные породы по фазам исходного вещества, из которых образуются породы, Ф. Петтиджон (1957) — по тектоническим условиям формирования пород. Однако все эти классификации сложны и громоздки, поэтому не получили широкого распространения.

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

Бо́льшая часть горных пород является полигенетическими образованиями (табл. 19), поэтому чисто генетическая классификация с выделением крупных групп пород неудобна. Например, в группу хемобиогенных пород такой классификации должны войти бокситы и соли, известняки и угли — породы, весьма различные по обстановкам и условиям их образования. Несколько удобнее классификация по вещественному составу, однако и в этом случае охватить все разнообразие пород трудно. Например, выпадают из общей классификации обломочные породы. Вероятно, более перспективной окажется химико-генетическая классификация, создание которой дело будущего. А пока нам кажется целесообразным за основу подразделения осадочных пород принять вещественный состав и генезис одновременно, при этом не следует выделять крупные генетические группы или отделы, как это делалось раньше,

Таблица 19. Состав и происхождение осадочных пород

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

а использовать 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 когда это целесообразно, и с текстурно-структурными особенностями 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.

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

По вещественному составу и генезису он выделяет: 1) обломочные, 2) глинистые (алюмосиликатные и силикатные)[1], 3) глиноземистые (аллитные), 4) железистые, 5) марганцевые, 6) фосфатные, 7) кремнистые, 8) карбонатные, 9) соли, 10) каустобиолиты.

На циклограмме показано соотношение между выделенными группами осадочных пород (рис. 25). Образование осадочных пород начинается с физического выветривания материнских пород,

[1] Эта группа добавлена нами, в классификации Н. М. Страхова она не рассматривалась.

с образования обломков, поэтому обломочные породы как продукты начальной стадии дифференциации вещества помещены внутри циклограммы, а все остальные на окружности. Таким образом, центр циклограммы отвечает 100% содержания обломочного компо-

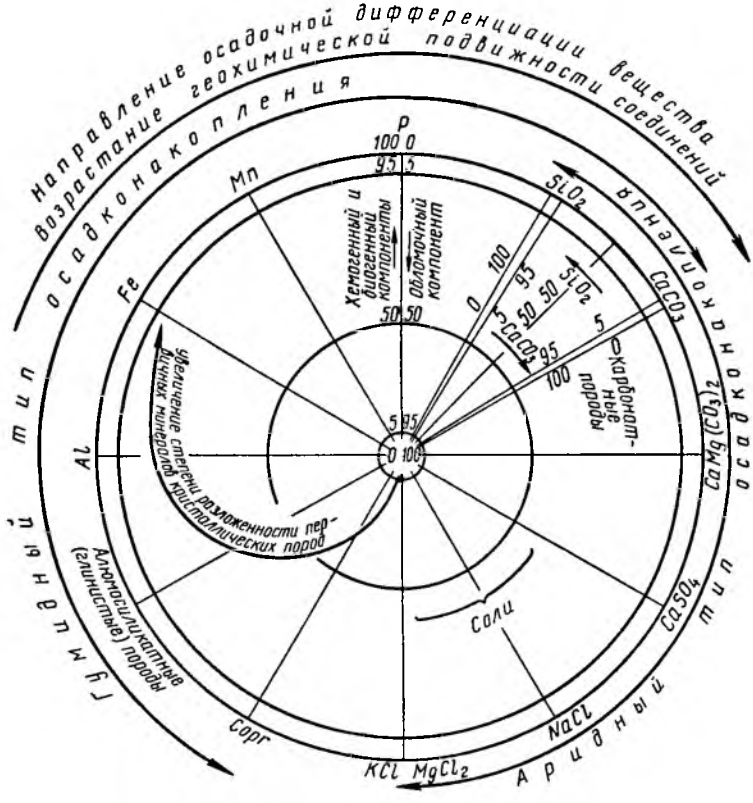


Рис. 25. Классификация осадочных пород (по Страхову, с дополнениями автора)

нента — чистая обломочная порода, а окружность — 100% содержания хемобиогенных и биогенных компонентов — чистая хемобиогенная и биогенная порода. Промежуточные окружности и радиусы соответствуют 5,50 и 95% содержания того или иного компонента, отражают соотношение между компонентами и определяют название пород. Название породы дается по компоненту, присутствующему в количестве более 50%. Если содержание того или иного компонента колеблется в пределах 5—50%, он находит отражение в названии породы, в качестве прилагательного, при содержании менее 5% он не находит отражения в названии. Анализируя циклограмму, нетрудно установить, что порядок расположения пород (от обломочных через глинистые — алюмосиликатные и силикат-

ные — и далее по часовой стрелке) показывает направление осадочной дифференциации вещества.

Обломочные, глинистые, глиноземистые и железистые породы представляют собой ряд последовательного, все более глубокого разложения минералов магматических и метаморфических пород. Фосфатные, кремнистые, карбонатные породы и соли образуются из растворов, возникших при выветривании, и в результате жизнедеятельности организмов. Особняком стоят каустобиолиты — продукты жизнедеятельности растений в условиях гумидного климата.

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

Универсальный метод классификации пород по составу (химическому, минеральному, гранулометрическому) был предложен Т. Г. Петровым (1971). В основу его положен системный подход. Метод мало известен и необычен, он может быть использован не только для решения задач классификации, поэтому остановимся на его описании более подробно.

Исходным для описания породы является химический (в атомных долях), минеральный или гранулометрический (в массовых долях) анализ. Для получения первой характеристики — ранговой формулы — упорядочивают символы компонентов анализа по уменьшению их содержания. Трем разным типам ранговых формул отвечают три в разной степени важных типа характеристик осадочных пород. Так, например, анализы глауконитокварцевого песка (см. табл. 25, № 2; табл. 26, № 2 и табл. 27, № 2) будут иметь следующие ранговые формулы:

O, Si, H, Al, Fe, K, Na, Mg, Ca, Q, G, F_{sp}, M (кварц, глауконит, полевой шпат, слюда), *Г, Е, Д, В* (*В* — фракция 0,5—0,25, *Г* — 0,25—0,05, *Д* — 0,05 — 0,01, *Е* — 0,01 — 0,005 мм).

Для уточнения отображения анализа вводится характеристика скорости уменьшения содержания компонентов в последовательности, отвечающей ранговой формуле,— информационная энтропия H:

$$H = -\Sigma_{i=1}^{n} p_i \log p_i / \log n,$$

где p_i — содержание компонентов, n — число учтенных компонентов. Она имеет смысл сложности состава системы. Понятно, что сложности горной породы по ее минеральному и химическому составу не одинаковы. Так, *H* минерального состава строго мономинеральной породы (чистого кварцевого песка) всегда равно 0, а ее химический состав больше 0 и равен сложности состава соответствующего минерала. В частности, при основании логарифмов, равном 2, сложности всех составов веществ с химической формулой типа *AX* равны *1*.

Так как *H* в основном реагирует на изменение больших содержаний (десятки процентов), а важно различать составы по сово-

купности содержания малых компонентов, то используется еще одна характеристика состава — анэнтропия A, определяемая по формуле

$$A = \frac{-\sum_{i=1}^{n} \log p_i}{n} - \log n .$$

Эта функция имеет смысл энтропии рассеяния и характеризует степень чистоты системы, т. е. учитывает содержание малых компонентов. Изменение больших компонентов на нее влияет мало.

По величинам H и A в пределах полей отдельных групп пород можно судить о том, насколько сложны минеральный, химический или гранулометрический составы той или иной осадочной породы. Из данных на рис. 26 видно, насколько разнообразны песчаники по их сложности — чистоте. Граувакковые и аркозовые песчаники располагаются в правой нижней части диаграммы. Более простые кварцево-полевошпатовые и полевошпатовые-кварцевые песчаники в средней части, а чистые кварцевые песчаники — в левой верхней части диаграммы.

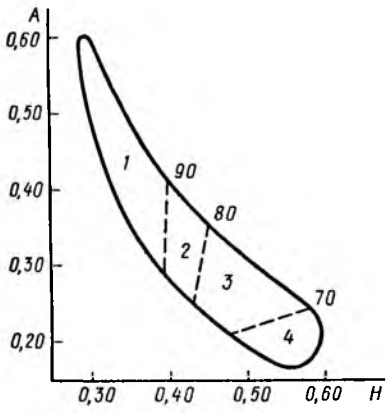


Рис. 26. Диаграмма АН песчаников: *1* — кварцевые; *2* — полевошпатово-кварцевые; *3* — аркозовые; *4* — грауваккн и песчаники с высоким содержанием глауконита. 90—70 границы содержаний SiO_2, %

Описанные характеристики состава могут быть использованы не только для классификации, но и для отображения процессов, происходящих при формировании и изменении осадочных пород. Если рассматриваются отдельные генетические последовательности, то H и A, вынесенные на диаграмму, отображают такие существенные процессы, как осадочная дифференциация и интеграция (смешение вещества). Известно, что, начиная с момента разрушения материнских пород, идет преобразование неустойчивых минералов — их измельчение и химическое разложение. Поэтому подвижность разных минералов (например, в речном русле) оказывается существенно различной. При длительном переносе (многие сотни и тысячи километров) происходит разделение первично полиминерального песка на более простые в минералогическом отношении части — *дифференциация*. Если река принимает приток, несущий пески иного состава (особенно полиминерального), в месте их слияния сложность песков будет повышенной, соответственно повышено значение H и понижено A, причем в тем большей степени, чем более сильно различаются их составы.

Если известен состав исходной породы (H и A), известна траектория изменения состава по мере дифференциации, то можно определить *степень дифференциации*. В этом случае за единицу

измерения принимают длину всего эволюционного пути (на диаграмме) и на эту длину делят длину траектории *НА* от исходной породы до данного состава.

Текстуры осадочных пород. В определении понятий текстура и структура существуют разногласия. 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 — тканье, 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.*)»[1]. Именно поэтому 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. Левинсоном-Лессингом (1935). Он писал: «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 выступающей макроскопически, можно называть сложением или текстурой, сохраняя название строения или структуры в тесном смысле слова (иначе микроструктуры) за теми особенностями, которые выступают лишь при микроскопическом исследовании, как-то: морфологические признаки отдельных составных частей и характер сочетания составных частей»[2].

Таким образом *текстура* — это сложение осадочной породы, обусловливаемое 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. Ряд прямых или изогнутых, более или менее параллельных, реже перекрещивающихся валиков на поверхности песчаных и алевритовых

---

[1] *Вассоевич Н. Б.* Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л., 1958, с. 95.

[2] *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Петрография Л., 1935, с. 81.

пород представляют собой знаки ряби. Среди них различают *асимметричную рябь течений или ветра и симметричную рябь волнений.*

Асимметричная рябь ветра характеризуется небольшой высотой гребешков и небольшой амплитудой (отношение высоты к длине 1 : 15, 1 : 50), на гребнях накапливаются более крупные частицы. Асимметричная рябь течений отличается большой высотой гребешков и большой амплитудой (отношение высоты к длине 1 : 4, 1 : 15), на гребнях скопляется более мелкий материал, в желобках более крупный. Длина волны ряби течений измеряется сантиметрами, десятками сантиметров, редко достигает 1—2 м (рис. 27—29).

Асимметричная рябь возникает в приурезовой полосе мелководья благодаря действию деформированной после забурунивания или одиночной волны. Крутые склоны валиков ряби обращены в сторону суши. На песчаных пляжах в результате действия прибойного потока возникают *волноприбойные знаки* — асимметричная рябь с амплитудой 1 : 20 — 1 : 50. Это плоские валики высотой до 1,5 см и расстоянием между гребнями от 20 до 50 см (рис. 30).

При попеременном воздействии течений разного направления образуется сложная *ячеистая* и *перекрестная рябь*. На небольшой глубине у берега (10—15 см) прибойное течение формирует *плосковершинную рябь* (Flettop ripple — marks; рис. 31).

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 (от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров). Знаки ряби наблюдаются на песчаных и песчано-алевритовых осадках. Валики знаков ряби обычно вытянуты вдоль берега. Однако в местах отражения и интерференции волн (у мысов и отмелей) валики располагаются под углом к береговой линии. На приглубых берегах и на отмелях, но на некотором удалении от уреза (десятки метров) ориентировка валиков знаков ряби зависит от угла подхода волн и бывает как параллельной к берегу, так и под различным углом к нему. Это обстоятельство учитывают при определении направления береговой линии древних морей (рис. 32).

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

Рис. 27. Знаки ветровых волн, наложенные на знаки приливного течения. Залив Мэн, США (по Трайфидсу и Доу)

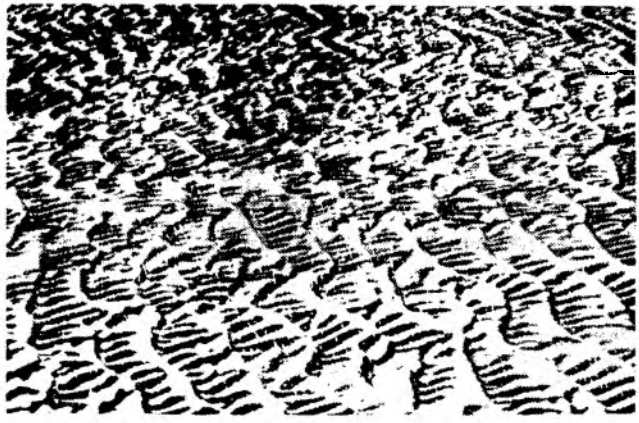


Рис. 28. Знаки приливного течения (нижние) и отливного (верхние). Там же

Рис. 29. Нависающие знаки приливно-отливных течений. Там же

примером подобных образований могут служить трещины усыхания на поверхности такыров в пустынях и полупустынях.

Отпечатки. На верхней поверхности слоя встречаются различные отпечатки органического и неорганического происхождения: следов животных, кристаллов льда, кристаллов солей и др.

Рис. 30. Волноприбойные знаки на пляже Нарвского залива в Балтийском море. Слева видна граница заплеска штормовой волны (светлое), в ложбинах — знаков скопления органического детрита

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 слоистости сама по себе не представляет большой ценности, так как один и тот же морфологический тип может иметь

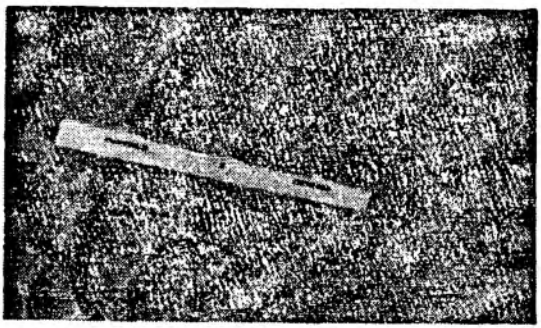


Рис. 31. Плосковершинные знаки прибойного течения на мелководье. Побережье Флориды США (по Таннеру)

различное происхождение. Поэтому мы рассмотрим основные генетические типы слоистости.

Русловая слоистость представляет собой серии однонаправленных косых слоев, располагающихся этажно, друг над другом. Наклон слоев в одну сторону, углы наклона крутые. Между отдельными сериями наблюдаются поверхности размыва. В пределах косых слоев грубый материал концентрируется в основании слоев (крупный песок, гравий, галька). Мощность серий — метры, слоев — сантиметры (рис. 33).

Русловая слоистость образуется в руслах рек при перемещении песчаных валов по дну реки.

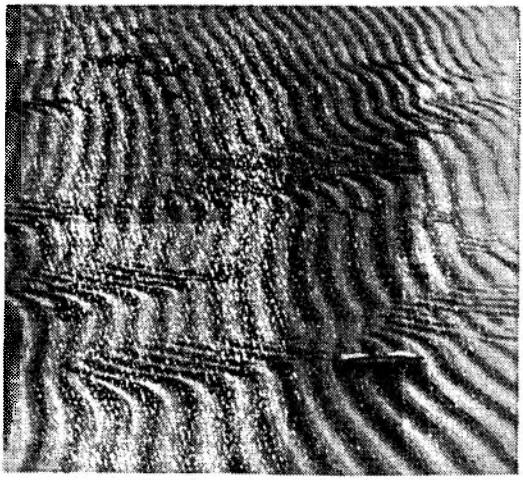


Рис. 32. Знаки волн. Основная система знаков образовалась при подходе волны по нормали к берегу, дополнительная — при подходе волн с меньшей высотой и длиной под углом к береговой линии (начальный этап переформирования знаков волн)

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), наиболее грубый материал располагается в основании слоев, более тонкий — в вершине. Горизонтальные серии

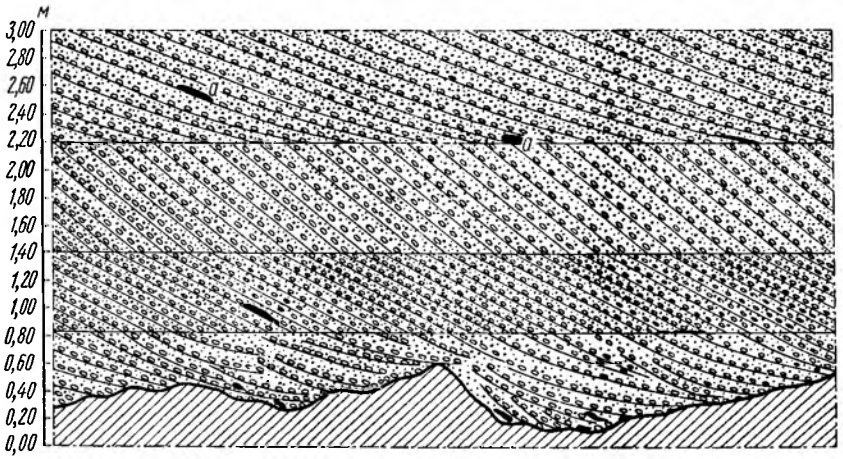


Рис. 33. Русловая слоистость в песчанике среднего карбона Донбасса (по Тимофееву)

состоят из мелкого материала и содержат прослои и линзы алеврита и глины. Мощность серий — метр, несколько метров, слоев — сантиметры (рис. 34, 35).

Потоковая слоистость образуется в результате деятельности временных потоков в предгорьях и в местностях с расчлененным рельефом и континентальным климатом. Иногда она возникает в руслах рек: в типичной слоистости русел появляются горизонтальные серии осадков. Сходная по рисунку слоистость описывалась и в морских осадках. От слоистости временных потоков она отличается значительно меньшим размером слоев и серий, присутствием более тонкого песчаного материала и глауконита.

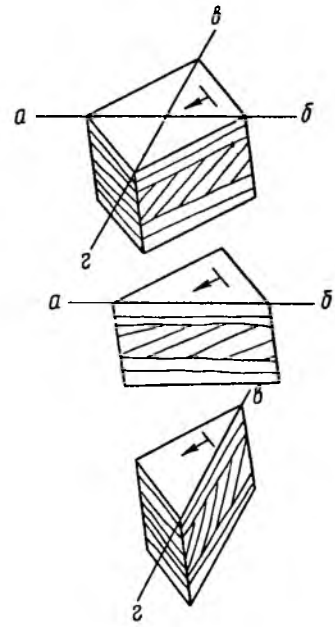


Рис. 35. Блок-диаграмма потоковой слоистости

Слоистость знаков ряби образуется на мелководье, в заливах и лагунах, в озерах. Своим происхождением она обязана волнам. Это серии косых слоев с вогнуто-

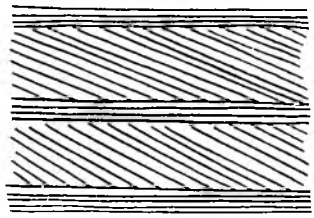


Рис. 34. Потоковая слоистость

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. Подобная слоистость наблюдается в тонкопесчаных и алевритовых осадках (рис. 36).

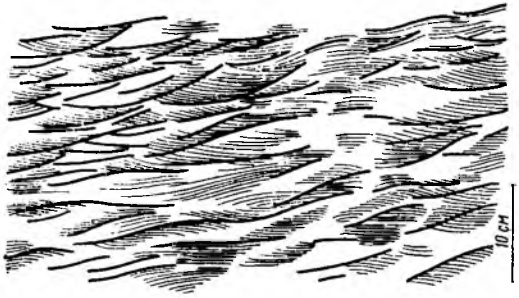


Рис. 36. Диагональная слоистость знаков ряби (знаков волн)

Прибрежно-морская слоистость представляет собой чередование косых прямолинейных серий слоев с разными углами наклона в различные стороны. Углы наклона пологие и средние, слои сложены мелким и среднезернистым песком (ред-

ко крупным с примесью гравия и гальки).

Образование слоистости связывают с деятельностью морских течений в прибрежной области моря. Изменения азимута и угла наклона слоев объясняются изменением направления и скорости течений (рис. 37).

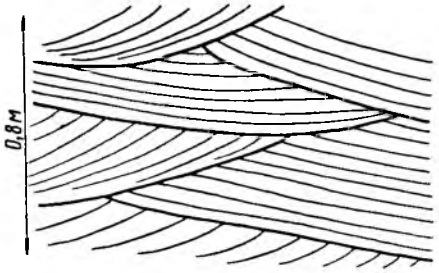


Рис. 37. Диагональная слоистость прибрежно-морского типа

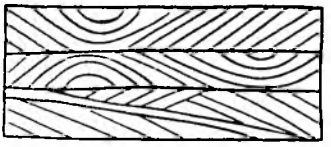


Рис. 38. Эоловая слоистость (по Жемчужникову)

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 — 0,5 см (см. рис. 4).

Эоловая слоистость преставляет 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. 38).

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

Возникает она вследствие периодических изменений условий осадконакопления: периодическое поступление материала разной крупности, разного вещественного состава и окраски, чередование периодов обильного приноса материала и периодов, когда обломочный материал не поступает.

В обломочных породах горизонтальная слоистость может возникнуть 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 в основании слоя до алеврита и глины в кровле (рис. 39).

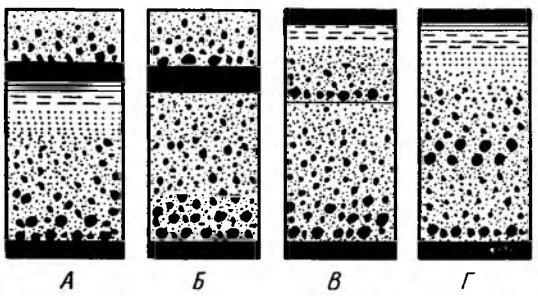


Рис. 39. Градационная слоистость: *А* — нормальный тип; *Б* — верхняя часть ритма размыта; *В* — верхняя часть ритма размыта; *Г* — нижняя часть состоит из двух ритмов без резкого перерыва. Черным показаны глубоководные пелагические осадки (по Кюнену)

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 мутьевого потока. Слои имеют большое площадное распространение. Мощность слоев от нескольких миллиметров до метров. Отложения с этим типом слоистости иногда содержат переотложенные раковины мелководных моллюсков, а сами слои могут переслаиваться глубоководной глиной. Текстуры градационной слоистости воспроизведены экспериментально в лабораторных условиях, описаны в современных осадках океанов и во многих флишевых отложениях.

Сутуро-стилолитовые поверхности — мелкобугристые (сутуры) и более крупные выступы (стилолиты), встречаются совместно или отдельно в карбонатных породах (рис. 40). 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 флишоидных отложениях, причем наиболее часто во флишевых толщах встречаются следы движения червей (фукоиды группы хондритес).

Рис. 40. Сутуро-стилолитовые швы в каменноугольном известняке Уэльса (по Броуну)

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. 41, *а, б*). 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. 41, *в*).

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, алевролитов, 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.

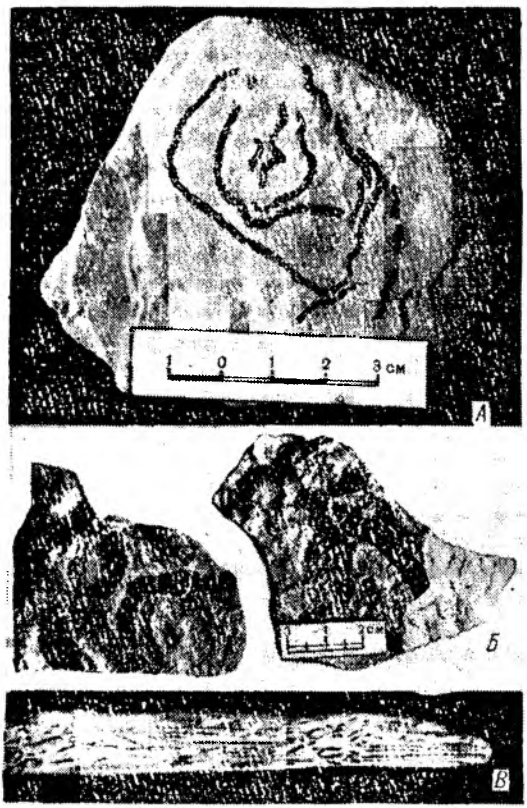


Рис. 41. Фукоиды-ходы червей илоедов (1/2 натуральной величины). Таврическая формация Крыма — верхний триас: *А* — плоскостные ходы на поверхности напластования; *Б* — плоскостные сегментные ходы; *В* — пространственные ходы червей в виде дужек в алевролите, «съедающие» слоистость

Слепки борозд размыва представляют собой удлиненные валики разной величины, остриями своими направленные против течения. Образование их связано с донными морскими течениями, вымывавшими бороздки на поверхности глинистого осадка. При отложении песчаных осадков вышележащего слоя бороздки заполнялись песчаным материалом (рис. 42, *а, б*).

Следы волочения (шрамы) — одиночные или групповые валики небольшого размера, протягивающиеся на значительное расстояние. Образовались они в результате перемещения течением стволов, веток, раковин и других предметов, 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 нескольких сантиметров). Следы внедрения образуются на морском дне, имеющем небольшой уклон, благодаря движению песчаного осадка, насыщенного водой, по подстилающему его глинистому илу (рис. 42, *В*).

Ходы червей — валики диаметром до нескольких миллиметров, синусоидально или причудливо изгибающиеся и обычно не соприкасающиеся друг с другом. Образовались они в результате перемеще-

ния червей по илистому дну и заполнения впадинок (желобков) песчаным материалом вышележащего слоя (рис. 43, *А, Б, В*).

Следы жизнедеятельности донных организмов представляют собой бугорки неправильной и овальной формы различного размера, сплошь покрывающие нижнюю поверхность песчаников и алевролитов. Происхождение их можно объяснить тем, что, вероятно, на поверхности первоначально находились отмершие остатки донных животных. После растворения раковин и разложения тел оставшиеся углубления заполнялись песчаным материалом вышележащего слоя (рис. 44).

Следы деятельности крабов — это пятно размером с пятикопеечную монету, от которого по радиусам расходятся не очень правильные валики (рис. 45). Центральное пятно является местом, где сидел краб, а валики — следы движения его клешней.

Палеодиктион представляет собой барельефную гексагональную сетку. Размер ячеек 1—2 см в поперечнике. Ячейки сетки обычно правильные, реже удлиненные или деформированные, образованы валиками размером 2—3 мм.

Палеодиктион описан во флишевых отложениях триаса, юры, мела и палеогена Кавказа, Крыма, Карпат, Альп. Вопрос о его происхождении до сих пор обсуждается специалистами. Большинство исследователей считает, что палеодиктион является отпечатком колониальной водоросли (рис. 46).

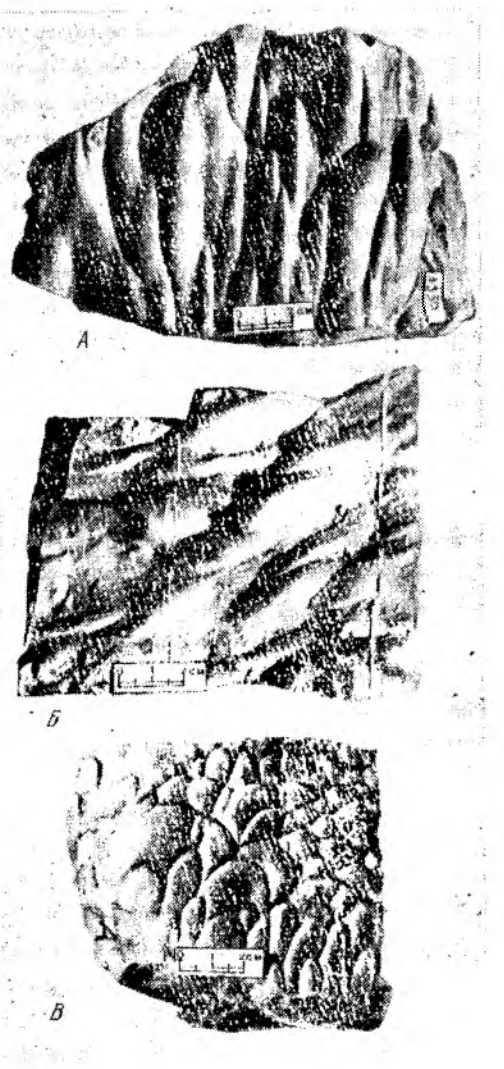


Рис. 42. Знаки слепки борозд размыва и знаки внедрения (тегоглифы). Таврическая формация Крыма — триас: *А* — знаки слепки борозд размыва на нижней поверхности песчаника; *Б* — две системы знаков, расположенных под углом; *В* — знаки внедрения (тегоглифы)

Структуры осадочных

пород. Структура — преимущественно микроскопический признак; наблюдается главным образом в шлифах под микроскопом. И только в некоторых случаях в псефитовых и псаммитовых породах (благодаря большому размеру частиц) структура становится макроскопическим признаком.

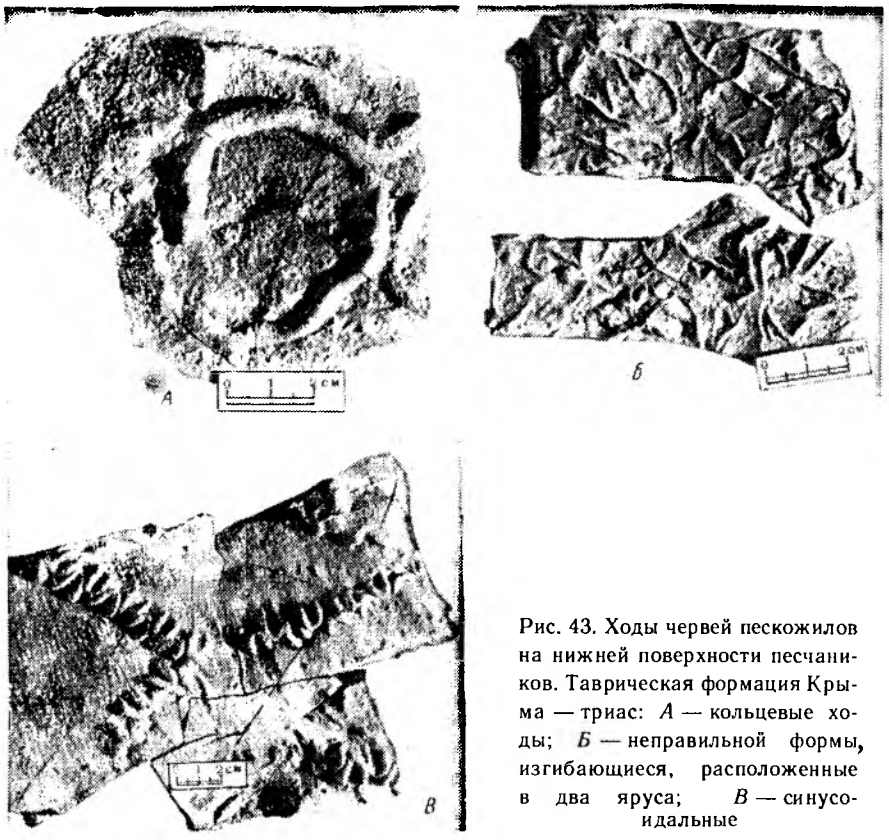


Рис. 43. Ходы червей пескожилов на нижней поверхности песчаников. Таврическая формация Крыма — триас: *А* — кольцевые ходы; *Б* — неправильной формы, изгибающиеся, расположенные в два яруса; *В* — синусоидальные

В обломочных породах по размеру частиц (d) выделяются следующие структуры:

1. *Псефитовая* — $d > 1$ мм.
2. *Псефо-псаммитовая* — присутствуют зерна $d >$ и < 1 мм.
3. *Псаммитовая крупнозернистая* — $d = 1 \div 0{,}5$ мм (рис. 47).
4. *Псаммитовая среднезернистая* — $d = 0{,}5 \div 0{,}25$ мм.
5. *Псаммитовая мелкозернистая* — $d = 0{,}25 \div 0{,}05$ мм (рис. 48).
6. *Псаммо-алевритовая* — присутствуют зерна $d > 0{,}05$ мм и 0,05—0,005 мм.
7. *Псаммо-пелитовая* — присутствуют зерна $d = 1 \div 0{,}05$ мм и $d < 0{,}005$ мм.
8. *Алевритовая грубая* — $d = 0{,}05 \div 0{,}01$ мм (рис. 49).
9. *Алевритовая тонкая* — $d = 0{,}01 \div 0{,}005$ мм.

10. *Алевро-пелитовая* — присутствуют зерна d = 0,05—0,005 мм и d<0,005 мм (рис. 50).

11. *Пелитовая грубая* — d = 0,005—0,001 мм (рис. 51).

12. *Пелитовая тонкая* — d<0,001 мм.

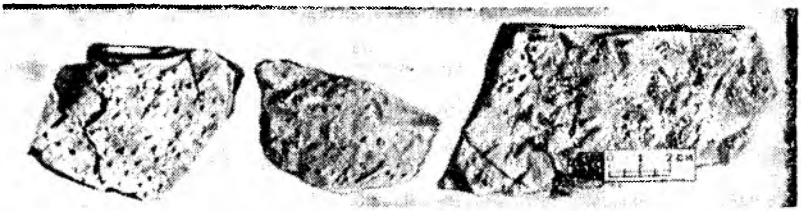


Рис. 44. Следы жизнедеятельности бентоса (более крупные бугорки) и, возможно, следы выделения пузырьков газа (мелкие округлые). Таврическая формация Крыма — триас

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 каемки 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 заполнению пор и пустот обломочными и аутигенным материалом.

По степени кристалличности вещества различают цемент *аморфный* и *кристаллический.* Кристаллический может иметь разную структуру: *беспорядочную 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. Так, в одной и той же породе может быть в одном месте поровый цемент, в другом — базальный или контактовый. В таких случаях говорят о смешанном типе цемента (цементации).

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

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

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

Рис. 45. Следы жизнедеятельности крабов. Верхнемеловой флиш Западных Карпат, натуральная величина (по Новаку)

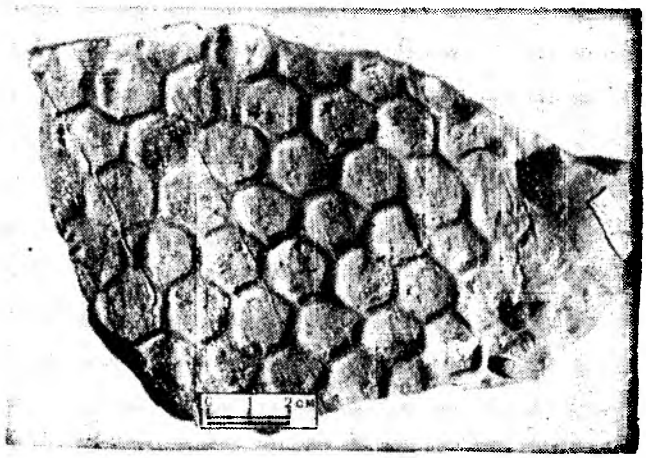


Рис. 46. Палеодиктион — отпечатки колониальной водоросли на нижней поверхности песчаника таврической формации Крыма (верхний триас)

частично перекристаллизованы. Порода в шлифе имеет вид мозаики. Подобные структуры называют также кварцитовидными, так как они встречаются в кварцитах и кварцито-песчаниках (рис. 52).

3. *Шиповидные* и *зубчатые структуры* — контакты между зернами зазубренные — микростилолитовые. Образуются в результате растворения и перекристаллизации под воздействием стресса.

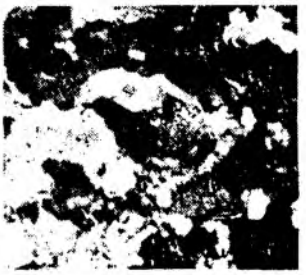


Рис. 47. Псаммитовая крупнозернистая структура. Песчаник среднего карбона Донбасса. Николи скрещены, увеличение 22

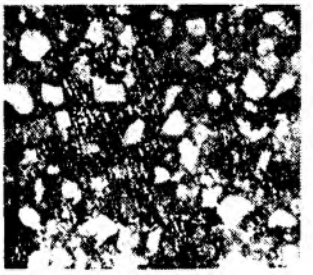


Рис. 48. Псаммитовая мелкозернистая структура. Песчаник среднего карбона Донбасса. Увеличение 22, при одном николе

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

По характеру частиц и их ориентировке различают *беспорядочно-зернистые, параллельно ориентированные, волокнистые, хлопье-*

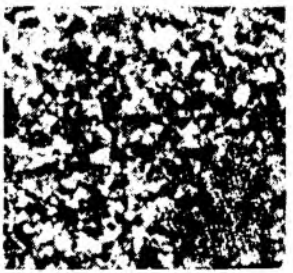


Рис. 49. Алевритовая структура. Алевролит среднего карбона Донбасса. Увеличение 100, николи скрещены

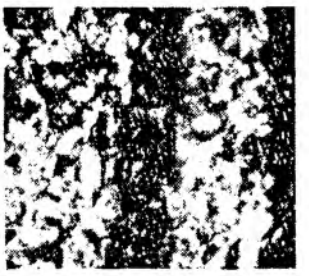


Рис. 50. Алевро-пелитовая структура. Алевролит среднего карбона Донбасса. Николи скрещены, увеличение 100

видные, ооидные (из концентрических образований), *конгломератовидные* (из обломков со сглаженными краями), *брекчиевидные* (из угловатых обломков) структуры.

Глинистые породы, испытавшие глубокие изменения в зоне метагенеза, характеризуются ориентированными — *сланцеватыми* (частицы располагаются параллельно своими длинными размерами перпендикулярно давлению) и *сегрегационно-линзовидно-полосчатыми* структурами (благодаря сегрегации кварца, серицита, хлорита в виде линзочек и полосок; рис. 53).

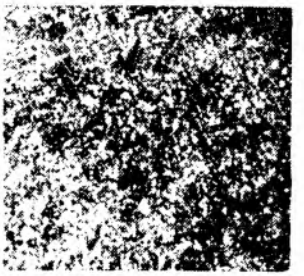


Рис. 51. Пелитовая неориентированная структура. Аргиллит среднего карбона Донбасса. Николи скрещены, увеличение 240

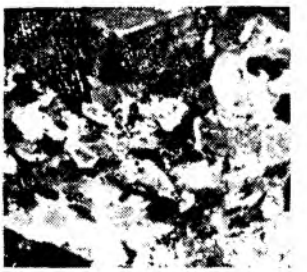


Рис. 52. Кварцитовидная структура песчаника. Донбасс — антрацитовые районы, средний карбон. Николи скрещены, увеличение 22

В карбонатных и кремнистых породах различают *обломочные*, или *детритусовые*, структуры. Породы состоят из обычно окатанных обломков организмов различной величины (рис. 54, 55): грубообломочные (ракушечниковые) — $d > 1$ мм; крупнообломочные — $d = 1 \div 0{,}5$ мм, среднеобломочные — $d = 0{,}5 \div 0{,}25$ мм, мелкообломочные — $d = 0{,}25 \div 0{,}05$ мм, тонкообломочные, или шламовые,— $d < 0{,}05$ мм.

Рис. 53. Линзовидно-сегрегационная структура в филлитоподобном сланце нижнего карбона Предкавказья. Белые линзочки сложены пакетами хлорита и мусковита по обломочному биотиту. При одном николе, увеличение 240

Рис. 54. Мелкообломочная структура в известняке. Криноидно-полидетритовый известняк карбона Днепровско-Донецкой впадины. При одном николе, увеличение 22

Другим широко распространенным типом структур являются *органогенные*, или биоморфные, структуры (порода состоит из целых особей организмов; рис. 56).

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

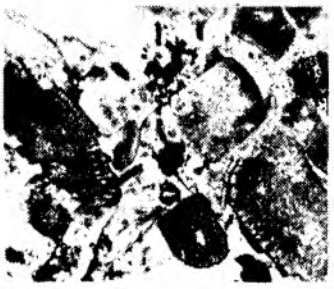


Рис. 55. Крупнообломочная структура известняка. Криноидный известняк среднего карбона Донбасса. Увеличение 22, при одном николе

Рис. 56. Органогенная структура. Фораминиферовый известняк верхнего карбона Донбасса. При одном николе увеличение 22

В химических породах развиты *кристаллически-зернистые* структуры. К первичным структурам, возникшим при седиментогенезе и диагенезе, относятся следующие: микрозернистые — $d = 0{,}005 \div 0{,}05$ мм (рис. 57), пелитоморфные, или криптокристаллические, $d < 0{,}005$ мм (рис. 58), оолитовые и пизолитовые, или бобовые,— порода состоит из концентрических и радиально-лучистых обра-

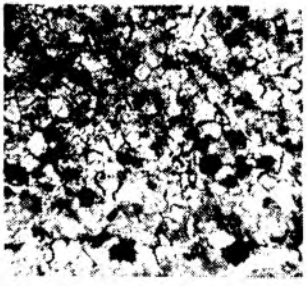


Рис. 57. Микрозернистая структура известняка. Пермские отложения северо-востока европейской части СССР. Николи скрещены, увеличение 100

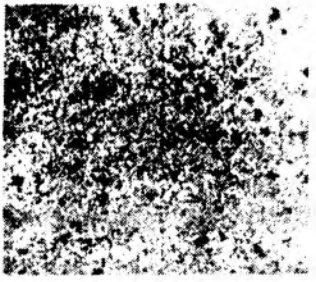


Рис. 58. Пелитоморфная структура известняка. Средний карбон Донбасса. При одном николе увеличение 240

зований размером до нескольких миллиметров (рис. 59), псевдоолитовые — с перекристаллизованными оолитами или с округлыми образованиями не оолитовой структуры (рис. 60).

В карбонатных породах, испытавших глубокие изменения в зоне метагенеза, появляются гранобластовые структуры (рис. 61).

Рис. 59. Оолитовая структура. Известковые осадки Багамской отмели (арагонитовые оолиты). Николи скрещены, увеличение 22

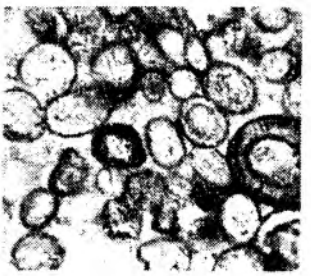


Рис. 60. Псевдоолитовая структура известняка. Пермские отложения северо-востока европейской части СССР. При одном николе, увеличение 22

Значительно более разнообразны вторичные структуры химических пород, возникшие в результате эпигенетических изменений — перекристаллизации, метасоматоза, катаклаза: *кристаллобластические* (гранобластовые, лепидобластовые, нематобластовые, порфиробластовые, пойкилобластовые; рис. 62), *метасоматические* (порфиробластовые, пойкилобластовые, поперечно-волокнистые, зональные), *катакластические* (брекчиевидные, гнейсовидные и слан-

Рис. 61. Гранобластовая структура мраморизованного известняка. Нижний палеозой Западного склона Северного Урала. Увеличение 22, николи скрещены

Рис. 62. Порфиробластовая структура гипса. Нижняя пермь Донбасса. Николи скрещены, увеличение 22

цеватые). Названные структуры близки или тождественны структурам метаморфических пород.

Отдельность осадочных пород. Породы на поверхности Земли раскалываются 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 поверхности напластования и минимум две перпендикулярные к ней системы трещин отдельностей. В результате образуются разные формы отдельности: *параллелепипедная, плитчатая, кубовидная, ромбовидная* и др.

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. 63, 64). В алевролитах, кремнистых породах, некоторых известняках размер отдельности измеряется сантиметрами и десятками сантиметров.

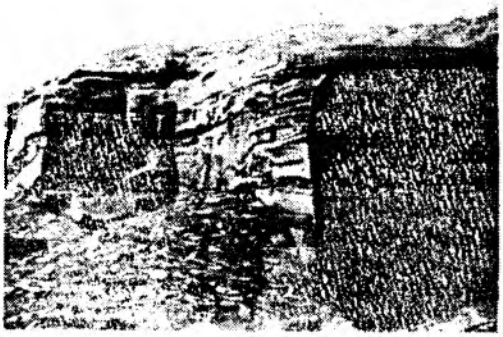


Рис. 63. Параллелепипедная отдельность в песчаниках. Размер отдельности 1,5—2,0 м. Песчаник среднего карбона Донбасса

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. 65).

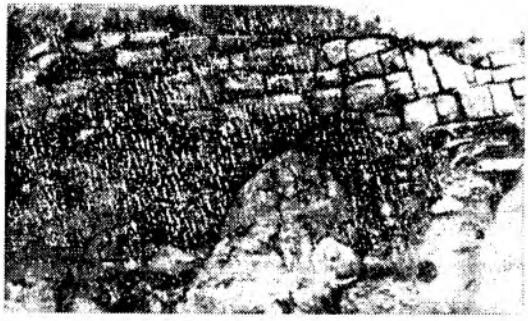


Рис. 64. Толстоплитчатая отдельность в известняке. Известняк свиты C_2^6 северо-востока Донбасса

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* (Ива-

нов, 1939). 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. Она возникает в результате

Рис. 65. Оскольчатая отдельность в бентонитовой глине неогена Крыма

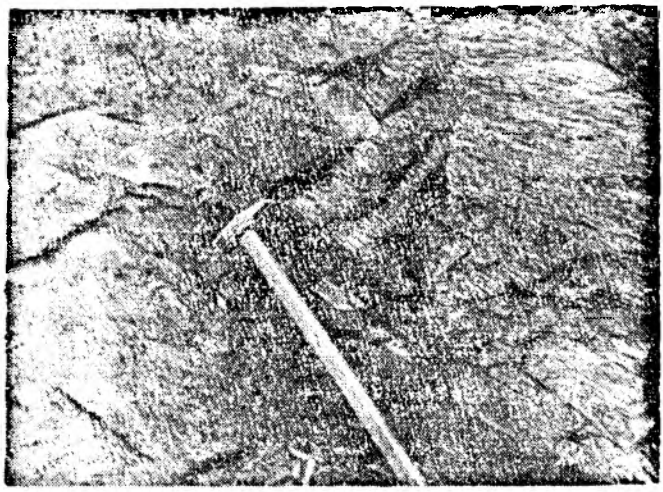


Рис. 66. Щеповидная отдельность в аргиллитах верхнего триаса Крыма

перемещения масс внутри пластов и проявляется весьма разнообразно. Известны плитчатая, гребенчатая, клиновидная, конусовидная, пирамидальная, грифельная, щеповидная и другие формы экзогенной отдельности (рис. 66).

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.

Часть 2

Описание осадочных пород

Осадочные породы широко распространены 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 — равная нулю (на древних щитах, где развиты только метаморфические и магматические породы).

Содержание различных типов пород в стратисфере оценивается по-разному. Однако все исследователи приходят к единому выводу, что наиболее распространены глинистые породы, затем следуют песчаные и все остальные. Работы по уточнению содержания различных типов пород в настоящее время продолжаются. Особенно это касается 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 Миссисипи 44%, во Внутреннем Китае 55% (табл. 20).

Таблица 20. Распространение разных типов пород в стратисфере, %

Породы	Автор							
	Лис и Мид, 1915	Кларк, 1924	Линдгрен, 1923	Шухерт, 1931	Холмс, 1932	Кюнен, 1941	Крынин, 1944	Ронов и др., 1976
Глинистые	82	80	77	44	70	56	40—42	46/38
Песчаные	12	15	11,8	37	16	14	40	22/18
Карбонатные	6	5	5,9	19	14	29	15—18	24/21
Соли	—	—	5,8	—	—	—	—	2,8/0,3
Эффузивы	—	—	—	—	—	—	—	4,5/21

Примечание. Дробь: числитель — платформы, знаменатель — геосинклинали.

Обломочные и глинистые породы

Обломочные породы

Классификация обломочных пород. В основу классификации обломочных пород положены их структура (размер частиц), наличие цемента и минералогический состав.

По структуре выделяются грубообломочные — *псефитовые* ($d > 1$ мм), песчаные — *псаммитовые* ($d = 1 \div 0{,}05$ мм), пылеватые — *алевритовые* ($d = 0{,}05 \div 0{,}005$ мм) и глинистые — *пелитовые породы* ($d < 0{,}005$ мм) (табл. 21). Наряду с этой классификацией среди геологов получила распространение и 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. 22). За границей широко распространена классификация частиц Уэнтворта (табл. 23). Обоснование избранных нами границ дано в табл. 24.

Там, где исследователь сталкивается с физическими 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, 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 метаморфизированные породы, испытавшие глубокие изменения в стадии метагенеза (см. табл. 25).

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 распространены наиболее широко.

Структуры грубообломочных пород псефитовые и псаммо-псефитовые с различной структурой цемента. Цемент может быть известковым, кремнистым, железистым, фосфатным, глинистым, песчаным. Текстуры — 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.

Таблица 21. Классификация обломочных пород по структурным признакам

Подгруппы	Размер частиц, мм	Литифицированные				Метаморфизованные	
		рыхлые		сцементированные			
		окатанные	угловатые	окатанные	угловатые	окатанные	угловатые
Глинистые[1] — пелиты	<0,001	Глина тонкая		Аргиллит тонкий		Глинистый сланец тонкий	
	0,001—0,005	Глина грубая		Аргиллит грубый		Глинистый сланец грубый	
Пылеватые — алевриты	0,005—0,01	Алеврит тонкий		Алевролит тонкий		Алевролитовый сланец тонкий	
	0,01—0,05	Алеврит грубый		Алевролит грубый		Алевролитовый сланец грубый	
Песчаные — псаммиты	0,05—0,25	Песок мелкий		Песчаник мелкий		Песчаник (песчаник-кварцит) мелкий	
	0,25—0,5	Песок средний		Песчаник средний		Песчаник (песчаник-кварцит) средний	
	0,5—1,0	Песок крупный		Песчаник крупный		Песчаник (песчаник-кварцит) крупный	
	1,0—5,0	Гравий мелкий	Дресва мелкая	Гравийный мелкий конгломерат — гравелит	Дресвяная брекчия мелкая — дресвит	Гравийный мелкий конгломерат — гравелит	Дресвяная брекчия мелкая — дресвит
Грубообломочные[2] — псефиты	5,0—10,0	Гравий крупный	Дресва крупная	Гравий крупный конгломерат — гравелит	Дресвяная брекчия крупная — дресвит	Гравий крупный конгломерат — гравелит	Дресвяная брекчия крупная — дресвит
	10,0—50,0	Галька мелкая	Щебень мелкий	Галечниковый мелкий конгломерат	Щебеночная мелкая брекчия	Галечниковый мелкий конгломерат	Щебеночная мелкая брекчия
	50,0—100,0	Галька крупная	Щебень крупный	Галечниковый крупный конгломерат	Щебеночная крупная брекчия	Галечниковый крупный конгломерат	Щебеночная крупная брекчия
	100,0—500,0	Валун мелкий	Неокатанный валун мелкий	Валунный мелкий конгломерат	Валунная брекчия мелкая (из неокатанных валунов)	Валунный мелкий конгломерат	Валунная брекчия мелкая
	500,0—1000,0	Валун крупный	Неокатанный валун крупный	Валунный крупный конгломерат	Валунная брекчия крупная (из неокатанных валунов)	Валунный крупный конгломерат	Валунная крупная брекчия
	>1000,0	Глыбы	Неокатанные глыбы	Глыбовый конгломерат	Глыбовая брекчия (из неокатанных глыб)	Глыбовый конгломерат	Глыбовая брекчия

[1] Глинистые породы бывают обломочного и хемогенного генезиса.

[2] Порода получает название по преобладающей фракции (50% и более). Если ни одна из фракций не содержится в таком количестве, то к названию породы прибавляется слово «разнозернистая» с указанием преобладающей фракции. Исключение сделано только для глины. *Глиной* называют породу, содержащую более 30% фракции диаметром менее 0,005 мм, так как уже в этом случае она имеет свойства глины (пластичность и др.).

Таблица 22. Классификация обломочных частиц по размеру

Размер частиц, мм	Наименование
> 1000	Глыбы*
1000 — 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)

* Схема Московского нефтяного института.

Таблица 23. Классификация частиц по размеру (по К. Уинтворту)

Размер частиц, мм	Название
Более 256	Валуны
256—64	Булыжник
64—4	Галька
4—2	Гравий
2—1	Грубый песок
1—0,5	Крупный песок
0,5—0,25	Средний песок
0,25—0,125	Мелкий песок
0,125—0,063	Тонкий песок
0,063—0,032	Крупный алеврит
0,032—0,016	Средний алеврит
0,016—0,008	Мелкий алеврит
0,008—0,004	Тонкий алеврит
0,004—0,002	Крупная глина
0,002—0,001	Средняя глина
0,001—0,0005	Мелкая глина
0,0005—0,00025	Тонкая глина
Менее 0,00025	Коллоид

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 фациальные названия конгломератов (верруккано, нагельфлю и др.).

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

Таблица 24. Обоснование границ, принятых при классификации обломочных пород

Размер частиц, мм	Содержание обломков горных пород	Минеральный состав	Форма частиц	Коэффициент фильтрации, м/сут	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Максимальная высота капиллярного поднятия, м	Пластичность	Общая поверхность частиц, $см^3$, и пористость, %	Связность
<0,005	Нет	Преобладают глинистые минералы, иногда довольно много слюды	Чешуйчатая	0,001	44,0	До 10,0	Высокая	(ребро кубика 0,005 мм) 2 400 000 $см^2$ *n* до 80%	Держится в куске, с большим трудом разрушается
0,005—0,05	»	Преобладают кварц, полевой шпат, реже глауконит, довольно много слюды	Различная, преобладает изометрическая	Около 0,1	10,0	До 2,0	Чистая алевритовая фракция без примеси глины, не пластичная	(ребро кубика 0,05 мм) 24 000 $см^2$ *n* до 45%	Держится в куске, но очень легко разрушается пальцами
0,05—1,0	Обычно мало	Преобладают кварц, полевой шпат, реже глауконит	То же	2—50	Максимум 4,0, минимум 1,0	Максимум 1,05, минимум 0,13	Пластичность отсутствует	(ребро кубика 1 мм) 60 $см^2$ *n* до 45%	Рыхлые
>1,0	Много, обычно >50%	Преобладают кварц, полевые шпаты, обломки горных пород	»	50—100 и более	—	Максимум 0,06	То же	То же	»

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 ленты. 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.

Эоловые галечники и конгломераты — грубообломочные накопления эолового 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. Имеются и особые типы брекчий: вулканические, тектонические и даже органогенного генезиса (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 описать 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 — прибоя, обвалов, потоков, подводных оползней, костяные; 3) морские — прибоя, 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: брекчии жерл, потоков грязи.

IV. Тектонические брекчии: брекчии трения, складок, соляных куполов.

V. Химические брекчии: брекчии доломитизации, гидратации, почвообразования.

VI. Литогенетические брекчии: брекчии уплотнения, сотрясения, замерзания.

Грубообломочные породы изучаются в поле и в лаборатории. Особенно важно полевое исследование, так как в лаборатории многое невозможно увидеть.

При изучении в поле следует производить следующие операции: 1) рассортировку по размерам частиц, если это рыхлые отложения, и определение количества и состава размерных фракций; 2) отбор проб для петрографического изучения галек и цемента; 3) замеры азимутов наклона удлиненных галек; 4) определение степени окатанности галек.

При изучении керна буровых скважин рекомендуется обернуть керн калькой и обвести контуры галек или щебенки карандашом. По такой зарисовке можно составить представление о форме частиц и подсчитать содержание гальки и цемента.

Грубообломочные породы встречаются в отложениях самого различного возраста. Обычно они образуются вблизи горных сооружений во время их интенсивного поднятия. Месторождения галечника и щебня широко распространены в горных местностях и на берегах морей и озер. Галька и щебень применяются как балластный материал и для приготовления бетона. Некоторые конгломераты и брекчии используют как декоративный материал. Применяются они также для мощения дорог и как бутовый камень. Иногда галечники и конгломераты являются вместилищем ценных полезных ископаемых.

Песчаные породы — псаммиты. К песчаным породам относятся пески и песчаники. По размеру частиц пески и песчаники подразделяются на крупнозернистые (1,0—0,5 мм), среднезернистые (0,5—0,25 мм) и мелкозернистые (0,25—0,05 мм). Некоторые авторы выделяют также тонкозернистые пески с преобладанием фракции 0,10—0,05 мм и грубозернистые пески — 2,0—1,0 мм (Рухин, 1969 и др.).

Гранулометрический состав песчаных пород определяется путем рассеивания на стандартном наборе сит (пески) и подсчета зерен различной размерности в шлифах (песчаники). При рядовом техническом анализе определяют содержание 5—7 размерных фракций, при изучении песков в генетических целях определяется содержание 19 или 30 фракций и вычисляется полный ряд статистических коэффициентов (об этом см. более подробно в разделе о гранулометрическом анализе).

Гранулометрия песчаных пород — содержание размерных фракций — определяется главным образом условиями их образования — динамикой среды. Так, пески, возникшие в прибойной зоне или в полосе мелководья под воздействием волн и течений, как правило,

хорошо обработаны и отсортированы, обычно однородные, мелко- и среднезернистые. Весьма близки к ним по гранулометрическому составу эоловые пески. Значительно хуже обработаны и отсортированы речные пески, отлагающиеся при различных скоростях течений. Еще менее обработаны и отсортированы пески временных потоков — делювиальные и пролювиальные. Морские пески значительных глубин (более 100—200 м) в общем также обнаруживают невысокую сортировку, что вероятно, объясняется периодическим отложением алевритовых и глинистых частиц, а также наличием аутигенных новообразований. Гранулометрический состав некоторых широко распространенных типов песков показан в табл. 25.

Таблица 25. Гранулометрический состав песков и алевритов (в процентах)

Породы	Размер фракций, мм								
	>1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	*Md*	S_0
Песок кварцевый, миоцен УССР. Ст. Попасная	0,05	0,47	0,78	95,30	3,10	—	—	0,15	1,43
Песок глауконитовый, олигоцен УССР (по Карякину)	—	—	0,74	79,79	4,41	15,06	—	0,14	1,65
Песок глауконитовый; палеоген УССР. Ст. Салтов (по Карякину)	—	—	12,92	79,26	2,12	5,70	—	0,15	1,43
Песок нижней юры Донбасса (речной, по Канскому)	18,03	22,63	36,58	9,52	3,19	—	—	0,45	1,73
Современный песок пляжа Азовского моря	—	0,01	14,10	85,80	0,09	—	—	0,17	1,45
Современный песок прибрежного мелководья. Нарвский залив	—	0,10	0,30	99,40	0,20	—	—	0,15	1,41
Дюнный песок. Нарвский залив	—	7,20	20,80	70,95	0,05	—	—	0,17	1,52
Песок глауконитовый. Тихий океан у берегов Чили, глубина 650 м	—	ед. зерна	61,03	7,76	16,57	4,04	10,60	0,12	2,01
Алеврито-глинистый ил. Тихий океан у берегов Чили, глубина 260 м	—	—	37,47	26,12	24,40	3,27	11,47	0,07	2,41
Лёсс. Днепропетровск	—	—	0,16	14,58	67,69	12,37	5,20	0,05	2,81

Примечание. *Md* — медиана; S_0 — коэффициент сортировки.

Песчаные породы состоят из обломочных (аллотигенных) и аутигенных минералов. Среди обломочных минералов породообразующими являются кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит, обломки горных пород. Присутствие глауконита требует специальных разъяснений. Глауконит образуется главным образом в морских осадках (глубоководный шельф, континентальный склон) в стадии диагенеза. Часто за формированием глауконита следуют размыв

и перемыв донных осадков течениями. Кроме того, он может попасть в осадок при размыве глауконитсодержащих пород на суше и морских берегах. Таким образом, глауконит может быть обломочным — по последней стадии его образования. В современных донных осадках океанов (шельф, материковый склон) преобладает обломочный глауконит, вымытый из древних пород на суше, берегах и дне океана. Широко развиты терригенные, содержащие глауконит осадки, с градационной слоистостью и осадки донных течений с би- и полимодальными кривыми распределения гранулометрического состава. Обломочный глауконит несет следы окатанности или дробления и может иметь такие же размеры зерен, как кварц и полевой шпат, более крупные (при плотности менее 2,5 г/см^3) и менее крупные (при плотности более 2,8 г/см^3).

Абсолютный возраст обломочного глауконита в современных осадках океанов от 2 до 70 млн. лет (в Тихом океане у Японии 2,7—2,8, вблизи Мексики 1,8—20,0, у берегов Перу и Чили 7,0—19,0, на поднятии Чатем 3,0—5,0, в Атлантическом океане у берегов Африки 2,0—11,0, вблизи Ньюфаундленда 46,0—70,0 млн. лет).

Высокий рельеф суши, напряженность геотектонических процессов и значительные изменения уровня океана (гляциоэвстазии) в современную эпоху служат причиной высокого темпа эрозии и денудации суши и абразии морских берегов. Это способствует распространению обломочного глауконита. В кайнозое и позднем мезозое наблюдалось такое же явление и удревнение возраста осадочных толщ, определенного по глаукониту, т. е. перемыв глауконитовых пород и присутствие более древнего глауконита в более молодых отложениях (И. В. Николаева, 1977).

Аутигенный глауконит в современных осадках океанов встречается реже, главным образом в терригенных, диатомово-терригенных и карбонатных осадках шельфа и материкового склона, ареалы его распространения предстоит еще выяснить. Аутигенный глауконит встречается в виде примазок, тонких прослоев и линзочек в восстановленных осадках.

В древних породах аутигенный глауконит присутствует в виде цемента в песчаниках и алевролитах, иногда слагает основную массу глинистых пород (юрские глины Московской области). Породы, содержащие более 50% аутигенного глауконита, являются очень редкими и их называют *глауконитолитами* (Пустовалов, 1940).

Кроме осадочного (обломочного и аутигенного) глауконита в океанах обнаружен гидротермальный глауконит (вернее селадонит) в гидротермальных жилах и пустотах базальтов, в рифтовых долинах срединных хребтов и на вулканических горах. При размыве и перемыве этих образований гидротермальный глауконит может попадать в современные донные осадки.

Второстепенные и акцессорные минералы песчаных пород чаще всего представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, рутилом, гранатом, турмалином, апатитом, эпидотом, монацитом и др. Значительно реже встречаются пироксены, амфиболы, дистен, силли-

манит, корунд. Иногда они содержат золото, платину и некоторые драгоценные камни.

Аутигенные минералы слагают цемент песчаников. По минеральному составу цемент песчаников бывает глинистым (каолинит, гидрослюды и др.), карбонатным (кальцит, доломит, реже железистые карбонаты), кремнистым (опал, халцедон, кварцин, кварц), железистым (окислы и гидроокислы железа). Значительно реже встречается цемент, состоящий из минералов группы хлорита, цеолитов, фосфатов, сульфатов.

Во многих песчаниках цемент полиминеральный: глинисто-карбонатный, кремнисто-глинисто-карбонатный и т. п. Некоторые песчаники содержат зерна или стяжения сульфидов железа.

Многие песчаники содержат примесь органического — углистого или битуминозного вещества.

По количеству и структуре цемента различают песчаники с *базальным, поровым* и *контактным* цементом. По способу образования цемента — песчаники с *регенерационным* (обрастание обломочных зерен тем же минералом с одинаковой оптической ориентировкой каемок), *коррозионным* (цементация с частичным

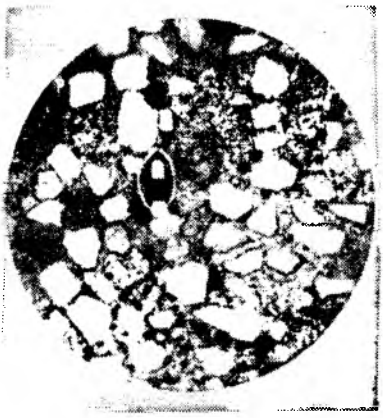


Рис. 67. Мелкозернистый кварцевый песчаник с базальным карбонатным цементом. Меловые отложения Украины. При одном николе увеличение 22

Рис. 68. Крупнозернистый полевошпатово-кварцевый песчаник с контактно-поровым глинисто-карбонатным цементом. Верхний карбон Прибалхашья. Николи скрещены, увеличение 22

растворением обломочных зерен), *крустификационным* (обрастание зерен), *пойкилитовым* (цемент состоит из крупных монокристаллов, в которых рассеяны обломочные зерна) и *цементом механического выполнения пор* (рис. 67—71).

В химическом отношении песчаные породы характеризуются высоким содержанием кремнезема, иногда повышенным количеством глинозема и железа (табл. 26 и 27).

В основу минералогической классификации песчаных пород положен состав обломочных зерен. По этому признаку выделяются

Таблица 26. Химический состав некоторых обломочных пород (в процентах)

Породы	Окислы									п. п. п.[1]	Растворимая часть	Возраст
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Песок кварцевый. Люберцы	98,50—99,50	0,01—0,06	0,03—0,024	0,02—0,10		0,02—0,15	0,02—0,1	0,08—0,124	—	—	—	J_3
Песок глауконитово-кварцевый.												P_3
Г. Змиев Харьковской обл.	82,64	—	6,03	4,57	—	0,80	0,85	0,95	2,36	6,55	—	P_3^{ch}
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_2O_5 = = 1,24	J_3
Песчаники кварцевые. Донбасс	93,04	—	3,08	0,82	—	0,36	0,52	—	—	0,90	—	C_2
Песчаник полево-шпатово-кварцевый. Донбасс	81,80	сл.	8,60	1,83	—	0,95	0,75	1,58	1,57	2,90	—	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Песчаник аркозовый. Донбасс	73,81	0,70	14,07	2,85	—	0,98	0,83	2,38	1,57	3,37	—	
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 — $FeCO_3$ 17,90	C_2
Алевролит полево-шпатово-кварцевый. Донбасс	63,47	—	11,53	2,69	2,83	6,15	1,26	2,99		9,09	—	C_2
Лесс. Г. Новгород-Северский	78,16	—	7,43	2,40	—	3,91	1,03	2,21		4,86	—	Q
Лёссовидный суглинок. Волынская обл.	72,17	0,68	8,44	2,83	—	5,40	1,65	1,67		7,16	—	Q

[1] п.п.п. — потери при прокаливании.

мономинеральные, олигомиктовые и *полиминеральные* породы. К мономинеральным относятся широко распространенные кварцевые, сравнительно редко встречающиеся полевошпатовые и глауконитовые пески и песчаники. К олигомиктовым — кварцево-поле-

Рис. 69. Шокшинский песчаник-кварцит с контактовым гематитовым, местами кварцево-регенерационным цементом. Николи скрещены, увеличение 80 (по Симановичу)

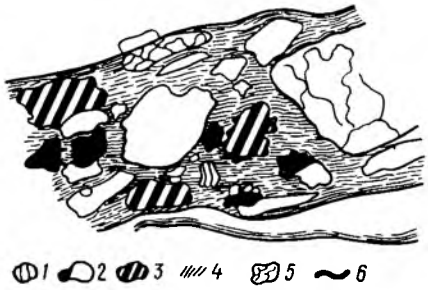


Рис. 70. Песчаник граувакковый (полевошпатовая грауваккa) с базальным гидрослюдисто-серицитовым цементом. Карбон Любляны (Югославия). Николи скрещены, увеличение 100 (зарисовка по шлифу):

1 — слюда; *2* — кварц; *3* — полевые шпаты; *4* — серицит; *5* — обломки горных пород; *6* — кливаж разрыва

вошпатовые, полевошпатово-кварцевые, глауконито-кварцевые и другие песчаные породы. Полиминеральные разности представлены аркозами, граувакками и породами смешанного состава (рис. 71).

В зарубежной литературе классификация песчаников основана на несколько иных принципах. Выделяются ареннты — хорошо от-

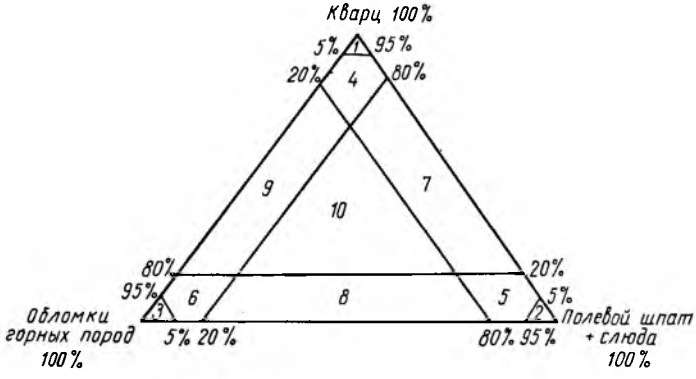


Рис. 71. Классификация песчаных и алевритовых пород: мономинеральные или мономиктовые: *1*—кварцевые; *2*—полевошпатовые; *3* — литоидные, или литические; олигомиктовые: *4* — полевошпатово-кварцевые; *5* — кварцево-полевошпатовые; *6* — кварцево-литоидные; полиминеральные или полимиктовые: *7* — аркозовые; *8* — литоидные аркозы; *9* — граувакковые; *10* — породы смешанного состава — аркозо-граувакки

Таблица 27. Минеральный состав некоторых обломочных пород (%)

Породы	Минералы									
	кварц	полевые шпаты	слюды, хлориты	глинистые	карбонаты	окислы и гидроокислы	глауконит	обломки пород	$C_{орг}$	прочие
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Песок кварцевый J_3. Г. Люберцы	99,00	0,50	0,30	—	—	—	—	—	—	0,20
Песок глауконито-кварцевый, P_3. Г. Змиев	62,16	16,27	0, 02	—	—	—	20,26	—	—	1,29
Песчаник кварцевый, C_2. Донбасс	85,15	1,69	—	—	—	0,57	—	12,49	—	0,10
Песчаник полевошпатово-кварцевый. Там же	65,92	19,03	10,00	сл.	—	1,00	—	3,70	—	0,35
Песчаник аркозовый. Там же	53,05	27,13	10,17	сл.	2,00	1,80	—	0,50	—	0,35
Песчаник граувакковый. Там же	39,20	5,18	10,83	—	0,76	1,50	—	42,52	—	0,97
Алевролит полевошпато-кварцевый. Там же	58,38	8,00	19,35	1,87	6,37	2,34	—	—	3,20	1,49
Лёсс. Г. Новгород-Северский	70,00	11,00	3,00	6,00	6,00	—	—	—	—	4,00
Алевролит глауконитовый глинистый. С. Игнатово	25,00	—	2,00	37,00	—	—	35,00	—	—	1,00

сортированные песчаники, содержащие немного глинистых частиц (<10%), и вакки — несортированные глинистые песчаники (Вильямс, Тернер, Гильберт, 1962), кварциты — ортокварциты, аркозы и граувакки (Петтиджон, 1957; рис. 72). В том и другом случае учитываются условия образования и цементирующее вещество.

Более детальные классификации с дифференциацией состава полевых шпатов и обломков горных пород разработаны В. Д. Шутовым (1967), Э. Н. Яновым (1978) и др. Э. Н. Янов предложил отказаться вообще от термина «граувакка» в связи с его неопределенностью.

Наряду с классификациями по минеральному составу имеются и химические классификации песчаников. Простейшую (качественную) химическую классификацию с выделением четырех типов песчаников (кварцевые арениты, полевошпатовые граувакки, аркозы и литоидные арениты), основанную на отношении SiO_2/Al_2O_3 и содержании Ca, Mg, KuNa, предложили Петтиджон и др. (1976). Более сложную классификацию песчаников по химическому составу разработал В. Н. Шванов (1974). Им выделено 7 полей различного

рода песчаников на развертке тетраэдра с вершинами SiO_2, Al_2O_3, FeO и Na_2O.

В составе мономинеральных и многих олигомиктовых пород обычно преобладает кварц — до 80—99% (полтавские пески и песчаники неогена Украины, современные пески аллювия Днепра

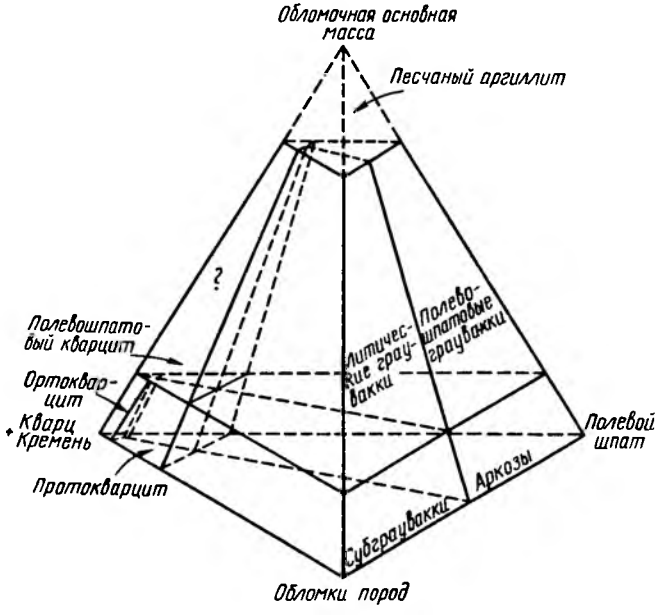


Рис. 72. Классификация песчаников (по Петтиджону)

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.

Песчаные породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюды, называют *аркозами* или *аркозовыми песчаниками*. 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 «грауваккa» заметно эволюционировал, и в настоящее время под грауваккой понимают песчаники, содержащие кварц, полевые шпаты, слюды, обломки различных горных пород и цементирующее вещество. Обломков горных пород содержится не менее 20%, цементом служат 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 бластопсаммитовые 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, грауваккoвые — 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, снесенный с суши, глауконит и иногда фосфоритовые конкреции, отличаются широким площадным распространением и значительной мощностью пластов. В области пляжа они часто являются вместилищем ценных полезных ископаемых — ильменита, граната, монацита, касситерита, золота.

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 имеет такой же, как и у морских песков, рисунок, но отличается меньшими размерами пачек и слоев. В озерных песках чаще встречаются 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 косоволнистая слоистость на пойме.

Обычно песчаные породы речного генезиса содержат крупный (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, платиноносные, монацитовые, шеелитовые и другие россыпи, а также россыпи драгоценных камней.

Флювиогляциальные песчаные породы образуются в результате перемыва 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 матовой поверхностью песчинок, пользуются широким площадным распространением, отличаются значительной мощностью, наличием диагональной слоистости эолового типа, почти полным отсутствием органических остатков.

Песчаные породы пользуются широким распространением в отложениях самого различного генезиса. Они являются обычным компонентом многих терригенных формаций: угленосных, флишевых, молассовых, кварцево-песчаных.

Песчаные породы геосинклиналей отличаются полимиктовым составом и примесью вулканогенного материала, песчаные отложения платформ обычно мономинеральные или олигомиктовые.

Плотность песков и песчаников определяется минеральным составом и обычно находится в пределах от 2,60—2,65 до 2,75—2,80 г/см^3. Объемная масса и пористость изменяются в довольно значительных пределах: так, пористость песков может изменяться от 25 до 47% (теоретически рассчитанная), а песчаников — от 2—4 до 40%. Величина пористости (количество сообщающихся пор) определяет проницаемость песчаных пород. По данным Дж. Чилингара и др. (1975), между пористостью и проницаемостью существует такая зависимость:

1. Грубозернистые песчаники, содержащие фракцию 2—1 мм более 50%, имеют пористость от 4 до 16%, а проницаемость от 40 до 1500 миллидарси.

2. У грубо- и среднезернистых песчаников, содержащих фракцию 1—0,5 мм более 50%, пористость 2—26%, проницаемость 2—6000 миллидарси.

3. Тонкозернистые песчаники, содержащие фракцию 0,5—0,25 мм более 50%, имеют пористость 8—28%, проницаемость 3—4000 миллидарси.

4. Алевритистые песчаники, содержащие более 10% фракции менее 0,01 мм, пористость 13—22%, проницаемость 1—30 миллидарси.

5. У глинистых песчаников, содержащих более 7% фракции менее 0,004 мм, пористость 13—22%, проницаемость 1—30 миллидарси.

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 Подолии, Урала, Тимана, Средней Азии и др. Многочисленны месторождения песков в четвертичных ледниковых отложениях Севера нашей страны, в современных осадках пляжей озер и морей, в речных осадках.

Месторождения глауконитовых песчаных пород известны в кембрии и силуре Прибалтики, в юрских отложениях Подмосковной котловины и Поволжья, в палеоген-неогеновых отложениях восточного склона Урала, Поволжья, Украины.

Пески находят применение в производстве стекла, фарфора, фаянса, в литейном деле, при мощении дорог, в строительстве (для производства 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 представлены 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, реге-*

нерационный, 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* разности (см. рис. 71). Однако они не содержат литоидных 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, обусловленные параллельным расположением чешуек глинистых и слюдистых минералов.

Текстуры алевритовых пород слоистые и неслоистые: горизонтально-слоистые, волнисто-слоистые, косо- и диагонально-слоистые. Размеры пакетов и слойков 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 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. Сцементированные 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 — 3—5. В обнажениях лёсс обладает столбчатой отдельностью и образует вертикальные откосы. Пористость его очень высокая — более 50%. Среди пор 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 которой сводится к следующему. В пустынях происходит интенсивное развеивание, тонкие пылеватые частицы подхватываются вет-

ром и выносятся за пределы пустыни и откладываются по периферии пустынных областей. Таким путем 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 метров 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, часто тонкослоисты и 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 неоген-палеогеновых отложений различных областей.

В угленосной толще среднего карбона Донбасса описаны так называемые алевролиты переслаивания — переслаиваются тонкие слойки алевритового и глинистого материала (отложения ваттов?).

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 применяются для изготовления самана и кирпича. Алевролиты с прочным цементом используют для мощения дорог и строительства зданий.

Обломочные породы смешанного состава (песчано-алевритоглинистые). 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.

В основу классификации смешанных пород положены два признака: содержание песка, алеврита, глины и степень пластичности (число пластичности; табл. 31). Породы, содержащие глинистых частиц более 30%, относятся к глинам, 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).

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.

Таблица 28. Классификация смешанных песчано-алеврито-глинистых пород

Число пластичности (для рыхлых пород)	Содержание частиц, %			Литифицированные породы		Метаморфизованные породы
	<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	Меньше	Больше	Глина	Аргиллит	Глинистый сланец
22—10	20—30	Больше	Меньше	Суглинок тяжелый алевритовый	Песчаный аргиллито-алевролит	Песчаный аргиллито-алевролитовый сланец
	20—30	Меньше	Больше	Суглинок тяжелый	Алевритовый аргиллито-песчаник	Алевритовый аргиллито-песчаник
	10—20	Больше	Меньше	Суглинок легкий алевритовый	Глинистый песчаник-алевролит	Глинистый песчано-алевролитовый сланец
	10—20	Меньше	Больше	Суглинок легкий	Глинистый алевритопесчаник	Глинистый алевритопесчаник
10—0	10—5	Больше	Меньше	Супесь алевритовая	Глинистопесчаный алевролит	Глинистопесчаный алевритовый сланец
	10—5	Меньше	Больше	Супесь	Глинистоалевритовый песчаник	Глинистоалевритовый песчаник
	<5	Больше	Меньше	Песчаный алеврит	Песчаный алевролит	Песчаный алевритовый сланец
	<5	Меньше	Больше	Алевритовый песок	Алевритовый песчаник	Алевритовый песчаник

Примечание. Название породы «глина и песок» применяется для отложений всех систем от четвертичных до кембрийских, например «синяя кембрийская глина» и др.; название породы «суглинок и супеси» без особых оснований применяется только для пород четвертичного возраста; следует устранить такую дискриминацию и применять название «суглинок и супесь» для отложений всех систем.

Приведенная в табл. 28 классификация используется в инженерной геологии и почвоведении. 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).

Аллотигенные минералы в смешанных породах представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами, глинистыми минералами; второстепенные и акцессорные — глауконитом, обломками горных

Таблица 29. Гранулометрический состав некоторых смешанных пород (в процентах)

Породы	Размер фракции, мм					
	>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Суглинок тяжелый, делювий	0,75	38,80	16,00	18,15	12,04	14,25
Суглинок тяжелый алевритовый, делювий вблизи г. Харькова	1,05	17,18	20,04	28,00	15,01	8,72
Суглинок легкий алевритовый, делювий	0,84	14,89	43,62	26,94	1,96	11,75
Суглинок легкий валунный вблизи г. Киева	25,43	38,59	11,99	13,07	10,99	
Суглинок лёссовидный. Запорожье	1,01	28,16	38,42	18,10	6,64	7,64
Супесь валунная. Ленинградская обл.	17,30	40,15	16,17	20,02	4,30	2,06
Супесь алевритовая, Херсонская обл. делювий	1,58	20,21	49,57	18,81	5,22	4,61
Алеврито-глинистый ил. Тихий океан у берегов Чили, глубина 260 м	14,74	26,12	24,40	5,27	11,74	18,00

пород, цирконом, турмалином, гранатом, магнетитом, гематитом; аутигенные — карбонатами (главным образом кальцитом), глинистыми минералами (гидрослюды, 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 — слоистые и неслоистые; последние часто бывают землистыми, пятнистыми и др.

Суглинки и супеси являются типично полиминеральными и полидисперсными (разнороднозернистыми) породами. Делювиальные разности суглинков и супесей часто содержат обломки горных пород. Некоторые ученые называют их *мусорными породами* или *хлидолитами* (Пустовалов, 1940), а также *паттумами* (Попов, 1954). Характеристика гранулометрического состава этого типа пород дана в табл. 29.

Породы смешанного состава широко распространены среди четвертичных континентальных отложений. Месторождения суглинков и супесей встречаются почти повсеместно в европейской части СССР, Западной Сибири, Средней Азии, в странах средней Европы и многих других.

Суглинки и супеси находят широкое применение для изготовления строительного кирпича. Некоторые разности суглинков 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 и углистыми. Между обломочными породами и вулканогенными, карбонатными и углистыми наблюдаются постепенные переходы, имеется ряд типов с переменным содержанием двух компонентов. Для пород, переходных между обломочными и карбонатными, существует целый ряд детально разработанных классификаций. Однако все они весьма сложные и иногда излишне детальные. Так, 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 — кальцита (доломита) от 25 до 50%; песчаные известняки и мергели — 50—75% кальцита (доломита); песчанистые известняки и известковые мергели — 75—95% кальцита (доломита). Ниже предлагается более простая классификация, отличающаяся единообразием 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, например туфогенный песчаник, углистая глина, известковая глина. При наличии вулканогенного, карбонатного материала от 50 до 95% название дается не по обломочному, а по соответствующему материалу: алевритовый туф или туффит, песчаный известняк. 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. Крайними членами этого ряда являются обломочные породы и вулканогенные, или пирокластические (пеплы, туфы).

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 и гидратизированы (подводные извержения), породы, образованные ими, называют палагонитовыми. Форма обломков обычно угловатая, реже каплевидная и шарообразная (пизолиты). Сортировка материала несовершенная или отсутствует. Часто пеплы содержат обломки разного рода и примесь настоящего обломочного материала.

Туфы — сцементированные пеплы. Цемент туфов обычно представлен продуктами вторичных изменений вещества породы.

Таблица 30. Классификация пород, переходных между обломочными и вулканогенными

Содержание вещества, %		Породы
вулканогенного	обломочного	
<5	>95	Глина, аргиллит, глинистый сланец, алеврит, алевролит, алевролитовый сланец, песок, песчаник, кварцито-песчаник
5—50	95—50	Туфогенная глина, туфогенный аргиллит, туфогенный глинистый сланец, туфогенный алеврит, туфогенный алевролит, туфогенный алевролитовый сланец, туфогенный песок, туфогенный песчаник, туфогенный песчаник-кварцит
50—95	50—5	Глинистый вулканический пепел, глинистый туффит, глинистый сланцеватый туффит, алевритовый вулканический пепел, алевролитовый туффит, алевролитовый сланцеватый туффит; песчаный вулканический пепел, песчаный туффит; кварцитовидный туффит
>95	<5	Вулканический пепел, вулканический туф, сланцеватый вулканический туф, кварцитовидный вулканический туф

В нем часто присутствуют хлориты, эпидот, карбонаты, цеолиты. По размеру частиц различают тонкообломочные (d = 0,1 мм), мелкообломочные (d до 1 мм), крупно- и грубообломочные (d > 1 мм) туфы. Они заметно изменены вторичными процессами (воздействием гидротермальных растворов или выветривания). Конечные продукты выветривания туфов — монтмориллонитовые глины — бентониты.

К переходным породам относятся туффиты и туфогенные породы. *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%. Образуются они в водных бассейнах и на суше.

Сцементированные 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 вторичного происхождения (изменение вулканогенных и обломочных компонентов).

Туфогенные породы представляют собой осадочные образования — глинистые и песчаные, содержащие небольшую примесь (20—30, иногда до 50%) вулканогенного материала (обломки вулканического стекла, эффузивных пород и минералов). Обломочные частицы окатаны, вулканогенные — угловаты. Текстуры и струк-

туры — нормальные осадочные, обычна слоистость, часто содержатся органические остатки. Макроскопически не всегда удается установить принадлежность пород к этому типу. В таких случаях необходимо микроскопическое изучение в шлифах.

Породы, переходные между обломочными и карбонатными и углистыми, будут описаны в соответствующих главах.

Глинистые породы

К глинистым относятся различные глины, аргиллиты, глинистые сланцы и некоторые другие породы. 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 пластичностью: 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 глин используется в керамической промышленности.

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 происхождению можно подразделить на породы обломочные и химические, по обстановкам осадконакопления — на морские, лагунные, дельтовые, озерные, речные, водноледниковые и элювиальные (коры выветривания). По минеральному составу различают каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые и полиминеральные глины (рис. 73). Встречаются также хлоритовые и палыгорскитовые глины, однако значение их невелико по сравнению с другими минеральными типами.

Гранулометрия глинистых пород. Глинистые породы полидисперсны. Они состоят из частиц разного размера, среди которых частицы диаметром $<0{,}005$ мм составляют не менее 30—50%. Обычно в глинах присутствуют также алевритовые и песчаные частицы, последние обычно в небольших количествах.

О гранулометрии глинистых пород в прямом смысле слова можно говорить только применительно к глинам. Аргиллиты и глинистые сланцы — сцементированные и метаморфизованные породы, и определение их гранулометрического состава обычными методами невозможно.

Степень дисперсности глин определяется, главным образом, их минеральным составом и условиями образования. Наиболее

дисперсными являются монтмориллонитовые глины, преимущественно морские глубоководные, а из каолинитовых глин — так называемые вторичные каолины — каолинитовые глины или гидрослюдисто-каолинитовые глины, осажденные из тонкой взвеси в вод-

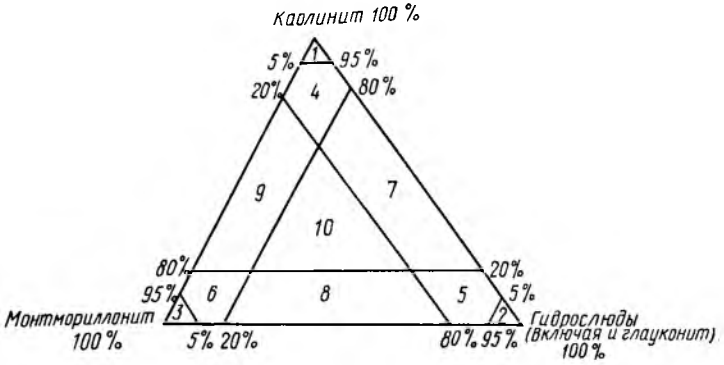


Рис. 73. Классификация глинистых пород:

мономинеральные: *1* — каолинитовые; *2* — гидрослюдистые; *3* — монтмориллонитовые, переходные; *4* — гидрослюдисто-каолинитовые; *5* — каолинито-гидрослюдистые; *6* — гидрослюдисто-монтмориллонитовые, полиминеральные; *7* — монтмориллонито-гидрослюдисто-каолинитовые; *8* — каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые; *9* — гидрослюдисто-каолинит-монтмориллонитовые; *10* — глины смешанного состава, где содержание каждого компонента более 20%

ных бассейнах. Тонкодисперсными также являются глины коллоидного происхождения. По степени дисперсности различаются тонкодисперсные, грубодисперсные глины и глины с существенной примесью алевритовых или песчаных частиц.

Наиболее плохо отсортированы аллювиальные и делювиальные глины, которые часто содержат значительную примесь песчаных частиц и даже обломки горных пород.

Гранулометрический состав наиболее распространенных типов глин приведен в табл. 31.

Состав, структуры и текстуры глинистых пород. Главными в глинистых породах являются глинистые минералы группы каолинита, гидрослюд, монтмориллонита и смешанно-слойные образования, обнаруженные в последнее время во многих глинах и глинистых породах. Наряду с глинистыми минералами важными компонентами некоторых глин являются также хлориты, минералы группы палыгорскита и сепиолита, окислы и гидроокислы алюминия (гидраргиллит), а также глауконит и опал.

Второстепенные минералы представлены кварцем, халцедоном, слюдами, полевыми шпатами. В виде новообразований в порах 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. 35 и 36).

Таблица 31. Гранулометрический состав некоторых глинистых пород, %

Породы	Фракции, мм					
	>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Глина каолинитовая (первичный каолин). Веселые Терны, УССР . .	0,20	11,80	20,10	40,10	7,50	20,30
Глина каолинитовая, палеоген. С. Саксагань, УССР	0,20	3,90	7,80	37,90	37,60	12,60
Глина гидрослюдисто-каолинитовая, неоген. Часов Яр, УССР	—	0,89	0,50	0,8	22,14	75,64
Глина карбонатная (морская), палеоген. УССР	0,12	2,91	13,05	46,73	14,41	25,93
Глина гидрослюдистая, синяя, кембрийская (морская)	—	—	12,01	10,26	31,51	46,32
Глина монтмориллонитовая. Огланлы (по Викуловой)	0,01	0,03	1,88	1,00	26,66	70,42
Глина полиминеральная бурая, делювий. Киевская область	2,05	4,09	9,98	42,73	9,66	31,49
Красная глубоководная глина. Тихий океан (глубина 4580 м). Близ берегов Чили	—	0,85	5,92	5,75	60,41	27,07

Структуры глинистых пород пелитовые, алевро-пелитовые, псаммо-пелитовые. В зависимости от расположения и формы частиц, а также по ряду других признаков различают 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 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 переотложения коры выветривания, а также осадочных пород

Таблица 32. Химический состав наиболее распространенных глинистых пород

Породы	Окислы											
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	SO_3
Аргиллит, C_2. Донбасс . . .	52,96	0,46	23,18	5,74	—	1,47	1,84	0,27	2,90	3,52	7,14	—
Глина каолинитовая. Новоселицкое месторождение УССР (с гидраргиллитом)	32,34	—	47,55	0,67	—	—	—	—	—	19,30	(п. п. п.)	—
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 каолинитовая, первичный каолин. Урал, Полетаево	69,88	0,33	20,12	1,02	—	0,50	0,56	0,02	1,20	0,36	6,48	—
Глина каолинитовая, вторичный каолин. Кыштым (Петров, 1947)	55,78	0,55	29,27	1,65	—	0,34	1,20	0,37		1,10	10,98	0,47
Глина монтмориллонитовая. Аскана, Грузия	53,50	0,15	25,12	3,96	—	2,16	5,22	2,16	0,83	7,26	(п. п. п.)	—
Глина полиминеральная. 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	(п. п. п.)	

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-нонтронитовые продукты выветривания на эффузивных и ультраосновных породах.

Возможен и иной способ образования глинистых минералов — путем одновременного осаждения в водоемах суши и морях коллоидов глинозема и кремнезема и адсорбции ими из растворов катионов. Глины коллоидного генезиса отличаются тонким размером частиц и раковистым изломом.

Фациальные типы глинистых пород. В зависимости от обстановки осадконакопления выделяют несколько типов глинистых пород.

Морские глины. Глинистые осадки в современных морях (и осадки морей древних) распространены на шельфе ниже зоны действия волн и течений, а также в заливах и бухтах. Залегают они в виде линз и пластов небольшой мощности и характеризуются обычно не очень хорошей сортировкой, содержат примеси алевритового и песчаного материала.

Таблица 33. Минеральный состав некоторых глинистых пород (в процентах)

Породы	Кварц	Слюды	Хлориты	Каолинит	Гидрослюда	Монтмориллонит	Карбонаты	Окислы, гидроокислы Fe	$C_{орг}$	Прочие
Аргиллит, C_2. Донбасс	23,46	24,58	сл.	32,16	сл.	—	4,45	6,47	0,70	4,13[1]
Глина гидрослюдистая. Часов Яр	1—2	–	—	30—35	65—70	—	сл.	сл.	сл.	сл.
Глина каолинитовая. Новоселицы УССР	1,0	—	—	60—70	—	—	—	—	—	1—0[2]
Глина гидрослюдистая. Косулино	5,0	сл.	—	10,00	85,00	—	—	сл.	—	сл.
Первичный каолин. Полетаево. Урал	44,50	—	—	28,50	25,40	—	—	—	—	1,60
Глина каолинитовая. Қыштым, Урал	37,00	—	—	48,00	12,00	—	—	—	—	3,00
Красная глубоководная глина Тихого океана, ст. 655	0,1—2	сл.	10,00	сл.	20,00	60,00	—	>5,00	сл.	3,0

[1] Содержание полевых шпатов около 4,50%.
[2] В глине присутствуют 25—30% гидраргиллита.

По минеральному составу морские глины довольно разнообразны. Среди них имеются гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые с хлоритом и смешанно-слойными минералами, реже встречаются каолинитовые или глины, в которых каолинит присутствует в значительном количестве. Органические остатки представлены раковинами и скелетами морских животных, водорослей и растительным детритом, снесенным с суши.

Значительно чаще, во всяком случае в современный период, глинистые осадки встречаются в глубоководных впадинах и на континентальном склоне. Они характеризуются большей дисперсностью и лучшей сортировкой, чем глины шельфа, часто содержат остатки диатомей, радиолярий или фораминифер. В их составе преобладают гидрослюды, монтмориллониты, смешанно-слойные минералы и значительно реже встречается каолинит.

Особый род глины представляет собой полигенная красная глубоководная глина ложа океана на глубинах 4000—6000 м. Красная глина тонкодисперсна, имеет сложный минеральный состав. Она состоит из гидрослюды, смешанно-слойного минерала типа гидрослюда — монтмориллонит, хлорита, монтмориллонита. Коричневая или буровато-красная окраска ее обусловлена наличием окислов и гидроокислов железа. В красной глубоководной глине Тихого океана много цеолитов (филлипсит и др.) и железо-марганцевых конкреций. Органические остатки представлены редкими радиоляриями и костями позвоночных.

Лагунные глины. В засоленных лагунах глины встречаются в виде пластов небольшой мощности, переслаивающихся с карбонатными породами, гипсами и солями. Органические остатки, как правило, отсутствуют. Окраска глин пестрая, красная, реже серая. Глины постоянно содержат включения аутигенных минералов — карбонатов, сульфатов, солей. По минеральному составу это гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины, реже встречаются палыгорскитовые или сепиолитовые.

В опресненных лагунах накапливаются глины иного характера. Обычно они значительно более тонкодисперсные, гидрослюдисто-каолинитовые с примесью хлорита и монтмориллонита или чисто каолинитовые. Как правило, такие глины содержат растительный детрит и пресноводную или солоноватоводную фауну.

Озерные глины. В озерах аридного климата распространены пестрые и красные глины, грубодисперсные гидрослюдисто-монтмориллонитовые или палыгорскитовые. Глины залегают в виде линз и пластов небольшой мощности, содержат ряд аутигенных новообразований — карбонатов, сульфатов и других минералов. Органические остатки, как правило, отсутствуют.

В озерах и озерах-болотах избыточно влажных областей гумидного климата развиты преимущественно гидрослюдисто-каолинитовые и каолинитовые глины. Окраска их белая, серая до темно-серой, содержат массу растительных остатков и иногда стяжения карбонатов и сульфидов железа.

Ледниковые глины. Этот тип глин встречается в моренных

отложениях, иногда целиком слагают морену. Обычно их называют валунными глинами из-за плохой сортировки материала, присутствия ледниковых валунов, гальки, дресвы, песка. Цвет глин красный или красно-бурый. Чаще всего это не настоящие глины, а суглинки и супеси с массой грубообломочного материала. По минеральному составу ледниковые глины гидрослюдистые, гидрослюдисто-хлоритовые.

Органические остатки отсутствуют.

Особо следует упомянуть о так называемых ленточных глинах — отложениях ледниковых озер. По существу это суглинки и супеси. Название их сохранилось по традиции.

Делювиально-пролювиальные глины. Делювиальные глины наиболее разнообразны по гранулометрическому, минеральному составам и окраске. Обычно они содержат значительную примесь алевритовых и песчаных частиц и даже обломков горных пород. Окраска глин бурая, коричневая, желтовато-бурая в связи с присутствием окислов и гидроокислов железа.

Делювиальные и пролювиальные глины залегают в виде изменчивых и непостоянных по протяжению линз, пластов, прослоек, часто слоисты. Встречаются повсеместно на склонах речных долин, балок, холмов и возвышенностей. По минеральному составу полиминеральны. Кроме глинистых минералов, присутствуют многие неглинистые минералы. Они содержат иногда растительный детрит и остатки наземной фауны.

Аллювиальные глины. В речных отложениях глинистые породы приурочены к поймам и дельтам. Залегают они в виде линз и маломощных и невыдержанных пластов. Глинистые осадки образуются во время паводков, когда речные воды несут массу тонкой взвеси. Глинистые пласты переслаиваются с алевритовыми и песчаными. Дисперсность аллювиальных глин невысокая, сортировка неудовлетворительная. Обычно они содержат растительный детрит, иногда остатки пресноводной фауны.

Минеральный состав глин разнообразный и непостоянный и зависит от источников сноса. В реках гумидных областей довольно часто встречаются каолинитовые глины.

Элювиальные глины (коры выветривания). Элювиальные глины залегают в виде тел неправильной формы, расположенных пятнами, образуют сплошной покров или линейно вытянутые полосы, карманообразные залежи. Мощность залежей от одного до десятков метров. По внешнему виду и текстуре это пористые, землистые массы, иногда рыхлые или слабо связанные, с преимущественно пестрой окраской. Минеральный состав глин определяется составом материнских пород, климатом и ландшафтом местности. Среди них известны почти все минеральные типы глин.

Минеральные типы глинистых пород. Среди глин выделяются каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые и некоторые другие типы[1].

[1] Палыгорскитовые, хлоритовые, но встречаются они довольно редко и не имеют существенного значения.

Каолинитовые глины. К группе каолинитовых глин относятся первичные (хемогенные) и вторичные (обломочного генезиса) каолины. Первичные каолины развиты в коре выветривания кристаллических пород. По составу это главным образом каолинитовые породы. Второстепенными минералами являются гидрослюды, 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 песчаные глины или 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 обнаруживаются песчинки кварца.

Вторичные каолины 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 больше 30% (иногда до 95%) глинистых частиц ($d<0{,}005$ мм), пластичность более высокая, чем у первичных каолинов.

В минералогическом составе вторичных каолинов преобладает каолинит, имеются небольшие примеси гидрослюды, иногда галлуазита и пылеватого кварца, очень часта примесь органического углистого вещества и сульфидов железа. В ряде вторичных каолинов имеется значительная примесь гидраргиллита. Гидраргиллит может быть обломочного происхождения (попал в глину в результате перемыва латеритной коры выветривания) и может образоваться 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, поступившего из различных источников, образуются каолинитовые глины, содержащие много примесей, и глины переходного состава, например каолинит-гидрослюдистые.

Каолинитовые глины обладают высокой огнеупорностью: температура плавления многих глин выше 1700° С, температура спекания 1300—1400° С.

Месторождения первичного каолина известны на Украине (Глуховецкое, Просяное), на Урале, в Западной Сибири, на Даль-

нем Востоке и в других местах. Месторождения вторичных каолинов — в палеогеновых отложениях Украины (Новосильцевское, Кировоградское и др.), на Урале, в Средней Европе.

Каолинитовые глины — ценное полезное ископаемое. Они применяются для изготовления огнеупорного кирпича — шамота, фарфора, фаянса, 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.

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), образуются вторичные гидрослюдистые глины.

К гидрослюдистым глинам относятся и глауконитовые глины, так как глауконит в кристаллохимическом отношении представляет собой типичную гидрослюду. Однако генезис их иной. Глауконит — типичный диагенетический минерал, возникающий при диагенезе морских осадков.

Главные породообразующие минералы в гидрослюдистых глинах — гидрослюды. Второстепенные минералы представлены каолинитом, реже монтмориллонитом, смешанно-слойными образованиями и некоторыми другими. Гидрослюдистые глины часто содержат значительное количество обломочных примесей: кварца, полевых шпатов, слюд и др., а также различные аутигенные новообразования (например, карбонаты, сульфиды). Многие вторичные гидрослюдистые глины содержат примесь или обогащены органическим веществом.

В химическом отношении они отличаются от каолинов повышенным содержанием щелочей. Макроскопически гидрослюдистые глины представляют собой пористые, более или менее плотные породы серого, темно-серого, белого, буровато-серого, зеленого и пестрых тонов, имеют землистое сложение, однородные или слоистые. Абсорбционная 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, морские (шельфовые) и лагунные отложения. Месторождения их известны в Сибири, Средней Азии, на Урале, Украине, в Подмосковном бассейне и других районах. 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 имеют синяя кембрийская глина окрестностей Ленинграда, многие ледниковые глины, большинство четвертичных глин европейской части СССР, глауконитовые глины, обнаруженные 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 применение в цементной промышленности, глауконитовые — для изготовления зеленой краски.

Монтмориллонитовые глины. Ранее их называли сукновальными, так как они применялись для обезжиривания шерсти, а также отбеливающими глинами или фулеровыми землями. В настоящее время их называют *бентонитами* и *флоридинами*. Ряд глин получил названия по наиболее известным месторождениям, например гумбрин — по месторождению Гумбри в Грузии.

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 — гидрослюды, различные смешанно-слойные 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 разбухать в воде и высокой адсорбционной способностью. Эти свойства глин обусловлены строением их кристаллической решетки: слои решетки могут раздвигаться, а промежутки между ними заполняться водой и катионами.

Месторождения монтмориллонитовых глин известны у с. Гумбри и Аскани в Грузии, вблизи г. Нальчик на Северном Кавказе (флоридины), в меловых породах Крыма (кил), в палеогеновых

и неогеновых отложениях Средней Азии, Азербайджана, Прикарпатья и Закарпатья (бентониты).

Монтмориллонитовые глины (главным образом флоридины) применяются в пищевой промышленности для очистки масел, жиров, соков. Особенно много глин потребляет нефтяная промышленность. Обработанные кислотами бентониты становятся хорошими адсорбентами и используются для очистки нефтепродуктов. Бентониты применяются в качестве формовочных глин, для приготовления буровых промывочных растворов, в мыловаренной промышленности и в парфюмерии.

Полиминеральные глины. Образуются в том случае, когда осадочная дифференциация вещества проходит недостаточно совершенно и при смешении 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.

Главные породообразующие минералы полиминеральных глин — каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, кварц, слюды. Обычно в них одновременно присутствует два-три глинистых минерала и довольно часто встречаются смешанно-слойные образования. Второстепенные минералы — глауконит, хлориты и ряд акцессориев. 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. От наличия песчаной и алевритовой примеси и минерального состава зависит степень пластичности глин: мало примесей — высокая пластичность, много примесей — низкая.

Полиминеральные глины широко распространены в четвертичных континентальных осадках, покрывают огромные пространства равнин европейской части СССР, Западной Сибири, Средней Европы. 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. Размокают некоторые типы аргиллитов: последнее связано с их минералогическим составом (наличие разбухающих минералов). Пористость аргиллитов невысокая: от 10—12 до 1—2%. По минеральному составу они весьма разнообразны. Наиболее распространены 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 удлиненных чешуек глинистых минералов и слюд, обусловливающее одновременное угасание их в шлифе при скрещенных николях микроскопа. Помимо глинистых минералов, в аргиллитах всегда присутствуют кварц, слюды, полевые шпаты, иногда хлорит, глауконит, карбонаты, опал, халцедон, окислы железа и целый ряд акцессорных 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 высокометаморфизованного 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). 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 от темно-серого до черного цвета, состоящие из гидрослюды, серицита, хлорита, кварца, карбонатов и обогащенные углистым веществом.

Кровельные сланцы — плотные сланцеватые породы серого, зеленовато-серого, буровато-серого цвета, близкие по минеральному составу к аспидным и глинистым. 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, перпендикулярной направлению стресса) и кливажа разрыва. Аспидные и филлитоподобные сланцы встречаются в нижнем и среднем структурных ярусах геосинклиналей.

В ряду глинистых пород от глин к аргиллитам и глинистым сланцам закономерно изменяются физические свойства — плотность растет от 2,50 до 2,80, а пористость уменьшается от 75 до 2%, что связано главным образом с давлением вышележащих пород и частично с цементацией (см. подробно во второй главе).

По данным Н. Риека и др. (1974), при начальной пористости глин у поверхности Земли, равной 50—70%, на глубине 6600 м она уменьшается до 7%. По Вассоевичу (1969), при 50% на поверхности — на глубине 5000 м до 5%. Пористость современных озерных и морских илов может достигать 90%. Однако проницаемость глинистых пород ничтожна — от $1{,}0 \cdot 10^{-9}$ до $2{,}5 \cdot 10^{-9}$ миллидарси. Ничтожная проницаемость глинистых пород обусловлена очень малыми размерами пор.

Глава VI

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 латеритными, осадочными и 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 (пелециподы, гастроподы, гониатиты и др.) нередко встречаются и в пластах бокситов.

Классификация глиноземистых пород основана на генетическом, минералогическом и текстурно-структурных признаках (табл. 34).

Породообразующие минералы в бокситах — гидраргиллит, бёмит, диаспор, лимонит, гетит, гидрогетит, гидрогематит, каолинит. В метаморфизованных разностях встречается гематит и корунд. Второстепенные минералы — кварц, опал, халцедон, аллофан, галлуазит, хлориты, минералы окиси титана, сидерит, пирит и некоторые другие (табл. 35, 36).

Таблица 34. Классификация глиноземистых пород

Генезис	Минеральный состав		
	гидраргиллитовые, главным образом мезокайнозойские и современные	бемит-диаспоровые, главным образом палеозойские	корунд-диаспоровые, разные по возрасту, обычно древние
Хемогенные:			
а) коры выветривания — остаточные б) коры выветривания — метасоматические в) сульфидного выветривания	Латериты Индии, Гвинеи и др., современные Бокситы Арканзаса по нефелиновым сиенитам и др. Бокситы Тульской области и др., обогащенные гиббситом каолины УССР	Бокситы древних кор выветривания, например, подкарбоновые КМА и др.	
Обломочные:			
а) склоновые — делювиально-пролювиальные	Продукты перемыва древних латеритных кор выветривания с обломочной структурой (некоторые залежи бокситов Арканзаса)	Продукты перемыва древних кор выветривания латеритного типа с обломочной структурой	
б) аллювиальные — долинные	Продукты перемыва древних латеритных кор выветривания с обломочной структурой, а также оолитовые, бобовые и др.	Продукты перемыва древних латеритных кор выветривания с обломочной структурой, а также оолитовые, бобовые и др., например Тихвинские (карбон)	
в) котловинные, в основном озерные и озерно-болотные	То же, часто с растительными остатками и прослойками угля	То же, часто с растительными остатками и прослойками угля, например Североонежские (карбон)	
г) карстовых депрессий известняков	Бобовые, оолитовые, афанитовые, яшмовидные, обломочные, например Тургайские (мел)	Бобовые, оолитовые, яшмовидные, афанитовые, обломочные, например Североуральские (девон)	
Метаморфизованные			Наждаки и корундовые породы Южного Урала, Салаира и других областей

Таблица 35. Химический состав некоторых глиноземистых пород (в процентах)

Породы	Окислы										
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	$Na_2O + K_2O$	п. п. п.
Плитняково-яшмовидный 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
Каменистый боксит. Урал, Соколовское месторождение (Швецов, 1958)	12,06	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, Бразилия	14,10	4,12	32,74	27,90	1,86	—	Следы	0,10	—	—	18,78

Текстуры и структуры бокситов землистые, обычно пористые и кавернозные, оолитовые, бобовые, конкреционные, афанитовые и различные обломочные от конгломератовидных и брекчиевидных до мелкозернистых псаммитовых. По внешнему виду и окраске они весьма разнообразны: красные, красно-бурые, бурые, реже белые, серые, зеленовато-серые и пестрые. Бокситы иногда напоминают латериты, в других случаях подобны аргиллитам, яшмам, железным рудам и не обладают пластичностью.

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 (на примере 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 красно-бурого цвета.

2. Нижележащая зона обогащения — пятнистая, сложена преимущественно гидраргиллитом с примесью гидроокислов железа.

Таблица 36. Минеральный состав глиноземистых пород

Породы	Минералы						
	кварц	гель, SiO_2 и TiO_2	гематит	гидраргиллит	диаспор	шамозит	прочие
Плитняково-яшмовидный боксит. Северный Урал, Красная Шапочка (Швецов, 1958)	0,3	8,8	25,3	—	60,5	3,2	1,9
Оолитовый боксит. Северный Урал, Красная Шапочка (Швецов, 1958)	0,5	8,0	26,3	—	66,8	2,8	1,0
Каменистый боксит. Урал, Соколовское месторождение (Швецов, 1958)	0,5	15,7	30,7	30,6	—	17,4	5,1
Рыхлый боксит. Урал, Соколовское месторождение (Швецов, 1958)	0,1	7,6	40,1	46,0	—	2,8	3,4
Латеритная кора выветривания базальтов. Бразилия	0,90	6,21[1]	7,58 + + 19,62 гетита	35,78	—	—	28,81[2]

[1] Каолинит, метагаллуазит, ферригаллуазит.
[2] Опал и халцедон — 0,16%, ильменит — 3,86% и лейкоксен — 2%.

3. Зона первичного разложения, сложенная главным образом каолинитом, вверху с примесью кремнезема (кремнисто-каолинитовая).

4. Каолинизированные кристаллические породы.

5. Неизмененные кристаллические породы.

Латеритная кора выветривания образуется при интенсивном промывании почвы дождевыми водами; в результате из профиля выносятся кремнезем и большинство катионов. На месте остаются наименее подвижные соединения. Возможно, что в этом процессе принимают участие микроорганизмы.

По поводу происхождения бокситов существует несколько гипотез.

1. Бокситы — хемогенный осадок, образовавшийся в морских и озерных водах благодаря коагуляции и осаждению гелей глинозема.

2. Бокситы образуются в результате воздействия серной кислоты на каолинитовые 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 осаждением 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 их 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 месторождения), либо водноосадочные образования, возникшие в результате размыва и переотложения латеритной коры выветривания на склонах, в речных долинах, в озерных и морских бассейнах (Тихвинское, Североонежское месторождения).

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. Изучение их в шлифах и иммерсии является вспомогательным.

Наиболее крупные залежи бокситов в СССР обнаружены в полосе бокситовых месторождений Восточного склона Северного Урала (Красная Шапочка) девонского возраста, Тихвинские бокситы северо-западной окраины Подмосковного бассейна каменноугольного возраста, мезокайнозойские бокситы Мугоджар и Казахстана, Криворожские неоген-палеогенового возраста и др. За границей крупные месторождения бокситов известны в Югославии, Греции, Южной Франции, Северной Америке (неоген-палеогеновые бокситы Арканзаса).

Основная масса добываемых бокситов используется 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 — орштейны, орзанды, а также россыпи песков, богатые железистыми минералами. Они залегают в виде пластов, пропластков, прослоек, линз, гнезд и в виде образований неправильной формы (кора выветривания).

В основу классификации железистых пород положены генезис, минеральный состав и текстурно-структурные признаки (табл. 37). Главные минералы железистых пород — лимонит, гетит, гидрогетит, гематит, гидрогематит, лепидокрокит, магнетит, сидерит, пистомезит, сидероплезит, анкерит, тюрингит, шамозит, вивианит, керчинит, окислы и гидроокислы марганца, сульфиды железа; второстепенные — кальцит, глауконит, хлориты, глинистые минералы и терригенные примеси — кварц, полевые шпаты, слюды (табл. 38).

Текстуры и структуры железистых пород слоистые и неслоистые, землистые, оолитовые, бобовые, конкреционные, брекчиевидные, конгломератовидные, различные коллоидные и метаколлоидные, сферолитовые, радиально-лучистые, коррозионные.

По внешнему виду и окраске железистые породы весьма разнообразны: окисные и гидроокисные породы окрашены в бурые,

Таблица 37. Классификация железистых пород

Генезис	Минеральный состав			
	окислы и гидроокислы	карбонаты	силикаты	смешанного состава
Хемогенные:				
а) прибрежно-морские	Пластовые залежи бурого железняка типа Хоперских	Сидеритовые конкреции карбона, юры СССР, Англии, Франции	Шамозитовые руды типа Северо-африканских	Оолитовые гидрогетит-лептохлорит-сидеритовые типа Керченских
б) озерно-болотные	Конкреционные и бобовые руды из бурого железняка, современные озерные руды с Mn	Конкреции сидерита в карбоне и перми и в 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 шляпа сульфидных месторождений	—	—	—
е) метасоматические	Бурые железняки по хвостам пластов известняков (Донбасс и др.)	—	—	—
Обломочные:				
а) морские и речные россыпи	Магнетитовые пески, продукты перемыва кор выветривания			

Таблица 38. Химический состав железистых и марганцевых пород (в процентах)

Породы	Окислы										
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	V_2O_5	п. п. п.
Хлорито-сидеритовая руда, Аятское месторождение	11,78	0,22	7,28	26,63	24,28	1,37	2,57	1,21	0,45	0,09	23,00
Оолитовая окисная руда, Керченское месторождение	16,54	0,32	9,07	53,80	0,21	3,25	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, Чиатура, Грузия . . .	3,50	—	—	0,70	—	24,90 $+MnO_2$ — 60,60%	3,04	—	0,52	—	5,53
Карбонатная руда, Чиатура, Грузия	2—35	—	2—9	3—6	—	9—40	10—30	1—2	0,3—0,4	—	20,38
Железо-марганцевые конкреции океанского дна (по У. Меро, среднее из 34 анализов)	19,2	—	3,8	24,3	—	31,7 (MnO_2)	4,1 ($CaCO_3$)	2,7 ($MgCO_3$)	0,3 $Ca_3(PO_4)_2$	—	H_2O 13,0 нерастворимый в HCl остаток 26,8

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 и обломочных минералов, содержащих железо (пироксены, амфиболы, слюды, гранаты, магнетит, ильменит), концентрации которых в мелководной 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 сублитораль) образуются бурожелезняковые окисные руды. В лагунно-заливных условиях в восстановительной среде возникают хлоритовые и сидеритовые руды.

Значительно разнообразнее 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 (олигоценовые руды Приаралья). Месторождения железных руд: Керченское в палеоген-неогеновых отложениях, Хоперское в меловых, Халиловское, Приаральская группа месторождений в олигоценовых, Тульские и Липецкие руды карбона Подмосковного бассейна, месторождения Эльзаса и Лотарингии, Северной Африки и др.

Марганцевые породы

Состав, структура и классификация марганцевых руд. 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 хемобиогенные и хемогенные разности и по минеральному составу — окисные и карбонатные (табл. 39).

Таблица 39. Классификация марганцевых пород

Генезис	Минеральный состав	
	окисный (окислы и гидроокислы марганца)	карбонатный
I. *Хемогенные или хемобиогенные:*		
а) прибрежно-морские, образовавшиеся в спокойных водных условиях и окислительной обстановке	Пластовые скопления среди кремнистых пород	—
б) то же, но образовавшиеся в восстановительной обстановке	—	Марганцовистые известняки и карбонатные руды марганца
в) прибрежно-морские, образовавшиеся в условиях волнений и течений (окислительная среда)	Пластовые и линзовидные скопления марганца среди обломочных пород	
г) озерно-болотные	Железо-марганцевые образования главным образом современных болот и озер Севера	
д) глубоководные морские	Современные конкреции ложа океана	
II. *Хемогенные:*		
а) коры выветривания	Руды коры выветривания	

Главные минералы марганцевых пород — окислы и гидроокислы марганца — манганит, пиролюзит, псиломелан, или вад, и др.; карбонаты марганца — манганокальцит, родохрозит и др.[1] Кроме минералов марганца в виде второстепенной составной части присутствуют глауконит, опал, халцедон, окислы и гидроокислы железа, глинистые минералы, кальцит, анкерит, сидерит и терригенные примеси.

В кремнистых и кремнисто-глинистых породах (опоковидных), сопровождающих марганцевые руды, нередко встречаются остатки

[1] В конкрециях дна океана встречаются также тодорокит и бернессит.

кремневых организмов (спикулы губок, диатомеи, радиолярии), в самих рудах иногда находят остатки усоногих 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 микрозернистые, часто тонкослоистые.

Соединения марганца широко распространены в осадочных породах, но не образуют больших концентраций (конкреции, натеки, дендриты). 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 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 свидетельствуют характер осадков, примесь терригенного материала (в том числе и песчаного), органические остатки.

Накопление марганца связано с коагуляцией 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. Для руд первого типа характерна значительная примесь карбоната кальция, для руд второго типа — повышенное содержание 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, в которых 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 неоген-палеогеновых 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. 40).

Главные породообразующие минералы фосфатных пород — соли фосфатной кислоты: гидроксилапатит, 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 алевритоглинистой размерности. Последние являются существенной составной частью желваковых фосфоритов.

Таблица 40. Классификация фосфатных пород

Генезис	Минеральный состав		
	гидроксил-апатитовые	даллитовые (подолитовые), курскитовые	коллофанитовые, штаффелитовые
Хемогенные и биохемогенные:			
а) морские глубоководного шельфа	Конкреции современных океанических осадков	Конкреционные и желваковые фосфориты терригенных и глауконито-терригенных отложений платформ	Пластовые геосинклинальные
б) лагунно-заливные	—	Выделения фосфатных минералов в цементе обломочных и карбонатных пород	
в) континентальные	Островные, карстовые, пещерные — метасоматические	Островные, карстовые, натечные — метасоматические	—
Биогенные: а) морские	Костяные брекчии, фосфатизированные органические остатки	—	—
б) озерно-речные	Костяные брекчии	—	—
в) пещерные	То же	—	—

Таблица 41. Химический состав фосфоритов (в процентах)

Породы	Окислы												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	Na_2O+K_2O	F	SO_3	п. п. п.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Фосфоритовая конкреция, кембрий Подолии (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 глауконито-глинистого фосфорита, валанжин р. Вятки	12,46	0,10	3,06	2,34	2,81	0,16	37,17	0,80	23,47	1,86	2,59	1,36	9,25[1]
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[2]
Фосфоритовая конкреция из диатомового ила шельфа Юго-Западной Африки, глубина 91 м (по Батурину и др.; среднее из 7 анализов)	0,17	—	0,02 (Al)	—	0,05 (Fe)	—	33,15 (Ca)	1,02 (Mg)	32,09	—	3,02	0,73	11,50[3]

Фосфориты содержат P_2O_5 от 10 до 40% и часто обнаруживают повышенные концентрации редкоземельных и радиоактивных элементов (особенно костяные брекчии, табл. 41). Они весьма разнообразны по внешнему виду и текстурно-структурным признакам. Среди них встречаются породы белого, серого, темно-серого, черного, зеленовато-серого цвета. Они могут напоминать конгломерат, песчаник, аргиллит. 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, псевдооолитовые, сферолитовые, реликтово-органогенные, органогенные, 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 песчаники, кремень, яшму. В шлифе видно, что они состоят из комочков (псевдооолитов) почти изотропного фосфата, окруженного оболочкой из поляризующего свет фосфата. Эти комочки 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.

Костяные брекчии — породы желто-серого, желто-бурого цвета, довольно пористые с сравнительно небольшой плотностью, состоят главным образом из позвонков рыб, реже других костей (черепа, челюсти), 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.

Происхождение и распространение фосфоритов. Существует несколько гипотез происхождения фосфоритов.

Рассмотрим две из них.

1. *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 наблю-

дается в местах массовой гибели организмов — при встрече теплых и холодных течений.

2. *Гипотеза Казакова.* Поверхностные воды морей и океанов бедны P_2O_5 (5—10 мг/м^3). С глубиной содержание его заметно повышается, достигая на глубине 500 м 300 мг/м^3. Одновременно падает температура воды, а давление увеличивается. Все это приводит к возрастанию парциального давления CO_2 (на глубине 500 м оно равно 122,6 • 10 Па). Высокое парциальное давление CO_2 препятствует осаждению карбонатов и фосфатов. При подъеме вод на шельфе (глубина 50—250 м) парциальное давление углекислоты 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 их 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 четыре-пять раз выше, чем в морской воде (до 1000—1200 мг/м^3).

Наиболее крупные месторождения пластовых фосфоритов известны в кембрии Казахстана, 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, в меловых и палеоген-неогеновых отложениях Поволжья, Актюбинской области и др.

Месторождения костяных брекчий известны также в неоген-палеогеновых отложениях окрестностей г. Змиева Харьковской области (из костей рыб) и во многих пещерах (из костей млекопитающих).

Скопления костей позвоночных описаны в девонских отложениях Подолии, в пермских осадках бассейна Северной Двины, в мезозойских отложениях Монголии.

Фосфориты используются как агрономическая руда.

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 натеки, корки.

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 переотложение кремнезема (в виде комочков опала), перекристаллизация с образованием халцедона и т. п. К хемобиогенным породам относятся трепел, опоки и некоторые яшмы.

По минеральному составу выделяются опаловые, опало-халцедоновые и халцедоно-кварцевые породы (табл. 42).

Таблица 42. Классификация силицитов

Генезис	Минеральный состав		
	опаловые с примесью кристобалита	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, натеки	» Кремневые конкреции	» Лидиты, фтаниты Кремневые конкреции

Наиболее детальную петрографическую классификацию силицитов предложил Г. И. Теодорович (1948). 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 кремневых организмов, 2) из кремнезема минерального генезиса и скелетов кремневых организмов, 3) из кремнезема, замещающего скелеты известковых организмов, 4) смешанного состава.

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, глауконит, хлориты, сульфиды железа и терригенные примеси. Силициты обычно содержат органическое вещество: углистое и битуминозное.

Породообразующие организмы кремнистых пород представлены диатомовыми водорослями, радиоляриями и губками. Некоторые сведения о химическом и минеральном составе силицитов приведены в табл. 43 и 44.

Кремнистые породы химического происхождния — 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, 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 являются Камчатка и Исландия. Воды горячих источников и гейзеров часто насыщены и перенасыщены кремнеземом. На большой глубине в условиях высокой температуры и повышенного давления кремнезем находится в растворе. Когда вода выбрасывается на поверхность Земли, давление и температура изменяются и кремнезем выпадает в осадок.

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. Поверхность их обычно белая из-за присыпки из вмещающей породы и процессов 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. Конкреции 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 ей черный цвет, встречаются сульфиды железа, некоторые глинистые минералы и терригенные примеси.

Кремневые конкреции 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, в каменноугольных известняках Подмосковья и 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, взаимо-

Таблица 43. Химический состав некоторых силицитов (в процентах)

Породы	Окислы									
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	$Na_2O + K_2O$	P_2O_5	п. п. п.
Диатомит, Р. Ульяновская обл.	85,26	0,22	4,40	2,03	—	1,40	0,50	0,21	0,16	5,15
Радиолярит, Калимантан (по Швецову)	94,90	0,10	2,31	1,19	—	0,30	0,30	0,50	сл.	1,35
Спонголит, $Р_3$. Грузия	88,02	—	3,72	2,08	—	1,53	0,54	—	—	3,84
Трепел, $К_2$. Донбасс	82,72	—	7,40	2,70	—	0,96	0,29	—	—	6,00
Опока, турон. Калужская обл.	88,92	0,16	4,28	2,03	0,05	0,41	0,44	0,34	0,17	3,12[1]
Яшма, девон. Южный Урал, Орск	63,55	—	7,40	11,45	7,73	8,38	0,28	—	—	0,63
Кремневая конкреция, турон. Краматорск	96,88	—	0,44	1,00	—	0,36	0,20	0,03	—	1,01
Гейзерит, Камчатка (по Устиновой)	91,63	0,02	1,34	0,04	—	1,33	0,03	—	0,02	10,26
Опоковидная глина, $Р_3$. Харьковская обл.	75,67	0,50	9,74	5,56	—	1,50	0,47	2,67	—	3,35
Кремнистый мергель. Донбасс	42,32	—	3,60	2,68	—	27,60	0,58	—	1,60	22,40

[1] FeO — 0,50%.

отношения 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 яшмах весьма редко. Кроме основных породообразующих минералов, в яшмах 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). Воз-

Таблица 44. Минеральный состав некоторых силицитов (в процентах)

Породы	Минералы									
	кварц	полевой шпат	слюда и хлорит	глауконит	опал	глинистые минералы (кроме глауконита)	халцедон	карбонаты	фосфат	прочие
Трепел, K_2. Донбасс, Амвросиевка	6,0	0,10	0,05	2,50	91,00		0,10	—	—	0,25
Кремнистый мергель, K_2. Донбасс, Амвросиевка	2,0	0,5	—	1,0	31,0		0,5	65,0	—	—
Опоковидная глина P_3^{ch}. Харьковская область . .	41,75	14,08	1,38	—	29,15		Следы	—	—	0,25

можно, что яшмы, содержащие органические остатки, образовались хемобиогенным путем. Яшмы, лишенные органических остатков, возникли при 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.

Фтаниты (синоним лидит и пробирочный камень) — породы черного или темно-серого цвета, полосчатые или однородные, часто сланцеватые (поэтому 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 (плотность 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. 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 каолин и мел (плотность 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. Рентгеновским методом устанавливается кристобалит.

В небольших количествах можно встретить остатки кремневых организмов, в основном диатомовых водорослей, реже спикул кремневых губок. Вероятно, опоки и трепелы образуются из диатомитов и спонголитов, претерпевших изменения при диагенезе и особенно во время катагенеза (растворение, переотложение кремнезема и частичная раскристаллизация).

Кроме опала и кристобалита, 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 и мергелем и мелом. 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, палеогеновых и неогеновых отложениях (в Днепровско-Донецкой впадине, на окраинах Донбасса, в Поволжье).

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.

Карбонатные породы классифицируют по генезису и минеральному составу. По генезису выделяют 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. 45).

Главными породообразующими минералами в карбонатных породах являются кальцит, доломит, анкерит, железисто-магнезиальные карбонаты, в молодых (четвертичных — неогеновых) отложениях — арагонит и высокомагнезиальный кальцит. Оба они неустойчивы и переходят в кальцит, в древних породах встречаются редко (см. ниже). В породах смешанного состава важными компонентами становятся ангидрит, гипс, опал, халцедон, кварц. В некоторых карбонатных породах в заметном количестве присутствуют глауконит, органическое углистое и битуминозное вещество, сульфиды железа и иногда тяжелых металлов. Многие карбонатные породы обогащены терригенными песчано-глинистыми примесями. Глинистые минералы представлены главным образом гидрослюдами и монтмориллонитом, с доломитами ассоциируются палыгорскит и сепиолит. В виде новообразований в известняках встречаются полевые шпаты и цеолиты. Специфическими (характерными) минералами для карбонатных пород являются барит, целестин и флюорит, которые встречаются в рассеянном виде (отдельные зерна и кристаллы) и образуют конкреции.

Важнейшие породообразующие организмы карбонатных пород — простейшие (главным образом фораминиферы), мшанки, кораллы, каменистые (известковые) губки, криноидеи, моллюски, брахиоподы, цефалоподы, остракоды и различные известковые водоросли.

О химическом составе карбонатных пород некоторое представление дает табл. 46.

Структуры карбонатных пород обломочные — псефитовые, псаммитовые, алевритовые (шламмовые), органогенные (цельнораковинные и детритовые), микрозернистые с размером зерен 0,05—0,005 мм — спарит и микроспарит (американских геологов), пелитоморфные — с размером зерен менее 0,005 мм — микрит (американских геологов), кристаллически-зернистые — размер зерен более 0,05—0,1 мм, оолитовые, псевдооолитовые, пизолитовые.

Таблица 45. Классификация карбонатных пород

Генезис	Состав пород		
	кальцитовые	доломитовые	смешанные
Обломочные	Известняковые конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии, «известняковые песчаники», алевролиты	Доломитовые конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии — «доломитовые песчаники», алевролиты	Известняково-доломитовые, доломитово-известняковые конгломераты и брекчии, песчаники и алевролиты
Биогенные	Известняки рифовые: коралловые и мшанковые. Известняки-ракушечники (цельнораковинные): фораминиферовые, моллюсковые, криноидные и др. Известняки органогенно-детритовые (крупно-, средне-, 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
Хемогенные	Известняки микрозернистые и пелитоморфные, оолитовые, псевдооолитовые, пизолитовые, известковые туфы и натеки	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

Текстуры карбонатных пород слоистые (тонко- и толстослоистые), пятнистые, комковатые, оолитовые, пизолитовые, брекчиевидные, конгломератовидные и др. В перекристаллизованных известняках текстуры массивные. Формы отдельности — плитчатые, параллелепипедные, оскольчатые и др.

Известковые (кальцитовые) породы. К известковым породам относятся различные известняки (см. табл. 45).

Таблица 46. Химический состав некоторых карбонатных пород (в процентах)

Породы	Окислы										
	CaO	MgO	CO_2	нерастворимый остаток	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	SO_3	$Na_2O + K_2O$	п. п. п.
Известняк M_5 обломочный, C_2. Донбасс	53,63	1,65	43,01	0,88	—	0,26	0,20	0,05	—	—	—
Известняк M_1 фораминиферовый. Там же	46,33	0,46	39,83	13,38	5,89	2,27	4,30	—	0,57	—	—
Известняк $Д_7$ оолитовый C_1. Там же	52,25	0,86	—	6,09	4,80	0,39	0,85	0,08	—	—	41,58
Доломитовый известняк C_2. Там же	27,58	15,03	38,23	19,08	7,63	4,46	4,01	0,05	0,13	—	—
Доломит водорослевый P_1. Донбасс	30,64	20,13	—	—	1,06	0,53	0,06	—	0,15	0,19	45,62[1]
Доломит оолитовый P_1. Там же	28,00	18,70	—	—	7,16	1,67	0,47	—	0,13	0,13	42,78[2]
Мел K_2. Белгород	55,50	0,20	—	—	0,70	0,20	0,10	—	—	—	42,62
Мергель К. Новороссийск	39,32	0,75	—	—	21,32	4,14	1,61	—	0,75	—	32,62

[1] FeO — 0,96, MnO — 0,82.
[2] FeO — 0,66, MnO — 0,67.

Обломочные известняки. Они состоят из обломков карбонатных пород (интракласты), обломков литифицированных карбонатных осадков на отмелях (экстракласты или литокласты американских геологов) и обломков различных организмов. Обломки имеют разную форму и размер и несут следы механической обработки. В зависимости от формы и размера выделяют *конгломератовидные, брекчиевидные известняки, известняковые песчаники* и *алевролиты* (калькаренититы).

Обломочные известняки образуются в зоне литорали, на пляже и отмелях в результате обработки карбонатного материала волнами и прибойным потоком. Если известняки состоят из обломков раковин или скелетов, их называют *биокластическими* или *органогенно-обломочными.* Они разнообразны по свойствам и окраске. Среди них встречаются плотные и пористые, светлые и темные, часто присутствует терригенная примесь (зерна кварца, полевого шпата и др.).

Изучение обломочных известняков в шлифах показывает, что в одних породах преобладают обломки, в других — цементирующее вещество. Цементом обычно служит пелитоморфный или зернистый кальцит. Среди обломочных известняков (биокластических) часты пелециподовые, криноидные, брахиоподовые, коралловые, реже встречаются водорослевые. Многие обломочные известняки содержат обломки различных организмов.

Биогенные известняки. Биогенные известняки составляют большую часть карбонатных пород. Они состоят из остатков организмов, представленных цельными раковинами или раковинным детритом, не несущих заметных следов механической обработки. В зависимости от характера материала и типов организмов различают *известняки-ракушечники*, состоящие из целых раковин и *детритовые известняки*, состоящие из раковинного детрита. Последние весьма близки к органогенно-обломочным известнякам и отличаются от них только отсутствием заметной механической обработки раковинного детрита. Вероятно, между этими типами существуют постепенные переходы.

Чаще всего подобные известняки состоят из раковин и раковинного детрита пелеципод, гастропод, морских лилий, брахиопод или из остатков различных организмов. Раковины и детрит цементируются пелитоморфным и зернистым кальцитом. Количество цемента может изменяться в широких пределах и этот признак некоторые исследователи используют при их классификации. В детритовых известняках часты примеси терригенного материала, а в раковинах встречаются выделения сульфидов железа. Ракушечники и детритовые известняки обычно пористые, белые, желтобелые, бурые. Типичным примером являются понтические известняки-ракушечники юга европейской части СССР. Образуются они в зоне литорали, на подводном береговом склоне и в пределах мелководного шельфа.

Другим видом подобных известняков, почти целиком сложенных раковинами устриц, являются *биогермы*. Крупные тела устричных известняков известны в юре Крыма, Альп и др. К этому же типу известняков относятся *фораминиферовые известняки*, состоящие из раковин бентосных и (или) планктонных фораминифер. В современных осадках фораминиферовые пески и илы встречаются в широком диапазоне глубин — от шельфа до абиссальных равнин ложа океана (см. ниже). Древние фораминиферовые известняки образовались, вероятно, на сравнительно небольших глубинах (нумулитовые известняки палеогена, фузулиновые и швагериновые известняки карбона и перми).

Фораминиферовые известняки — довольно плотные белые и серые породы, почти нацело сложенные раковинами, скрепленными пелитоморфным и зернистым кальцитом. Стенки раковин сложены пелитоморфным кальцитом. В камерах раковин встречаются глобули пирита. Нумулитовые известняки менее плотные, напоминают мел, состоят из раковин нумулитов, скрепленных кальцитовым цементом.

Рифовые известняки сложены постройками кораллов, кораллов и мшанок, мшанок, к которым примешивается небольшое количество раковин пелеципод, гастропод, остатки морских ежей и др. Рифовые известняки (коралловые) — типичный пример биогерм — прижизненных скоплений скелетов организмов; они слагают мощные пласты, часто имеют куполообразную (штокообразную) форму тел, неслоистые. По периферии тела коралловых известняков переходят в слоистые органогенно-обломочные известняки.

Коралловые известняки состоят из зернистого, иногда волокнистого кальцита, молодые известняки часто пористые и кавернозные, древние нередко перекристаллизованные и массивные.

Коралловые (рифовые) известняки широко развиты в карбоне и перми Приуралья, Донбасса, в девоне Канады и других регионах. Гора Ай-Петри в Крыму — рифовый массив (юрские отложения).

Современные *барьерные рифы* имеют мощность сотни метров, а на атоллах постройки кораллов достигают 1000 м и еще большей мощности. Они представляют собой пласты пористых и кавернозных известняков, чередующихся с рыхлым несцементированным материалом, и сложены кораллами, остатками кораллиновых водорослей (литотамний) с примесью раковин моллюсков, иглокожих, бентосных фораминифер, зеленых водорослей халимед и др. Кораллы и халимеды состоят из арагонита, кораллиновые водоросли из высокомагнезиального кальцита, моллюски и иглокожие — из кальцита и арагонита (частично), фораминиферы — из кальцита и высокомагнезиального кальцита. Все это сцементировано высокомагнезиальным кальцитом и арагонитом.

Разрушение рифов волнами дает массу обломочного материала — обломки кораллов, водорослей, моллюсков, халимед и др., из которых сложены пляжи. Сильные штормы на рифах и атоллах взламывают коралловые постройки и образуют нагромождение крупных обломков (размера гальки и валунов) на периферии атоллов и рифов. Пески пляжей и грубый материал цементируются арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом (осаждение из морских и поровых вод) — возникают так называемые *пляжевые породы* (бич-рок) и *рифовые породы* (риф-рок).

Особый тип известняков представляют *онколитовые* и *строматолитовые известняки*. Строматолиты — продукт жизнедеятельности синезеленых водорослей (Cyanophyta). Они представлены округлыми и овальными уплощенными образованиями разного размера, часто крупные (десятки см) и сложены кальцитом, иногда высокомагнезиальным кальцитом с примесью обломочного (обычно карбонатного) материала. Онколиты отличаются от строматолитов тем, что не прикреплены к основанию и могли перекатываться во время образования. Классическим примером подобного рода пород являются известняки девона Канниг бассейна в Австралии, строматолитовые известняки протерозоя Сибири и др.

К биогенным известнякам принадлежит *белый пишущий мел* — белая сравнительно мягкая порода (в сухом состоянии твердая) с высокой пористостью (до 50%). Мел состоит более чем на

3/4 из остатков кокколитофорид и их фрагментов и мелких фораминифер (несколько процентов). В небольшом количестве встречаются другие органические остатки — раковины пелеципод, гастропод, цефалопод, брахиопод, панцири морских ежей, трубочки червей и др. В мелу имеется также пелитоморфный кальцит (микрит), который в какой-то мере играет роль цемента, возможно, хемогенного образования. При пропитывании мела водой или трансформаторным маслом в нем выявляются скрытые текстуры — ихнитовые, обусловленные массовым развитием ходов илоедов, жилистые, брекчиевидные и др.

Водорослевые известняки состоят из тел известковых водорослей (синезеленых и зеленых). Это нитевидные, трубчатые и овальные образования, сложенные пелитоморфным кальцитом. Промежутки между телами водорослей заполнены пелитоморфным и зернистым кальцитом. В палеозое широко распространены водорослевые известняки из остатков кальцифиллиума, донетцеллы и других водорослей. Водорослевые известняки — плотные серые породы, макроскопически зернистые на изломе; остатки водорослей не видны.

Копрогенные известняки сложены из овальных комочков пелитоморфного или микрозернистого кальцита, сцементированных кальцитом, иногда с примесью доломита. Аналогами таких известняков в современных осадках являются пеллетовые илы банок и лагун.

Хемогенные известняки. Они представлены микрозернистыми и пелитоморфными, оолитовыми и псевдооолитовыми разностями. Пелитоморфные известняки состоят из зерен кальцита диаметром $<0{,}005$ мм, форма зерен неправильная — лапчатая. В шлифе нормальной толщины зерна обычно лежат в несколько слоев.

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 карбонатных раковин, кварца, полевых шпатов.

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 метагенеза. 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, палеогеновых и неогеновых 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 перемыва этих толщ в условиях пляжевого мелководья.

Брекчии иногда имеют химическое происхождение — брекчии выветривания на доломитовых породах (пермь Донбасса).

Доломиты с органогенной структурой характеризуются наличием более или менее различимых 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.

Водорослевые доломиты. Они состоят из крупных караваеобразных биогерм, мелких округлых — шарообразных тел, которые почти

нацело сложены водорослями (синезелеными и зелеными, концентрирующими в своем теле карбонат магния). Тела водорослей сложены пелитоморфным доломитом. Цемента 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 кембро-силуре (Сибирская платформа).

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 в процессе 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 термического анализа. Встречаются они в толщах известняков и доломитов в виде пластообразных и неправильной формы тел небольшой мощности.

К карбонатным породам смешанного состава относятся 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 рас-

тительными остатками, чем отличаются от других карбонатных пород.

К породам, переходным между карбонатными и обломочными, 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 (табл. 47). 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 других примесей.

Существуют детально разработанные и очень дробные подразделения этих пород (см. главу 5). Однако при петрографических исследованиях, не подкрепленных химическими анализами, такими классификациями пользоваться невозможно; в табл. 47 приведена более простая классификация, более удобная для петрографических исследований. Весьма близка к ней классификация, предложенная В. И. Домиников ским (1958). В ней выделены следующие группы пород.

1. Известняк (доломит); песчаного (алевритового) материала менее 5%.

2. Известняк (доломит) песчанистый (алевритистый); песчаного (алевритового) материала 5—25%.

3. Известняк (доломит) песчаный (алевритовый); песчаного (алевритового) материала 25—50%.

4. Песчаник (алевролит) с известковым (доломитовым) цементом; песчаного (алевритового) материала более 50%.

Из всех перечисленных пород наибольшее значение имеют глинистые известняки или мергели.

Мергели — это тонкозернистые, обычно мягкие, реже твердые камнеподобные 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 образуют иногда мощные толщи, в которых чередуются с известняками, доломитами или белым пишущим мелом, реже с песчано-глинистыми породами.

Они используются для изготовления цемента. Особенно ценны так называемые цементные мергели, содержащие три четверти карбоната кальция и одну четверть глинистых примесей.

Происхождение карбонатных пород. Карбонатные породы наиболее сложны по составу и генезису. Они образуются в результате разрушения более древних известковых пород, раковин и скелетов различных организмов, деятельности растений (водоросли) и животных (простейшие, кораллы, моллюски и др.), а также в результате химического осаждения из вод озер, морей и океанов. Многие карбонатные породы не являются чистым накоплением обломочного материала или продуктов жизнедеятельности организмов, а совмещают в себе продукты механического разрушения, химического осаждения и деятельности организмов одновременно. По-разному происходит также изменение карбонатных осадков при диагенезе.

В современных морях и океанах карбонатные осадки встречаются от пляжа до абиссальных глубин ложа океана. Выделяются следующие типы осадков.

1. *Осадки пляжей и зоны литорали* — ракушечники, раковинные пески, сцементированные пляжевые пески и др.

2. *Осадки отмелей и банок, мелководных лагун* — коралловые и водорослевые пески, оолитовые пески, пеллетовые и грейпстоновые осадки, арагонитовые илы (из мельчайших иголочек арагонита).

3. *Осадки подводного берегового склона и мелководного шельфа* — ракушечники, раковинные пески, оолитовые пески, коралловые и водорослевые пески.

4. *Кораллово-водорослевые биогермы рифов и атоллов* и продукты их разрушения.

5. *Осадки глубоководного шельфа* — фораминиферовые (бентосные формы) пески и алевриты.

6. *Осадки материкового склона и возвышенностей ложа океана* — фораминиферовые, фораминиферо-птероподовые и птероподовые пески и алевриты.

7. *Осадки ложа океана* (абиссальные) — фораминиферовые (планктонные формы), фораминиферо-кокколитовые и кокколитовые илы.

Кокколитовые илы являются глубоководными осадками; однако карбонатные осадки, содержащие до 30% кокколитов, встречаются и на мелководье, на шельфе полуострова Юкатан в Карибском море, в некоторых лагунах Индийского океана.

8. *Осадки ложа океана* — биогенные турбидиты, представляющие собой фораминиферовые, фораминиферо-птероподовые пески и алевриты с градационной слоистостью, перемещенные с возвышенностей на ложе океана мутьевыми потоками. Такие осадки часто находятся ниже критической глубины для карбонатов (на глубинах свыше 5000 м).

Таким образом, на мелководье преобладают обломочные и органогенно-обломочные осадки и биогермы, на больших глубинах биогенные карбонатные осадки и только химически осажденные породы являются весьма редкими, вернее хемогенный осадок карбонатов не дает больших накоплений.

Все эти типы осадков встречаются и в ископаемом состоянии, но условия их образования в древние геологические эпохи были

не всегда тождественны современным (белый пишущий мел, фораминиферовые известняки). Хемогенные карбонатные осадки, вероятно, в палеозое и протерозое играли значительно большую роль. В результате разрушения и перемыва более древних известняков и механической обработки скелетов известняковых организмов образуются *известняки обломочные*. Обломки пород и раковин подвергаются интенсивной механической обработке в полосе прибоя, в зоне волнения и приливно-отливных течений (литораль и сублитораль), в потоках и в той или иной степени окатаны. Раковины измельчаются также илоедами. Таким путем формируется 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 продукты 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.

Таблица 47. Классификация переходных пород между карбонатными и обломочными

Содержание материала, %		Породы
карбонатного	обломочного	
До 5	>95	Глина, аргиллит, глинистый сланец, алеврит, алевролит, алевритовый сланец, песок, песчаник
5—50	95—50	Известковая глина, известковый аргиллит, известковый глинистый сланец, известковый алеврит, известковый алевролитовый сланец, известковый песок, известковый песчаник
50—95	50—5	Глинистый известняк (мергель), алевритовый известняк, песчаный известняк
>95	<5	Известняк

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.

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 — в современных морских и озерных осадках (см. часть 1, главу 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.

Механизм этого процесса следующий. 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 его 0,001 г на 100 г воды). При избытке в воде CO_2 он переходит в бикарбонат — $Ca(HCO_3)_2$ — соединение высокой растворимости. В природных водах существует подвижное равновесие:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2$$

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 комков геля $CaCO_3$ (?). 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 кальцита (зональные кристаллы, концентры оолитов и т. п.).

В отношении *происхождения доломитов* существуют самые различные точки зрения. Одни исследователи утверждают, что доломиты образуются чисто хемогенным путем (садка Ca, $Mg(CO_3)_2$ непосредственно из вод бассейна). Другие связывают их образование с концентрацией $MgCO_3$ организмами (водоросли, криноидеи). 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 NH_4CO_3). И наконец, ряд исследователей утверждают, что доломиты образуются путем частичного метасоматического замещения — $CaCO_3 \rightarrow MgCO_3$ 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.

Седиментационные доломиты широко развиты в древних (протерозой, нижний палеозой) отложениях.

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.

Физические свойства карбонатных пород. Плотность карбонатных пород определяется минеральным составом, объемная масса и пористость — характером исходного материала и диагенетическими изменениями (особенно цементацией и перекристаллизацией). Пористость большинства известняков от 2 до 40%, у мела она достигает 50%, а у мраморизованных известняков близка к нулю.

Проницаемость карбонатных пород также изменяется в широких пределах — от долей единиц до 3000 миллидарси. Энгельгардт (1964) указывает максимальную проницаемость известняка мальма (ФРГ) 10 000 миллидарси (оолитовый калькаренит).

Распространение и применение карбонатных пород. 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 таласократическим 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, на Кавказе, на Урале, в Восточной Сибири, Средней Азии.

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 Амвросиевке и Новороссийске (верхний мел).

Известняки применяются в металлургии в качестве флюса, в сахарной промышленности (для очистки сиропов), в строительном деле. Доломиты используются для изготовления огнеупоров, цемента и в качестве флюса в черной металлургии. Мел находит применение в строительном деле и вместе с мергелями является цементным сырьем.

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.

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.

Соляные породы классифицируют по генетическому и минералогическому принципам. Выделяются хемогенные лагунные и озерные образования и континентальные — почвенные. Соляные породы обломочного генезиса — очень редкое явление (гипсовые пески некоторых пустынь, табл. 48).

Главные минералы соляных пород — ангидрит, гипс, галит, сильвин, карналлит, полигалит, кизерит, лангбейнит, мирабилит, глауберит, тенардит, бишофит, астраханит, эпсомит, каинит. Второстепенные — карбонаты (сода, магнезит, доломит), минералы бора (улексит, иниоит), окислы и гидроокислы железа, сульфиды железа и других металлов, органическое вещество.

Соляные породы обычно содержат в различном количестве теригенные примеси, которые представлены главным образом глинистыми, реже алевритовыми и песчаными частицами.

Среди обломочных минералов чаще всего встречаются кварц, полевые шпаты, слюды. Глинистые минералы представлены гидрослюдами и гидрохлоритами, палыгорскитом и сепиолитом (аутигенные).

Текстуры соляных пород массивные, слоистые (тонко и грубо), сетчатые, сферолитовые, сталактитовые, узловатые, пятнистые, брекчиевидные, капельные, плойчатые. Структуры — кристаллически-зернистые (от криптокристаллических до грубозернистых), волокнистые, спутанно-волокнистые, натечные, кристаллобластические (гранобластовые, лепидобластовые, нематобластовые, порфиробластовые, пойкилобластовые), метасоматические, катакластические (брекчиевидная, сланцеватая).

Номенклатура соляных пород до настоящего времени не разработана. По нашему мнению, предложение именовать породы по названию преобладающего минерала, прибавляя окончание «ит», заслуживает одобрения, однако 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, карналлитовая порода.

О составе соляных пород некоторое представление дают табл. 49, 50. Ниже приводится краткое описание наиболее распространенных соляных пород.

Сульфатные породы. В виде тонких прослоек, пластов и линз значительной мощности встречается *ангидрит*. Он чаще всего зер-

нистый, тонкозернистый голубовато-серого, реже белого и красноватого цвета. Вблизи поверхности земли подвергается гидратации и переходит в гипс со значительным увеличением объема и изменением текстуры и структуры. При этом в слоистых ангидритах возникает мелкая складчатость — плойчатость (плойчатые текстуры и гранобластовые и гетеробластовые структуры).

Таблица 48. Классификация соляных пород

Генезис	Минеральный состав		
	сульфатные	хлоридные	смешанные
I. *Хемогенные:*			
а) лагунные	Ангидрит Гипс »	Галит с калийными солями (хлоридами)	Галит с калийными солями (хлоридами и сульфатами)
б) озерные	Гипсоносные породы	Галит	Тенардит, глауберит с галитом и мирабилитом Сода с галитом, мирабилит и др. Галит, мирабилит с минералами бора
в) континентальные выпоты, выцветы почвы и т. п.	Гипсоносные породы (гажа)	Солончаки (главный минерал галит)	Солончаки (галит, глауберит, гипс, сода, селитра)
II. *Обломочные:*			
а) континентальные пустынные	Гипсовые пески	—	—

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 (например, в глинах). Описание морфологии этих кристаллов и агрегатов приводится в учебниках минералогии.

Таблица 49. Химический состав соляных пород (в процентах)

Породы	Окислы и элементы										
	CaO	MgO	SO_3	CO_2	Cl	K_2O	Na_2O	Fe_2O_3 + Al_2O_3	SiO_2	H_2O	п. п. п.
Гипс P_1. Бахмутская котловина	32,81	0,63	46,39	—	—	—	—	0,27	0,59	19,91	
Гипсо-доломитовая порода. Восточная Сибирь, Є	31,37	7,19	28,94	15,63	0,18	—	—	0,74	5,50	12,42	
Ангидрито-доломитовая порода. Там же	39,56	3,19	47,11	8,00	—	—	—	0,44	2,22	0,56	
Ангидрит, Стебник, Р — N	36,29	—	52,23	—	2,68	0,72	1,84	1,40		0,20	4,60
Каинитовая порода. Там же	0,49	11,45	29,21	—	17,75	14,40	12,24	—	—	15,20	(нерастворимый остаток)
Глауберитовая порода, Р, Тянь-Шань	20,29	—	53,47	1,29	2,57	—	22,70	0,03	—	—	

Таблица 50. Минеральный состав соляных пород (в процентах)

Породы	Минералы									
	галит	сильвин	гипс	ангидрит	полигалит	каинит	пикромерит	глауберит	кальцит	прочие
Гипс P_1. Бахмутская котловина.	—	—	98,00	—	—	—	—	—	1,14	0,86
Ангидрит, Р — N, Стебник	3,57	1,22	—	89,00	—	—	—	—	Следы	6,20
Каменная соль. Там же	95,80	1,40	—	1,50	—	—	—	—	—	1,70
Сильвинитовая порода. Там же	23,62	75,30	—	0,75	—	—	—	—	—	—
Каинитовая порода. Там же	23,00	0,71	—	—	6,02	62,10	8,17	—	—	—
Глауберитовая порода, Р, Тянь-Шань	5,47	—	3,50	—	—	—	—	88,35	2,38	0,03

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 сернокислых 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 — результат изменения условий осаждения (сезонные слои), кристаллически-зернистую структуру, часто крупно- и грубозернистую. 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—50%) и сильвина (50—75%), 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 (полигалит, кизерит, лангбейнит, карналлит).

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 гипс.

Помимо мономинеральных и олигомиктовых соляных пород, состоящих почти нацело из одного (каменная соль) или двух мине-

ралов (сильвиновая, карналлитовая), встречаются полиминеральные породы. Так, например, в Прикарпатских соляных месторождениях неоген-палеогенового возраста описана так называемая твердая соль, состоящая из сильвина, каинита, полигалита, кизерита, галита и некоторых других минералов.

Происхождение и распространение соляных пород. Образование солей происходит в прибрежно-морских, лагунных 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, компенсируемой 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. А. А. Иванов (1960) 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, вверху карналлит замещен сильвином — 20—10 м.
6. Покровная каменная соль —1—70 м.

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 (Штасфуртское месторождение, Прикарпатское и др.). Залежи солей типа Штасфуртских 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_3^{-2} осажден в виде сульфата кальция). Месторождения, лишенные калийных солей, возникли в лагунах, постоянно сообщавшихся с морем; ста-

дия лагуны, полностью изолированной от моря, здесь отсутствовала.

Лабораторные опыты по выпариванию морской воды впервые провел итальянец Я. Узильо. В результате этих опытов выяснилось, что при испарении морской воды вначале выпадают окислы железа и карбонаты (когда объем воды уменьшился примерно на половину), затем выпадают сульфаты кальция; NaCl и другие легко растворимые соли выпадают, когда объем раствора достигает 0,1 первоначального.

Исследования Я. Г. Вант-Гоффа и И. С. 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).

Условия и последовательность выпадения солей из морской воды нормального состава при различных температурах были изображены в виде диаграммы Вант-Гоффом. Из диаграммы следует, что первым выпадает гипс, затем каменная соль с гипсом, ангидритом и полигалитом. Далее следует осаждение кизерита, каменной соли, каинита, 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 экзгаляции, 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 дна бассейна перекрывается новыми осадками, 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, палеогена и неогена.

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 отложениях палеогена и неогена Прикарпатья, Средней Азии, Ирана, Франции.

Месторождения каменной соли имеются 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 неогеновых и палеогеновых 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 палеогеновых и неогеновых отложениях Прикарпатья. За границей наиболее крупные месторождения расположены в ФРГ (Штасфуртское) и США (в основном пермского возраста).

Гипс (сырой — природный) используется в качестве поделок, полуобожженный гипс — для получения отливок, слепков и моделей, в хирургии, в бумажном производстве, строительный гипс — 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.

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 магний. Сульфат натрия широко применяется в стекольной, химической и других отраслях промышленности.

Глава VIII

Каустобиолиты

К каустобиолитам относятся торф, сапропель, горючие сланцы, ископаемые угли, нефть, твердые 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, ископаемые угли

Торф. Представляет собой скопление растительных остатков разной степени разложенности 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, Полесье, Колхида (СССР), побережье Атлантического океана вблизи Флориды, Индонезия (некоторые области) и др. Применяется как местный вид топлива.

Сапропель. Это ил, содержащий большое количество органического вещества (синоним гиттия). Основная масса его состоит из тонкого и грубого детрита водорослей, различных животных (микроорганизмы, насекомые) 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 веществ и содержащая углерода до 60—70%.

Сапропель образуется в болотах и озерах при захоронении на дне водорослей, животного планктона и других организмов и разложении 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 жженой резины. Органическое вещество из сланцев извлекается сухой перегонкой. В них содержится угле-

рода 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. Горючие сланцы применяются как минеральное топливо.

Ископаемые угли. По генезису делятся на 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. 51).

Таблица 51. Классификация ископаемых углей (по Жемчужникову)

Группы	Классы	Примеры	Группы	Классы	Примеры
I. Гумолиты	1. Гумиты	Однородные Полосчатые	II. Сапропелиты	3. Гумито-сапропелиты	Кеннель (споровые) Кеннель-богхед
	2. Липтобиолиты	Споровые Кутикуловые Смоляные Коровые		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, плотность изменяется от 1,1 до 1,7, твердость 1—3 по шкале Маоса. В составе гумусовых углей различают несколько ингредиентов.

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 *ксиленофюзене, ксиловитренофюзене и витренофюзене.*

Витрен — блестящий со стеклянным блеском и раковистым изломом, твердый и хрупкий ингредиент, состоящий из бесструктурного или со следами клеточной структуры гелефицированного вещества.

Кларен — блестящий ингредиент, состоящий из гелефицированной массы с небольшим количеством включений форменных элементов: спор, кутикулы, смоляных телец, различно измененных остатков растительных тканей.

Дюрен — 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 кларено 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.

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, легко извлекаемые едкой щелочью или другими реактивами. Среди бурых углей следует упомянуть особые разновидности: лигнит и землистый уголь.

Лигнит — 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.

Аттрит — тонкая смесь мелко раздробленных гелефицированных и фюзенизированных и других микрокомпонентов.

Каменные угли — темно-серого до черного цвета, в различной степени блестящие, 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. 52).

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).

Таблица 52. Состав и свойства каустобиолитов

Породы*	Плотность, г/см³	Влага, %	Зола, %	Сера, %	Фосфор, %	Элементарный состав безводной и беззольной массы, %				Летучие вещества V^r, %	Теплотворная способность, ккал
						C	H	N	O+S		
Антрацит. Донбасс, Боково, пласт K_5	1,61	3,11	9,45	2,33	0,06	92,97	1,78	1,00	4,29	3,12	9 231
Тощий уголь. Донбасс, Краснодон, пл. K_2^1	1,44	0,54	6,14	2,91	—	92,96	4,01	0,98	2,05	11,95	8 783
Коксовый уголь. Донбасс. Донецк, пл. m_3	1,39	0,83	5,74	2,88	—	90,76	4,70	1,31	3,23	23,60	8 728
Длиннопламенный уголь. Донбасс. Алмазная, пл. K_3	1,41	5,98	9,09	2,17	0,004	79,53	5,10	1,07	14,29	44,26	7 797
Подмосковный бурый уголь. Богхед	—	14,30	7,17	1—4,5	—	—	—	—	—	60—80	4900 6 000
Бурый уголь. Украина. Екатеринпольское месторождение	1,30	22,22	7,86	0,30	—	72,31	6,19	0,46	21,04	от 60 до 64%	7 422
Лигнит. Украина, Вышгородское месторождение	Лабораторная проба	16,06	15,71	2,21	—	69,33	5,64	0,97	24,06	75,93	6 255
Нефть. Грозный, Кавказ	0,8506	—	—	0,32	—	86,42	12,62	Нет	0,68	—	10 500

* Современная промышленная классификация углей в СССР содержит такие марки:
Д — длиннопламенные $V^r > 37\%$.
Г — газовые → V^r — 35% и более.
Ж — жирные → V^r — 27—35%.
К — коксовые → V^r — 18—27%.
ОС — отощенные спекающиеся V^r — 14—22%.
Т — тощие V^r — 9—17%.
ПА — полуантрациты $V^r < 9\%$.
А — антрациты → $V^r < 2\%$.

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. Они сложены стойкими компонентами древесной растительности, пропитанными воскоподобными или смолистыми веществами: оболочки спор, кутикула, пробковая ткань и смоляные тельца — продукты 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 (*рабдописситы, пирописситы*). Липтобиолиты отличаются от гумусовых углей высоким выходом летучих (до 70—90%) и повышенным содержанием водорода.

Сапропелиты. К сапропелитам относятся *богхеды, кеннельбогхеды* и *сапроколлиты.* Это матовые угли массивного сложения с раковистым изломом светло-коричневого, серо-черного и желтобурого цвета, вязкие. Они так же, как и горючие сланцы, загораются от спички и при горении издают запах жженой 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 разновидности 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 различия 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).

В ассоциации с угольными пластами часто встречаются породы, переходные между углистыми и обломочными: различные углистые глины, аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты, пески, песчаники и т. п. (табл. 54).

Согласно современным представлениям в процессе образования угля можно различать три последовательные стадии.

Первая стадия — накопление органического вещества и превращение его в торф. В эпохи углеобразования на земной поверхности существовали обширные заболоченные прибрежно-морские и аллю-

Таблица 53. Элементарный состав каустобиолитов (в процентах на органическую массу)

Название	C	H	N	O
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	Менее 1

виальные равнины, покрытые лесом. Поколения растений гибли и накапливались в болотах на месте роста растений (*автохтонно*) 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.

Таблица 54. Классификация пород, переходных между обломочными и углистыми

Содержание компонентов, %		Породы
углистого	обломочного	
До 5	>95	Глина, аргиллит, глинистый сланец, алеврит, алевролит, алевролитовый сланец, песок, песчаник
5—50	95—50	Углистая глина, углистый аргиллит, углистый глинистый сланец, углистый алеврит, углистый алевролит, углистый алевролитовый сланец, углистый песок, углистый песчаник
50—75	50—25	Уголь глинистый, уголь песчаный, уголь алевритовый
>75	<25	Уголь

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 стратисферу, 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). Торф превращался в бурый уголь. На этом процесс образования углей во многих случаях заканчивался (карбоновые бурые угли Подмосковья, третичные бурые угли Украины). Чтобы образовались каменные угли, необходим более сильный преобразующий фактор.

Третья стадия — переход бурого угля в каменный уголь и антрацит. Преобразующим фактором являются 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 $1013{,}25 \cdot 10^5$—$3039{,}75 \cdot 10^5$ Па. Некоторую роль играют 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 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 компонентов. 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 углеобразования: каменноугольно-пермская — 40% запасов углей земного шара, юрская — 14% запасов углей, палеоген-неогеновая — 28%, меловая — 16%.

Если проанализировать 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: североамериканский, западноевропейский и восточноевропейский.

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 палеогене и неогене существовал экваториальный широтный пояс угленакопления — от северной части Южной Америки через Африку и Юго-Восточную Азию — и северный пояс — от западной части Северной Америки через Северную Европу, Урал и далее до берегов Тихого океана.

Наиболее крупные угольные бассейны мира, расположенные 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 палеоген-неогенового возраста.

Угли представляют собой ценнейшее полезное ископаемое. Они применяются как топливо, при выплавке металлов и служат сырьем для химической промышленности.

Нефть, твердые битумы, горючие газы

Нефть. Это 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., а также O_2, S и N-содержащих соединений.

Парафиновые нефти светлые и легкие, *нафтеновые* — темные и тяжелые, *ароматические* содержат много асфальтенов, 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, нафтено-метано-ароматические, нафтено-ароматические* и *ароматические.*

Плотность нефти изменяется от 0,75 до 1,016. Обычно она плавает на воде, редко тонет в воде. Нефть — оптически активная жидкость — 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, алевритах, алевролитах, известняках и других пористых или трещиноватых породах. Обычно эти породы морского происхождения, лагунно-заливные или дельтовые. Принято различать нефтематеринские породы и свиты, где она обра-

зуется, 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 соляные купола, брахиантиклинальные складки, флексуры, ископаемые рифовые массивы, а также чередование в разрезе проницаемых и непроницаемых, пористых и непористых пород.

В месторождениях нефти всегда происходит расслоение компонентов по плотности: 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 четвертичной. 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. *Космическая 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 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.

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—1971) воскрешают гипотезу неорганического происхождения нефти. Они утверждают, 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 предполага-

ют, что нефть образуется в результате массовой гибели животных, например рыб или простейших. Разложение тел рыб в морских илах дает начало углеводородам.

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 образовывались 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 наиболее полно отражены в *осадочно-миграционной теории образования нефти и газа,* развиваемой Н. Б. Вассоевичем (1967, 1976) и получившей широкое признание как у нас в стране, так и за границей.

Исходным веществом для образования нефти является рассеянное органическое вещество (РОВ) осадков, главным образом планктоногенного (и бактериального) происхождения, в значительно меньшей степени гумусовое из остатков высшей растительности. Опыты показали, что из морского планктона (также из бактерий) путем перегонки можно получить большинство углеводородов, входящих в состав нефти, а в самой нефти обнаружены соединения, унаследованные от живого вещества — порфирины, н-алканы и др.

Организмы, отмирая, падают на дно и захороняются в морских осадках. Морские осадки, содержащие органическое вещество, перекрываются новыми порциями осадков, начинается разложение органического вещества при непременном участии бактерий, расходуется весь кислород и создается восстановительная среда. Уже в этот период из липидов и липоидов организмов происходит образование углеводородов, преимущественно газообразных (метан) и частично жидких, зарождение микронефти. Постепенное нарастание толщи покрывающих осадков и погружение приводят к повышению температуры и давления. При повышенной температуре (60—160°С) в стадию катагенеза осуществляется мягкий термолиз и (или) термокатализ захороненного органического вещества и продолжается его изменение — образуются углеводороды газообразные и жидкие (протонефть или микронефть). Этап катагенеза, при котором происходит наиболее энергичное образование микронефти, Н. Б. Вассоевич назвал главной фазой нефтеобразования (Мк 1 и Мк 2 мезокатагенеза). В дальнейшем благодаря давлению и уплотнению, отжиму воды осуществляется миграция микронефти

в коллекторы — образование ее концентраций. Миграции способствует возникновение системы пары воды — углеводороды, при повышенной температуре обладающие большой подвижностью.

Нефть встречается в тех же отложениях, что и ископаемые угли. Широко распространена она в отложениях палеогена и неогена, юры и перми; известна нефть каменноугольного периода, девонская, силурийская и кембрийская.

На земном шаре можно выделить следующие нефтеносные площади: Малоазиатский узел, где сосредоточено более $^2/_3$ нефти земного шара (Иран, Ирак, Кувейт, Саудовская Аравия), юго-западные штаты США, Калифорния, Аляска (в том числе морские месторождения), Северное море, Южная Америка (Уругвай, Парагвай, Аргентина, Венесуэла), Индонезия, Австралия (морские месторождения).

В Советском Союзе нефтяные месторождения известны на Кавказе — Апшеронский полуостров и морские месторождения Каспия, Грозненский и Майкопский районы, на территории между Волгой и Уралом (Второе Баку), Украине — Прикарпатье, Полтава, Миргород, Шебелинка (газовые месторождения) и др. В последнее десятилетие нефть и газ обнаружены на полуострове Мангышлак и в Западной Сибири. Западная Сибирь в настоящее время стала основной нефтегазоносной провинцией Советского Союза.

Нефть — ценнейшее полезное ископаемое. Из нее получают бензин, керосин и многие другие продукты, без которых немыслима 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. Продуктами первой стадии окисления нефти являются 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, Челекен).

Асфальт — порода почти черного цвета, твердая и вязкая. Плотность 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). Отличаются от других битумов более высоким содержанием углерода и нерастворимостью в органических растворителях.

Горючие газы. Различают газы, связанные с угольными месторождениями и состоящие 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. Кроме метана, они содержат в различной пропорции азот, углекислоту, иногда сероводород, довольно часто гелий, аргон и другие благородные газы (от следов до нескольких процентов).

По количеству 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 Прикарпатье (Дашава), северо-восточной Украине (Шебелинка), Саратовском Поволжье, Бухаре, Западной Сибири.

Горючие газы используются как топливо и как сырье для получения самых различных синтетических материалов: пластмассы, искусственного волокна и др.

* *
*

Выше были описаны наиболее распространенные типы осадочных пород и по возможности приведены конкретные данные об их минеральном и химическом составе. Помимо охарактеризованных типов пород, некоторые исследователи выделяют еще дополнительные — медистые, цеолитовые, серные и другие горные породы. Что же они представляют собой? Действительно ли это породы самостоятельные?

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). Окись меди обычно составляет доли процента.

Цеолитовые породы чаще 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 мы имеем дело не с самостоятельными медистыми, цеолитовыми и серными породами, а с соответствующими обломочными, карбонатными и другими породами, содержащими тот или иной минерал. Поэтому нет необходимости выделять их в особые типы.

Часть 3

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 зависят также 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 толщи 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 толщи осадочных пород. На платформах размах погружений незначителен 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. 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 единицу подразделения разреза по вещественному составу, например пласт глины, песка, песчаника, известняка. Образование пластов связано с колебательными движениями земной коры, с перемещением береговой линии бассейнов, изменением базиса эрозии.

Слоистость — текстурный признак пластов. Образуется она под воздействием течений, волнения, изменения состава и интенсивности приноса обломочного материала, периодического осаждения вещества из водных растворов, жизнедеятельности организмов и т. д. Иногда пласт может состоять из одного слоя (стабильность условий осадконакопления в течение некоторого периода времени). В таком случае он эквивалентен слою.

Колебательные движения служат 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.

Глава IX.

Фации и палеография

Фации

В настоящее время понятие о фациях широко используется в геологических науках применительно к геологическим телам осадочного, метаморфического и магматического происхождения.

Одни ученые считают, что фация — это обстановка осадконакопления, т. е. физико-географические условия, в которых образовались осадки, другие полагают, что это особенности осадков или пород, указывающие на способ их образования. По мнению третьих — это сами осадки или породы с их характерными, отличительными признаками, показывающими, в каких условиях они возникли. Эти различия в определении понятия фация, вероятно, связаны с различным подходом к объекту исследования, определяемым целью исследования.

Большинство ученых вкладывает генетический смысл в определение фации. Фация — это облик, вид (лицо) осадка или породы,

определяемый литологическими, палеонтологическими и другими особенностями. Некоторые ученые, вкладывая генетическое содержание в понятие фация, в то же время считают возможным называть фациями лишь тела, выделяемые как участки площадной изменчивости в одновозрастных (синхронных) отложениях при сравнении их с другими фациями, сменяющими друг друга на площади (Грессли, 1836—1838 и др.). С этим нельзя согласиться, так как нет абстрактных осадков или пород, образовавшихся вне каких-либо конкретных физико-географических условий. Каждый осадок или порода, залегающие друг над другом в вертикальном ряду, представляют собой определенные фации в своем горизонтальном ряду одновозрастных отложений.

Учитывая сказанное, мы предлагаем такое определение фации: *фация — это обстановка осадконакопления, современная или древняя, овеществленная в осадке или породе,* т. е. не вообще обстановка осадконакопления, а только такая, которая проявила себя в настоящее время или в прошлом (оставила след) образованием осадка и затем породы.

Обстановку осадконакопления можно характеризовать с точки зрения динамики среды, физико-химических условий среды, условий существования организмов, а также физико-географических условий (климата, ландшафта и места данной обстановки в ландшафте суши или на дне моря). Ее 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.

Изучая какие-либо осадки или породы, палеонтолог уделяет большое внимание изучению органических остатков и дает им полную биологическую характеристику. Но он не может не осветить при этом и другие характерные черты фаций: вещественный состав и 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. д.

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 фаций, а на основе последней топографической и климатической характеристики условий осадконакопления.

Осадки и породы помимо того, что они образовались в конкретных физико-географических условиях, представляют собой скопление того или иного минерального вещества, возникновение и существование которого определяются физико-химическими условиями среды осадконакопления и породообразования. Следовательно, осадки и породы одновременно являются фациями в обычном, из-

ложенном выше смысле (геологические тела) и минеральными фациями — парагенезами минералов, возникших в строго определенных условиях во время осадконакопления или при преобразовании осадков в породы и изменении горных пород. Таким образом минеральные фации могут быть первичными (фации гипергенеза и седиментогенеза) и вторичными (фации диагенеза, катагенеза и метагенеза).

Для определения осадочных фаций, т. е. фаций в обычном смысле слова, образовавшихся в определенных физико-географических условиях среды, наибольшее значение имеет изучение состава, структуры, текстуры и органических остатков. Основным критерием для определения минеральных фаций являются парагенезы аутигенных минералов, возникающие на разных стадиях образования осадков и породы.

Осадочные фации всегда являются фациями седиментогенеза, минеральные фации могут быть фациями гипергенеза, седиментогенеза — диагенеза, катагенеза и метагенеза.

Для характеристики осадочных фаций имеют значение следующие факты: наличие 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.

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 сублиторали, 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 соленостью, близкой к нормальной (морской); лагунные и лагунно-заливные с притоком пресных вод — опресненные или фации эстуарий и лиманов; фации дельт.

В группе *континентальных фаций* различают аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, элювиальные, озерные (пресные озера), соленых озер, болотные и озерно-болотные, ледниковые и флювио-гляциальные, эоловые.

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 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. 74). Для примера рассмотрим некоторые типы фаций.

Фации аллювия. Среди них интерес представляют *русловые* или *пристрежневые фации* равнинных рек, обычно образованные

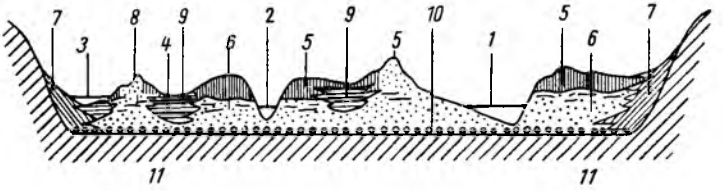


Рис. 74. Схема строения аллювия поймы (по Николаеву): *1* — русло; *2* — протока; *3* — притеррасная речка; *4* — заболоченная старица; *5* — пойменный аллювий; *6* — русловой аллювий; *7* — аллювиально-делювиальные отложения; *8* — взбугренные пески прируслового вала; *9* — старичный аллювий; *10* — галечник руслового аллювия; *11* — коренные породы

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 полосное — в виде неправильных узких лент, вытянутых на значительное расстояние.

Фации прирусловых отмелей равнинных рек представлены мелко- и тонкозернистыми песками с диагональной слоистостью иного типа — так называемой перекрестной слоистостью — чередованием серий косых слоев, наклоненных в разные стороны. Контакты между сериями четкие. Мощность прирусловых песков от нескольких до десятков метров. Распространение также полосное.

В отложениях русла и прирусловых валов захороняются стволы деревьев.

Фации поймы равнинных рек сложены 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 на отложениях поймы формируется почва, поселяется растительность. Поэтому осадки поймы всегда содержат мелкий растительный детрит. Распространение осадков поймы полосное. 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 отложе-

ния карбонатных осадков — пресноводного мергеля (пористого глинисто-карбонатного осадка с пресноводной фауной). В заболоченных водоемах поймы присходнт отложение торфа и сапропеля.

Характерный признак аллювиальных фаций — наличие растительного детрита почти во всех типах осадков, иногда присутствие пресноводной и наземной фауны (пелеципод, гастропод, а также позвоночных).

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) озерные 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.

Аллювиальные фации равнинных рек отличаются следующими характерными признаками:

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 диагональной 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 полосное (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, как самостоятельные типы выделяются также и высокогорные (?) болота. Каждая группа отличается от другой размером, режимом питания и типом растительности.

Для болотных отложений характерны: 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 — витренизация 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 сопутствующие им 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 палеоген-неогеновых отложениях Дальнего Востока. Аллювиальные фации известны также в девоне Русской платформы, в неогене Кавказа и Закавказья и др.

Фации переходного типа от континентальных к морским. Среди них наибольший интерес представляют фации дельт. Фации дельт — сложный комплекс морских, лагунных и континентальных отложений. В дельтах отлагается значительная часть наносов, переносимых реками (до 50%), в результате чего море в устье реки мелеет и затем осушается — образуется надводная или субаэральная часть дельты, рассеченная на участки речными протоками. Осадки надводной дельты подстилаются отложениями подводной дельты — авандельты, которая широкой полосой окаймляет надводную дельту со стороны моря, и весь этот комплекс, как правило, залегает на морских осадках.

Классическим примером дельтовых отложений могут служить отложения дельты р. Волги. Отложения субаэральной дельты представлены осадками слабопроточных заливов — култуков и озер-ильменей. По гранулометрическому составу это главным образом суглинистые и глинистые осадки, обогащенные органическим веществом, иногда с сульфидами и карбонатами железа. Осадки речных протоков — русловых и прирусловых валов — образованы более или менее хорошо отсортированными алевритами, мелкозернистым и иногда крупнозернистыми песками с тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью. В пониженных участках дельты характерен более тонкозернистый и глинистый материал. Вдоль морского края дельты располагаются соленые озера, в которых идет отложение хлоридов и сульфатов.

Авандельта сложена осадками, выносимыми протоками. Это преимущественно глинистые алевриты и мелкозернистые пески с остатками пресноводных и морских моллюсков.

Описанный комплекс осадков подстилается морскими отложениями — алевритовыми, песчаными и песчано-ракушечниковыми.

Часто среди дельтовых отложений встречаются осадки болот (плавни Дуная, Бенгальская дельта и др.).

Прибрежно-морские литоральные фации. В приливно-отливной зоне и зоне сгонно-нагонных изменений уровня бесприливных морей образуются обычно терригенные и терригенно-органогенные осадки (ракушечник, раковинный детрит). Рельеф суши и гидродинамика бассейна определяют характер осадков. На приглубых берегах с расчлененным рельефом суши накапливаются валунно-галечниковые и галечниковые отложения, на отмелых берегах при равнинном рельефе суши возникают широкие песчаные пляжи, на широких отмелях, где волны растрачивают всю свою энергию вдали от берега, накапливаются илистые осадки, переслаивающиеся с тонким алевритом (действие приливов и отливов), со следами животных, отпечатками капель дождя, трещинами высыхания и т. п. Характерными осадками подобного типа являются отложения ваттов и маршей (Северное, Балтийское моря и др.).

Во внутренних бесприливных морях широко распространена фация песчаного пляжа. Она характеризуется следующими особенностями:

1. Преобладанием мелкозернистых хорошо отсортированных кварцевых песков с примесью гравия, раковин и раковинного детрита. В аридных зонах отмечается преобладание раковинного песка.

2. Уменьшением размера зерен и улучшением сортировки осадка от уреза воды как в сторону суши, так и в сторону моря.

3. Концентрацией тяжелых минералов, главным образом в штормовом валу, верхней и подводной части пляжа.

4. Диагональной слоистостью пляжевого типа и характерными пляжевыми текстурами (знаки ряби, заплеска, желобов стока).

5. Присутствием органических остатков и следов жизнедеятельности организмов с закономерной ориентировкой (удлиненные раковины располагаются параллельно береговой линии бассейна).

Отложения пляжей слагают довольно широкие полосы аккумулятивных террас, кос и других аккумулятивных форм. В сторону суши они переходят в эоловые пески и отложения болот, в сторону моря — в мелкопесчаные и алевритовые осадки волнового поля. Эта фация известна и в ископаемом состоянии в палеоген-неогеновых отложениях Украины (полтавский ярус) и в других местах.

Морские мелководные (шельфовые) фации. Осадки морей и океанов на глубинах от первых десятков метров до 200—400 м называют мелководными, *шельфовыми* или *неритовыми*. Они весьма разнообразны по составу и происхождению и пользуются широким распространением среди современных и древних отложений. Неритовая область неоднородна по условиям осадконакопления. В верхней части ее еще действуют на дно волны и приливно-отливные течения, нижняя часть находится в более спокойных условиях. Мелководная область гуще заселена животными и растениями, чем глубоководная.

В пределах шельфа выделяются разнообразные фации: фации песков и алевритов волнового поля, мелкозернистых и хорошо отсортированных, фации более крупнозернистых песков области те-

чений, иногда галечников, в местах развития сильных донных течений и фации каменистого дна, где осадки почти отсутствуют. На больших глубинах (свыше нескольких десятков метров) располагаются алеврито-глинистые и глинистые илы.

Наряду с терригенными отложениями широко развиты органогенные и органогенно-обломочные — различные ракушечники, раковинные пески, состоящие из обломков раковин моллюсков, бентосных фораминифер, известковых водорослей и кораллов. Терригенные и органогенные осадки часто бывают обогащены органическим веществом и костями позвоночных (рыбы и др.). Иногда осадки обогащены глауконитом, встречаются настоящие глауконитовые пески и фосфоритовые конкреции.

В местах подъема глубинных холодных вод (шельф Юго-Западной Африки, Южной Америки в Тихом океане) широко развит диатомовый планктон, а осадки обогащены панцирями диатомей (терригенно-диатомовые илы).

Обилие органического вещества приводит к сероводородному заражению осадков и придонных вод.

На мелководье образуются также оолитовые и водорослевые осадки, а в тропической зоне широко развиты кораллово-водорослевые биогермы рифов и атоллов.

Батиальные фации. К батиальной области морей и океанов относятся материковый склон, возвышенности ложа океана и котловины окраинных и внутренних морей. Рельеф этой области сложный, часто расчлененный, глубины от 200—500 до 3000—3500 м. В пределах батиальной области развиты следующие типы осадков:

1. *Терригенные*, преимущественно глинистые и алеврито-глинистые илы на материковом склоне. В областях апвеллинга и холодных течений илы обогащены панцирями диатомей и органическим веществом — диатомово-терригенные илы зеленовато-серые до черных с сульфидами железа и аутигенным глауконитом.

2. *Фораминиферовые* и *фораминиферо-птероподовые пески и алевриты* на материковом склоне и возвышенностях ложа океана, фораминиферовые и кокколитовые илы в глубоководных котловинах морей (Черное, Средиземное, Карибское, Тасманово и др.).

3. *Диатомово-терригенные и диатомовые илы* в котловинах глубоководных морей высоких широт (Берингово, Охотское, Море Скоша и др.).

Все эти осадки часто обогащены пирокластическим материалом: пемзой, вулканическим стеклом, полевыми шпатами, роговой обманкой и др. Иногда этот материал образует значительные по мощности прослои (например, вулканический песок — десятки сантиметров и более).

4. Различные *отложения мутьевых потоков — турбидиты* — представлены терригенными песками и алевритами, часто обломочным глауконитом на материковом склоне и в подводных каньонах и биогенными — фораминиферовыми, фораминиферо-кокколитовыми, фораминиферо-птероподовыми песками и алевритами на материковом склоне и его подножии.

Абиссальные фации. Абиссальная область океана расположена на глубине свыше 3 км, ее называют также *ложем океана.* Значительные пространства абиссальной области представляют собой плоские и всхолмленные равнины, разделенные срединно-океаническими хребтами, хребтами и возвышенностями иной природы, имеются также многочисленные вулканические горы. В пределах абиссальной области развиты следующие фации.

Фация фораминиферовых илов. Илы имеют белую или розовато-желтую окраску, рыхлые. Сложены они главным образом раковинами планктонных фораминифер, в небольшом количестве встречаются бентосные формы, кокколиты, радиолярии, диатомеи, спикулы губок и кости позвоночных, содержат также примеси терригенного глинистого и пирокластического материала. Содержание $CaCO_3$ достигает 95%. Фораминиферовые илы — наиболее распространенные осадки ложа океана. Например, в Атлантическом океане они покрывают около 65% площади дна и встречаются не только в тропической зоне, но и в высоких широтах (до 60° с. и ю. ш.). Нижняя граница распространения фораминиферовых илов находится на глубинах 4000—5000 м, однако имеется целый ряд исключений. Так, фораминиферовые и кокколитовые осадки с градационной слоистостью обнаружены на глубинах более 5000 м вблизи гор Маркус-Неккера в Тихом океане, на глубоководной равнине Нерес в Атлантическом океане и в других местах. Они перемещены на большие глубины мутьевыми потоками.

Фация фораминиферо-кокколитовых и кокколитовых илов. Илы белые или кремовые, рыхлые, насыщенные водой обладают плывунными свойствами —«сметанообразная» консистенция. Они сложены панцирями кокколитов, раковинами фораминифер и их фрагментами. В небольшом количестве присутствуют радиолярии, диатомеи, терригенный глинистый и вулканогенный материал. Содержание $CaCO_3$ достигает 98%. Кокколитовые илы развиты в тропической зоне океанов и в глубоководных впадинах морей низких широт на глубинах 3000—5000 м. В современных осадках океанов они довольно редки, чаще встречаются в палеогеновых и меловых осадках океана.

Фация красной глубоководной глины. Типичная коричневая глина (красной ее называют по традиции) полиминеральная, состоит из гидрослюд, монтмориллонита, хлорита, смешанно-слойных минералов. Каолинита в глине мало, и только в некоторых местах содержание его достигает десятков процентов. Глина окрашена окислами и гидроокислами железа (более 5%). По современным представлениям глина обломочного происхождения, образуется в результате эолового, частично водного приноса тонких глинистых частиц с суши.

Вторая разновидность красной глины — *коричневая цеолитная глина*, состоящая на 50—70% из монтмориллонита и на 20—30% из цеолитов (главным образом филиппсита). В небольшом количестве она содержит гидрослюды, хлориты, каолинит, пирокластический материал. Образование этой глины связывают с процессами

диагенеза — изменение вулканического стекла и превращение его в монтмориллонит и цеолиты. Скорость накопления красной глины минимальная среди осадков океана — 1 мм за 1000 лет. Это обстоятельство очень важно, так как создаются благоприятные условия для накопления пирокластического материала.

Третий тип красной глины — *палевая* (серовато-желтая), также полиминеральная. Состоит из тех же минералов, что и обычная глина, обломочного происхождения, представляет собой переходный тип между красной глубоководной глиной ложа океана и терригенными илами приконтинентальной зоны. В палевой глине иногда встречаются серые прослои, обогащенные органическим веществом (до 1%; в красной глине его среднее содержание 0,25%), сульфидами, карбонатами железа и марганца.

Красная глубоководная глина обычно содержит в небольшом количестве раковины радиолярий, панцири диатомовых водорослей, раковины фораминифер и панцири кокколитов, а также кости позвоночных (главным образом зубы акул), шарики никелистого железа космического генезиса.

К отложениям красной глины приурочены наибольшие скопления железо-марганцевых конкреций. Область ее распространения — глубины 4000—6500 м.

Диатомовый ил широко распространен в приполярных районах Южного полушария, меньше в Северном полушарии и в окраинных морях океана на глубинах 5000—6000 м, но известен и на меньших глубинах — вплоть до шельфа в областях апвеллинга. Ил состоит из панцирей диатомовых водорослей, содержит радиолярии, фораминиферы, спикулы губок и примесь терригенного и пирокластического материала. Они окрашены в желтовато-бурые с зеленым оттенком цвета и имеют характерную «творожистую» консистенцию. Среднее содержание кремнезема 35—50%, максимальное 72% (извлекаемого содовой вытяжкой). Обычный аутигенный минерал илов — пирит, содержание его иногда достигает нескольких процентов.

Радиоляриевый ил встречается в приэкваториальной зоне в Индийском и Тихом океанах, в Атлантическом океане его практически нет. Ил состоит из раковин радиолярий, панцирей диатомовых водорослей, в небольшом количестве присутствуют фораминиферы, спикулы губок, терригенный и пирокластический материал. Илы окрашены в желтовато-коричневые тона и имеют «творожистую» консистенцию. Содержание кремнезема около 30% (который извлекается содовой вытяжкой, что связано с большей устойчивостью раковинного материала). Фация радиоляриевого ила распространена на глубинах 4500—6500 м, много радиолярий встречается и в осадках глубоководных желобов.

Кроме биогенных и терригенных осадков ложа океана в пределах рифтовых долин срединно-океанических хребтов и в зонах трансокеанских разломов широко развиты фации *турбидитов* (терригенно-вулканогенных и биогенных), *эдафогенных образований* и *гидротермально-измененных* (рудоносных) *осадков.*

Раздвижение океанического дна (спрединг) и поступление новых порций вещества из мантии в виде базальтового расплава, гидротермальных растворов и газов в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов сказывается на характере и составе осадков в пределах хребтов и их флангов. То же самое наблюдается и в зонах трансокеанских разломов и отдельных действующих вулканов на дне океана.

В зонах поддвижения океанских литосферных плит под континентальные (зоны субдукции) происходит их погружение и расплавление. В процессе дифференциации расплава образуются очаги андезитовой магмы и проявляется андезитовый вулканизм, главным образом в наземных условиях. При вулканических извержениях выбрасывается масса пирокластического материала, влияющего на характер осадков периферических областей океанов и всего океанического ложа. Такая ситуация, вероятно, имела место и в геологическом прошлом.

Фация гипергенеза. В зависимости от первичного состава материнских пород, рельефа и климата можно выделить ряд фаций коры выветривания (и, вероятно, почв). На магматических породах гранитоидного типа и близких к ним гнейсах, а также на осадочных породах, богатых полевыми шпатами и слюдами, обычно развивается каолинитовая кора выветривания в умеренно-влажной зоне и саванне тропиков и латеритная[1] — в области муссонов и постоянно влажных лесов тропиков и экваториальной зоны. В профиле первой имеется горизонт, обогащенный гидрослюдой, в профиле второй — горизонт с каолинитом. Следовательно, можно говорить о *каолинитовой,* или *гидрослюдисто-каолинитовой,* и *латеритной — глиноземистой,* или *каолинито-гидраргиллитовой,* минеральных фациях гипергенеза, возникающих в кислой и окислительной среде.

На породах щелочного ряда (щелочных и нефелиновых сиенитах и др.) возникает монтмориллонитовая кора выветривания, а в условиях тропического климата — латеритная кора выветривания — *монтмориллонитовая минеральная фация* с щелочными окислительными условиями среды и *глиноземистая минеральная фация* с кислыми окислительными условиями среды.

На основных породах габброидного типа образуется каолинит-хлоритовая, а в условиях тропического климата — латеритная глиноземисто-железистая (гидраргиллит, галлуазит, гетит, гематит и др.) или железистая кора выветривания,— *каолинит-хлоритовая, глиноземисто-железистая* и *железистая минеральные фации* с кислыми до нейтральных и окислительными условиями среды.

На ультраосновных породах — перидотитах, дунитах, серпентинитах развивается нонтронитовая кора выветривания с монтмориллонитом, галлуазитом, опалом и карбонатами в нижних горизонтах и латеритная глиноземисто-железистая или железистая кора выветривания в тропическом климате — *монтмориллонит-*

[1] Иногда железистая — ферритная кора выветривания.

нонтронитовая, глиноземисто-железистая и *железистая минеральные фации* со щелочными и кислыми окислительными условиями среды.

Помимо упомянутых, Г. И. Теодорович выделяет фацию *колчеданной коры выветривания* с резко кислыми окислительными условиями среды и в ряду субаэральных геохимических фаций *фацию пустынь* (щелочные, окислительные условия) и *фацию охр* и *дерновых руд* низинных болот (кислые, окислительные условия). К этой же фации следует отнести орштейновые и орзандовые горизонты под подзолистыми почвами северной лесной зоны.

Фации седиментогенез-диагенеза, геохимические. Г. И. Теодорович (1958) выделяет ряд субаквальных геохимических фаций.

Содовая фация — резко щелочная от сильно восстановительной до окислительной. Это осадки минерализованных вод озер с содой, троной, монтмориллонитовыми глинистыми минералами и часто с цеолитами (анальцим и др.).

Известковые фации — умеренно щелочные от восстановительных до окислительных. Это карбонатные морские мелководные и глубоководные (океанические) осадки.

Фация доломитов замещения — слабощелочная восстановительная, представляет собой карбонатные (доломитовые) осадки мелководных лагун и заливов с водами повышенной минерализации.

Фация сульфидно-сидеритовая — слабокислая, восстановительная образована терригенными, преимущественно глинистыми осадками морей и заливов с высоким содержанием органического вещества.

Фация сидеритовая — слабокислая и слабощелочная, восстановительная. Это осадки и породы, аналогичные предыдущим, иногда отложения болот.

Фация лептохлоритовая — слабокислая и слабощелочная, нейтральная по Eh, представляет собой осадки мелкого моря, дельт и низовьев рек (терригенные песчано-глинистые).

Глауконитовая фация — слабокислая и слабощелочная окислительная. Это морские отложения глубоководной области шельфа и континентального склона, часто с фосфоритами.

Фация колчедано-боксито-кремнистая — слабокислая и восстановительная, образована глинистыми осадками мелководного моря и заливов, иногда болот, с высоким содержанием органического вещества, а также глубоководными кремнистыми (радиоляриевые) отложениями.

Фация галогенная — слабощелочная от восстановительной до окислительной. Это осадки лагун и озер суши с высокоминерализованной водой.

Фация окисных руд железа и марганца с кремнеземом — слабокислая, окислительная. Осадки преимущественно мелководного моря и озер с накоплением окисных и гидроокисных соединений железа и марганца.

Вероятно, следует выделить как самостоятельную *фацию железо-марганцевых конкреций океанического дна* (красная глубоко-

водная глина с монтмориллонитовыми глинистыми минералами и цеолитами), слабощелочную и окислительную.

Фация галлуазит-боксит-кремнистая — слабокислая от восстановительной до окислительной. Осадки представлены главным образом глинистыми отложениями мелководного моря и заливов, реже болот, а также некоторыми кремнистыми глубоководными образованиями.

Каолинитовая фация с органическим веществом — резкокислая от восстановительной до окислительной. Это отложения болот и торфяников — осадки, переходные от субаквальных к субаэральным.

Фации катагенеза. Фации раннего катагенеза развиты как на платформах, так и в геосинклиналях (верхний структурный ярус), и по парагенезам аутигенных минералов близки фациям седиментогенез-диагенеза, часто имеют унаследованный состав.

Фации позднего катагенеза заметно отличаются парагенезами аутигенных минералов как от менее измененных пород (фации раннего катагенеза), так и от более измененных (фации раннего метагенеза). Эти отличия хорошо прослеживаются по изменению глинистого и органического вещества, новообразованиям цеолитных и других минералов.

В пределах различных групп осадочных пород, отличающихся своим первичным минеральным составом, выделяются следующие фации:

1. Мономинеральные зернистые кварцевые породы и сопровождающие их пелиты: *фации кварцево-каолинитовая* и *кварцево-гидрослюдистая*[1].

2. Олигомиктовые зернистые породы и сопровождающие их пелиты: фация *неизмененного глинистого вещества* — гидратированного и каолинизированного обломочного биотита и фация *измененного глинистого вещества* — гидрослюдисто-хлоритовая, регенерационного кварца, гидратированного и хлоритизированного обломочного биотита.

3. Полимиктовые зернистые породы и сопровождающие их пелиты: *фация неизмененного глинистого вещества* — гидратированного и каолинизированного обломочного биотита с цеолитами (гейландит, анальцим) и *фация измененного глинистого вещества* — гидрослюдисто-хлоритовая, гидратированного и хлоритизированного обломочного биотита с цеолитами (ломонтит).

4. Вулканогенные граувакки и сопровождающие их пелиты: фация *анальцим-гейландитовая* с филлосиликатами (монтмориллонит) и фация *ломонтитовая* с гидрослюдами и хлоритом.

5. Глиноземистые породы — аллиты: *фация гидраргиллитовая*, или *каолинит-гидраргиллитовая*, и *фация гидраргиллит-бемитовая*, или *бемит-диаспоровая*.

6. Карбонатные породы: *фация неперекристаллизованных известняков и доломитов* с неизмененным глинистым веществом и

[1] Здесь и ниже первая фация отвечает этапу раннего катагенеза, вторая фация — этапу позднего катагенеза.

фация частично перекристаллизованных известняков и доломитов с измененным глинистым веществом — гидрослюдой и хлоритом.

7. Ископаемые угли: *фация бурых и длиннопламенных* (частично газовых) *углей* с неизмененным глинистым веществом и *фация спекающихся углей* (паровичных жирных, коксовых, отощенных спекающихся) с измененным глинистым веществом — гидрослюдой и хлоритом.

Фации метагенеза. Они характерны главным образом для геосинклиналей (нижний и средний структурный ярусы), где наряду с повышенными температурой и давлением (гравитационным) проявляется и воздействие стресса. Однако выделяются они и на платформах в древнейших (докембрийских) толщах фундамента. В пределах различных групп осадочных пород, отличающихся своим первичным минеральным составом, выделяются следующие фации:

1. В ряду мономинеральных зернистых кварцевых пород и сопровождающих их пелитов: *фация кварцево-гидрослюдисто-серицитовая,* иногда *кварцево-диккитовая,* и *фация кварцево-мусковитовая,* иногда *кварцево-пирофиллитовая*[1].

2. Олигомиктовые зернистые породы и сопровождающие их пелиты: *фация гидрослюдисто-серицит-хлоритовая* с реликтами измененного обломочного биотита и *фация серицит-мусковит-хлоритовая* без обломочного биотита.

3. Полимиктовые зернистые породы и сопровождающие их пелиты: *фация гидрослюдисто-серицит-хлоритовая* с реликтами измененного обломочного биотита, пренитом и пумпеллиитом и *фация серицит-мусковит-хлорит-стильпномелановая* с эпидотом и альбитом, без обломочного биотита.

4. Вулканогенные граувакки и сопровождающие их пелиты: *фация пренит-пумпеллиитовая* с хлоритом и *фация альбит-эпидотовая.*

5. Глиноземистые породы — аллиты: *фация диаспоровая* и *фация диаспор-корундовая.*

6. Карбонатные породы: *фация кристаллических известняков и доломитов* с гидрослюдой, серицитом и хлоритом и *фация мраморизованных известняков и доломитов* с мусковитом, альбитом и эпидотом.

7. Ископаемые угли: *фация тощих углей и антрацитов* с гидрослюдой и серицитом и *фация графитизированных антрацитов и ультраантрацитов* с мусковитом и парагонитом.

Минеральные фации осадочных пород в физико-химическом отношении системы неравновесные или подвижные — изменяющегося равновесия вследствие привноса и выноса вещества; изменения pH и Eh, концентрации поровых растворов. Далее всего от состояния равновесия находятся фации среднего этапа осадочного процесса — диагенеза, ближе всего — фации конечного этапа —

[1] Здесь и ниже первая фация отвечает этапу раннего метагенеза, вторая фация — этапу позднего метагенеза.

метагенеза (высокая степень преобразования вещества при повышенных температурах и давлении). По мере развития осадочного процесса фации начальных стадий сменяются фациями средних и затем конечных стадий. Минеральные фации позднего метагенеза являются связующим звеном между осадочными и метаморфическими породами. Они переходят в фации начального этапа регионального метаморфизма и частично коррелируются с мусковит-хлоритовой зоной фации зеленых сланцев (Логвиненко, 1968).

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. Перед ним стоят следующие задачи:

1. Определение характера осадка или породы: обломочные, карбонатные, соленосные, угленосные, бокситы и т. п.
2. Выяснение состава сингенетических и диагенетических минералов и конкреций.
3. Изучение текстур и структур: характера слоистости, гранулометрии, знаков волн, трещин усыхания, гиероглифов и т. п.
4. Выявление состава и характера фауны и флоры и условий их 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 пород с широким развитием колониальных кораллов в качестве породообразователей 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 палеографических реконструкций, большое значение имеют и другие исследования.

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 слойков, ориентировки удлиненных 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 влияют на гранулометрию осадков. Это общеизвестный факт, не требующий особых доказательств. При высокогорном расчлененном 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 (например, на речных перекатах, в области прибоя).

К сожалению, до настоящего времени нет точных данных о зависимости между размером частиц осадка и высотой гор. Но известно, что главную роль играет не абсолютная высота гор, а относительная — возвышение их над прилегающей местностью или уровнем речных долин, озерных котловин. Точно так же главную роль играет не общее количество осадков, а их распределение 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 количест-

вах в осадках стран с аридным или нивальным климатом и резким рельефом, где процессы химического выветривания развиты слабо. В странах с равнинным рельефом и аридным и нивальным климатом также происходит накопление неустойчивых минералов, но в несколько меньшем масштабе. 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 расчлененном рельефе в странах с гумидным климатом эти особенности осадконакопления проявляются так же, 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 илах р. Нила также обнаружено обилие свежих полевых шпатов. В современных осадках восточной пустыни Египта количество свежих полевых шпатов и ферри-магнезиальных минералов достигает 75%, в ледниковых отложениях Англии — 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 Донбасса 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; Логвиненко, 1939—1949).

Содержание в осадках неустойчивых минералов, по мнению многих исследователей, является мерой аридности или нивальности климата.

Содержание в породах устойчивых и неустойчивых минералов выражают обычно в процентах от общего состава легкой и тяжелой фракции. По предложению В. П. Казаринова и др. (1962), введен специальный коэффициент мономинеральности, который представляет собой отношение количества устойчивых компонентов породы (кварца, обломков кремнистых пород) к неустойчивым (полевые шпаты, слюды, пироксены, амфиболы). Содержание компонентов подсчитывается в шлифах или иммерсионных препаратах. Величина коэффициента мономинеральности для осадочных пород палеозоя Сибири изменяется от долей единицы до 10. Наиболее высокие значения коэффициента отмечены в породах, обломочный материал которых поступал в результате размыва коры выветривания (рис. 75).

Коэффициент мономинеральности называют также палеогеографическим, что не лишено смысла.

Однако возникает вопрос, как быть, если при образовании осадочных пород размывались исключительно мономинеральные кварцевые породы, не содержащие вообще неустойчивых минералов. Вероятно, в этом случае коэффициент мономинеральности теряет свой смысл, так как он отражает уже не условия формирования данной толщи осадочных пород, а обстановку, сложившуюся при образовании более древней толщи.

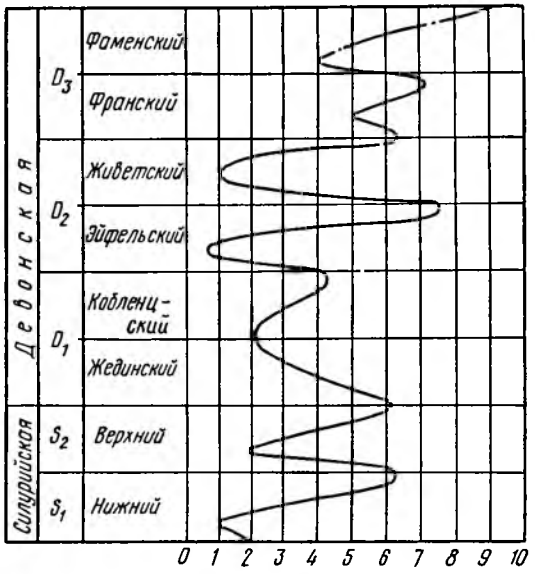


Рис. 75. График изменения коэффициента мономинеральности для среднего палеозоя (силур, девон) бассейна р. Курейки (по Казаринову)

Характер климата отражается также в сохранности или степени выветрелости минералов. В условиях аридного и нивального климата интенсивность химического выветривания низкая, следовательно, сохранность минералов хорошая (высокая), в условиях гумидного климата благодаря интенсивному химическому выветриванию сохранность минералов плохая (степень выветрелости высокая).

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. Мейке еще в конце прошлого столетия. Он изучил распространение свежих и выветрелых полевых шпатов в различных осадочных породах Англии. На основании полученных данных и учета других особенностей осадков он реконструировал климатические условия геологического прошлого.

Так, в нижнем древнем красном песчанике им были обнаружены участки с преобладанием выветрелых и свежих полевых шпатов. Преобладание свежих полевых шпатов в древнем красном песчанике Северной и Аркадской областей свидетельствует, по В. Мейке, о гляциальном и субгляциальном климате. Южная область (область озера Каледония) отличалась более мягким климатом, о чем свидетельствует большой 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.

По количеству слюды в континентальных наземных осадках судят об 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): на Кольском полуострове — кварц, гидрослюда, каолинит (мало); Южном Урале — кварц, каолинит, гидромусковит; в Крыму — монтмориллонит, иллит; Узбекистане — иллит; Индии — галлуазит, гидрогематит.

В почвах обнаружены следующие комплексы глинистых минералов: сероземы — иллит; каштановые почвы — монтмориллонит, иллит, серицит; черноземы — монтмориллонит, иллит; подзолистые почвы умеренной зоны Севера — кварц, гидрослюды, каолинит, нонтронит; подзолистые почвы субтропиков — кварц, галлуазит, нонтронит, гидрогематит; желтоземы — галлуазит, гидрогетит, гидрогематит, нонтронит, каолинит; красноземы — галлуазит, гетит, гидрогетит, гидрогематит; латериты — метагаллуазит, гиббсит; солонцы — монтмориллонит; черноземы Эритреи, Индии — монтмориллонит, серицит, галлуазит; красноземы Эритреи, Эфиопии 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 отражает 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 подвергались 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) — 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. в условиях расчлененного рельефа возможна некоторая концентрация неустойчивых или менее устойчивых минералов в осадках и осадочных породах, особенно при наличии условий «запечатывания». Влияние рельефа иногда может даже «подавить» влияние климата. Примером этого являются аркозы современных и палеоген-неогеновых 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 их влияние проявляется по отношению к глинистым минералам.

В условиях нивального климата генерируются гидрослюды, частью каолинит (в ограниченных количествах), в условиях аридного климата — монтмориллонит, иллит, серицит, хлорит.

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 гидрослюда, 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 — метагаллуазит, 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 и диагонально-слоистых пачек, ориентировке удлиненных органических остатков (растительных и животных), ориентировке гиероглифов.

Хорошо окатанные и сортированные частицы наблюдаются в морских отложениях, еще лучше отсортированы и окатаны эоловые пески; последние отличаются также матовой поверхностью частиц; аллювиальные отложения хуже отсортированы и окатаны.

О характере питающей провинции можно составить представление, изучив минеральный состав пород бассейна седиментации, распределение различных фаций (в том числе прибрежно-морских и континентальных) области седиментации, а также минералогию и петрографию древних массивов (возможных областей питания), окружающих бассейн 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, появление ориентированных текстур, возникающих на пляже (следы струек воды, следы всплеска, ориентировка гальки и т. п.).

Исследование минерального состава пород (легких породообразующих и тяжелых, или акцессорных, минералов) области седиментации дает прекрасный фактический материал для определения области сноса. 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 эпохи отложения осадков. О климате эпохи отложения осадков можно судить 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).

Наибольшее 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 древни-

ми 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.

Пример палеогеографических реконструкций. Изучение минералогии угленосной толщи Донбасса и смежных с ним территорий позволило реконструировать палеофациальную 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 протоками, то дно мелкого моря, в котором происходила терригенная и карбонатная седиментация. 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 акцессорных минералов осадочных пород среднего карбона Донбасса. Первые представлены 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 акцессорных 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 других минералов. Зерна минералов слабо окатаны, преобладают угловато-окатанные и угловатые.

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. 76, 77).

Флора среднего карбона Донбасса была влаголюбивой и теплолюбивой (хвощи, каламиты, плауновые, папоротники). В мелководном море обитали многочисленные известковые водоросли. Фауна

среднего карбона Донбасса также богата и разнообразна; в известняковых пластах встречаются массивные фораминиферы, колониальные кораллы, толстостенные брахиоподы, мшанки, криноидеи, пелециподы и другие организмы.

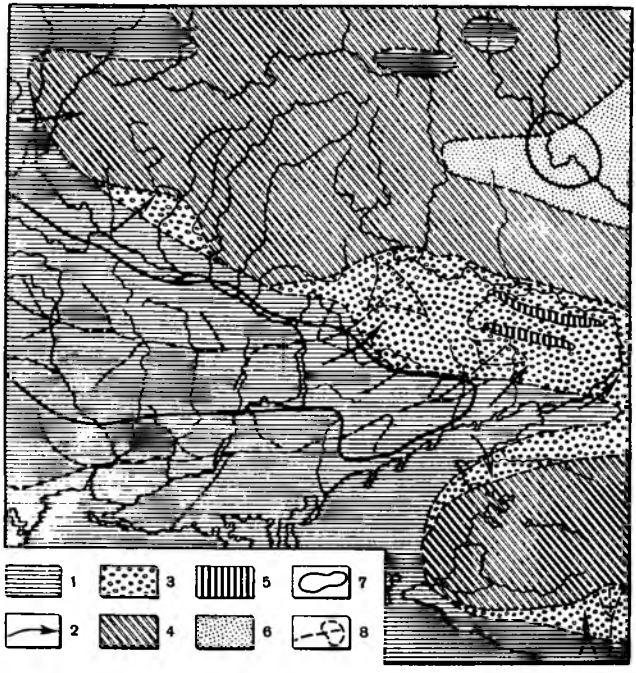


Рис. 76. Палеогеографическая обстановка на территории юга европейской части СССР в среднекаменноугольную эпоху (московский век):

1 — области размыва; *2* — направление сноса обломочного материала; *3* — чередование аллювиальных и болотных, прибрежно-морских терригенных и иногда карбонатных осадков; *4* — прибрежно-морские и морские терригенные осадки с прослоями карбонатных; *5* — отмели и острова; *6* — морские, преимущественно карбонатные осадки; *7* — контуры современных кристаллических массивов; *8* — предполагаемое направление речных артерий

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 гидраргиллита.

Приведенные данные дают основание для предположений

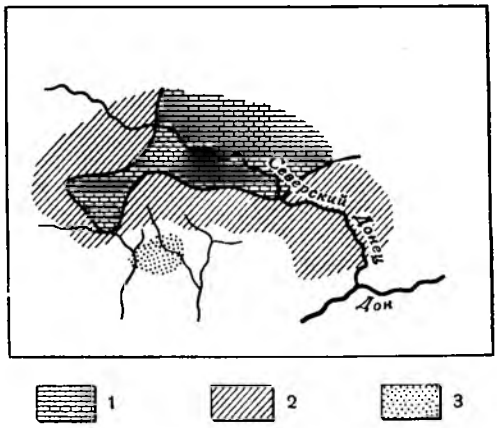


Рис. 77. Литологический состав кровли угольного пласта K_8 (свита C_2^5) Донецкого бассейна:

1 — карбонатные отложения; *2* — глинистые отложения; *3* — песчаные отложения.

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.

Глава X

ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Парагенетические сообщества фаций (пород) более или менее устойчивые во времени и пространстве, называются *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. К платформенным — кварцево-песчаные, глауконито-фосфоритовые, карбонатные, некоторые угленосные и др.

Формации являются парагенетическим сообществом фаций и характеризуются определенным вещественным составом. Как сообщества фаций формации можно разделить на *континентальные аридные, континентальные гумидные, континентальные нивальные, переходные лагунно-заливные* и *дельтовые, морские шельфовые, морские батиальные, морские абиссальные.* По вещественному со-

ставу различают *терригенные, карбонатные, соленосные, глауконито-фосфоритовые, бокситовые, вулканогенно-осадочные, железисто-марганцевые* и другие формации.

Так как многие осадочные формации образуются при различном геотектоническом режиме, то, вероятно, целесообразно дать описание формаций, выделяя их по вещественному составу и отмечая в описании особенности одной и той же формации, возникшей в геосинклинале, на платформе, в краевом или предгорном прогибе.

Рассмотрим четыре наиболее распространенных типа осадочных формаций: терригенные, карбонатные, соленосные и кремнистовулканогенные.

Угленосные формации образуются в геосинклиналях, переходных зонах (краевые или предгорные прогибы) и на платформах. В их составе присутствуют почти все типы обломочных пород: несцементированные — галечники, пески, алевриты, 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 др.

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.

Для пород угленосной формации характерно присутствие органического вещества — тонкодисперсного углистого (в том числе и гуминовых соединений), реже битуминозного вещества. Наличие органического вещества определяет темную окраску горных пород. Угленосные отложения богаты различными конкреционными образованиями (карбонатные, сульфидные, кремнеземистые конкреции и конкреционные прослои).

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 и передовых или предгорных прогибов имеют большую мощность и сложены сцементированными и метаморфизованными породами. Среди них часты полиминеральные разновидности (аркозы, граувакки, полиминеральные аргиллиты и др.). Они содержат большое количество угольных пластов, мощность пластов небольшая, угли представлены высокометаморфизованными 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 называют *циклом осадконакопления,* или *седиментации.* Началом циклов седиментации является смена трансгрессивного ряда фаций регрессивным.

Циклы седиментации различают по набору фаций и масштабу. По первому признаку (учитываются подугольные и надугольные фации, угольный пласт — средина цикла) выделяются *регрессивные* — лагунно-озерные, заливно-лагунные; *морской* — лагунный; *однородные* — лагунные, морские; *трансгрессивные* — аллювиально-морские, лагунно-морские.

По масштабу выделяются: *элементарный цикл* — один последовательный набор фаций (мощность — метры, десятки метров), *мезоцикл*[1] — набор циклов — регрессивных, однородных и трансгрессивных (мощность — десятки и сотни метров), *макроцикл*[1] — набор мезоциклов — регрессивных, однородных и трансгрессивных (мощность — сотни метров, соответствует свитам и зонам).

Для примера ниже приведены разрезы разных по характеру и масштабу циклов осадконакопления угленосных толщ некоторых бассейнов (см. с. 242—243).

Причиной периодичности накопления 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.

[1] Циклы II и III порядка.

Разрезы угленосных толщ некоторых бассейнов

Бассейн Иллинойс, C_2, по Веллеру

Размыв

Сланцы с железистыми конкрециями

Известняк с морской фауной

Черные сланцы с большими конкрециями

Уголь

Подстилающая глина

Известняк без фауны

Песчаный сланец

Песчаник континентальный

Размыв

Донбасс, C_2, по Логвиненко

Размыв

Аргиллит с морской фауной

Известняки с морской фауной

Аргиллит с морскими пелециподами

Аргиллит с флорой и ракообразными

Уголь

Аргиллит со стигмариями (кучерявчик)

Аллювий { алевролит с флорой, песчаник мелкозернистый, песчаник грубозернистый, гравелит

Размыв (или его нет, а на месте аллювия прибрежно-морские и лагунные осадки). Мощность от 10 до 80 м

Кузбасс, P_2 (?) Ерунаковская свита, по Жемчужникову

Размыв

Песчаник мелкозернистый

Аргиллит с солоноватоводной фауной

Аргиллит с флорой

Уголь

Аргиллит с флорой

Алевролит

Песчаник крупнозернистый

Размыв

Мощность 20—50 м

Кузбасс, P_2(?) Ильинская свита, по Жемчужникову

Алевролит

Аргиллит с солоноватоводной фауной

Уголь

Аргиллит стигмариевый

Алевролит с флорой

Песчаник мелкозернистый

Мощность 3—8 м

Бассейн Южного Уэльса, C_2, по Херду и др.

Сланцы с антракозидами

Сланцы с флорой и ракообразными

Уголь

Стигмариевая почва

Песчаники и конгломераты континентальные или дельтовые

Морские слои (редко)

Печорский бассейн, P_1, по Погоревичу (воркутская свита)

Выше регрессивная часть цикла, обычно сокращенная до почвы следующего угольного пласта

Песчаники с пелециподами, брахиоподами, криноидеями, мшанками и головоногими

Алевролиты с пелециподами и брахиоподами

Аргиллиты и алевролиты со скафоподами, пелециподами и гастроподами

Аргиллиты со скафоподами и пелециподами

Аргиллиты с лингулами

Аргиллиты с антракозидами

Аргиллиты с флорой, филоподами, остракодами

Уголь

Остраво-Карвинский бассейн, C_2, по Пршибылу	*Жацлерские слои, C_3, Чехословакия, по Гавлену (континентальные циклы)*	*Кузбасс, конгломератовая свита, по Жемчужникову (континентальные циклы)*	*Вестфальский бассейн, по Кукуку*	*Слои Coal Measures, Англия, по Трумену*
Песчанистые слои	Размыв	Размыв	Угольный пласт	Сланцы с антракозидами (не всегда)
Глинистые сланцы с морской фауной	Глинистые и песчанистые сланцы	Аргиллит с флорой	Песчаник	Уголь
Глинистые сланцы с солоноватоводной фауной	Угольные сланцы	Уголь	Конгломерат	Стигмариевый слой
Уголь	Уголь	Аргиллит	Песчаник	Песчаник
Стигмариевая почва	Стигмариевые сланцы	Алевролит	Песчаный сланец	Пресноводные сланцы
Глинистые сланцы с флорой	Глинистые сланцы с сидеритом	Песчаник крупнозернистый	Пресноводные раковины	Морская банка
Песчаные сланцы с флорой	Песчанистые сланцы	Конгломерат	Сланцевая глина	
Песчаники — прибрежные или конгломераты, дельтовые (?) (скорее аллювий.— *Н. Л.*)	Тонкозернистые песчаники	Размыв	Морской горизонт	
Мощность от 10 до 45 м	Грубозернистые песчаники	Мощность 25—80 м	Угольный пласт	
	Конгломераты			
	Размыв			
	Мощность цикла от 3 до 10 м			

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. Наибольшим распространением пользуются аргиллиты, алевролиты и песчаники. Формация флиша характерна для геосинклиналей, поэтому преобладают сцементированные и метаморфизованные породы. Рыхлые породы в общем редки, исключение составляют глины, довольно часто встречающиеся в разрезах флишевых толщ.

По минеральному составу обломочные породы флиша весьма разнообразны. Здесь встречаются кварцевые, кварцево-глауконитовые, кварцево-полевошпатовые, аркозовые, граувакковые псаммиты и алевролиты, полиминеральные и мономинеральные пелиты. Довольно часто к обломочному материалу примешивается вулканогенный, присутствуют настоящие пепловые и туфовые прослойки. Флишевые формации отличаются закономерным чередованием различных типов пород. Классический флиш состоит из трех типов слоев (элементов ритма).

Первый элемент ритма представлен зернистыми породами, обычно песчаниками или алевролитами, реже гравелитами и даже конгломератами. Карбонатность этого элемента ритма обычно невысокая и обусловливается либо карбонатным цементом, либо примесью обломочных зерен карбонатных пород. Исключение составляют первые элементы ритма, представленные обломочными известняками — породами, состоящими в значительной мере или почти полностью из обломков известняков и известковых организмов. Обломки всегда несут явные следы механической обработки. В этом случае породы принципиально не отличаются от песчаников (известковые песчаники).

Второй элемент ритма образован 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.

Третий элемент ритма представлен бескарбонатными пелитами: глины, аргиллиты (рис. 78, 79). 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. Более того, не всегда наблюдаются и трехчленные ритмы, довольно часто один из элементов выпадает. Например, формации бескарбонатного флиша всегда имеют двучленное строение. Первый элемент фли-

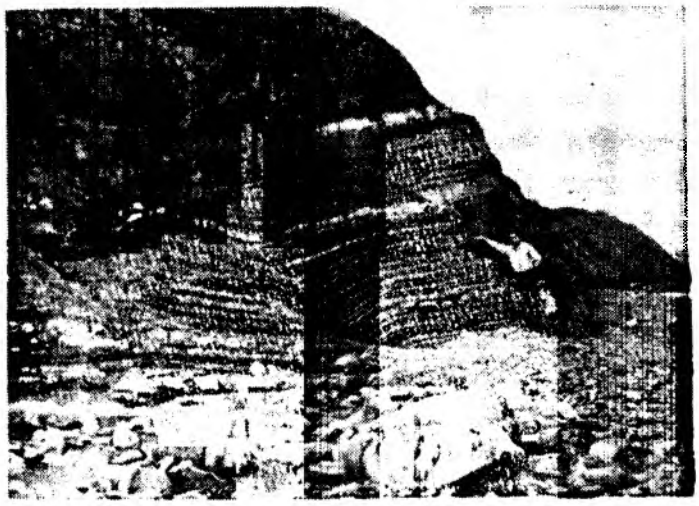


Рис. 78. Таврическая флишевая формация Крыма (триас). Обнажение верхней части формации в юго-восточной части полуострова

шевого 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), затем фукоиды (обычно следы деятельности илоедов) и др. Осадки флишевых бассейнов, как правило, не содержат органических остатков (фауны или флоры). 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 градационную слоистость.

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 опре-

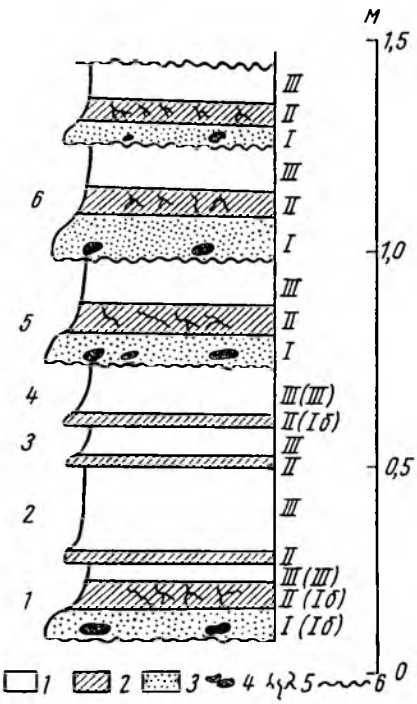


Рис. 79. Строение таврической формации Крыма:

1 — аргиллиты, иногда с конкрециями карбоната железа; *2* — алевролиты тонкие; *3* — алевролиты грубые, песчаники мелкозернистые; *4* — конкреции сульфидов железа; *5* — фукоиды — ходы червей илоедов; *6* — гироглифы; *I, II, III* — элементы флишевых ритмов (циклов)

деленном 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 *батиальные* (?) глинистые осадки.

Новейшие данные по исследованию флиша Карпат, Альп и других горных систем, а также наблюдения над современными физико-географическими явлениями (мутьевыми, 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 мутьевые потоки, возникают при землетрясениях и моретрясениях.

Молассовые формации образуются в период разрушения горных сооружений и представляют собой отложения предгорий — в широком смысле слова делювиально-пролювиальные осадки наземных и частично подводных равнин. Сложены они в основном обломочными породами, среди которых часто преобладают грубообломочные — псефитовые отложения. Образовавшись 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, алевриты, 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, красноцветная, пестроцветная, реже встречается 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 до десятков метров, реже дециметровые. Они обычно прямые, односторонние, начинаются с размыва и отложения наиболее грубого материала (конгломераты, гравелиты), кверху величина зерен уменьшается вплоть до тонких пелитовых осадков. В средней части ритма иногда появляются карбонатные и сульфатные породы. Встречаются также ритмы обратного строения: внизу тонкозернистые отложения, вверху — грубозернистые (грязепотоковые осадки) и ритмы двусторонние, симметричные. Наряду с ритмичными толщами имеются неритмичные — однородные молассовые толщи (конгломератовые, алевролитовые).

В ритмичных толщах наблюдаются гиероглифы и разные проблематики, почти не отличимые от таковых во флишевых отложениях. 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 многие тысячи метров.

Описанные выше формации (угленосные, флишевые и молассовые) являются типично терригенными. Все они обладают достаточно индивидуализированными чертами, но вместе с тем имеют и некоторое сходство. Так, например, для терригенных формаций геосинклиналей (угленосных, флишевых, молассовых) характерны цикличность и ритмичность седиментации, определенные текстурно-структурные признаки (диагональная слоистость, гиероглифы, различные проблематики). 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 «флишоидные» 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. Они сложены исключительно обломочными породами: песками, песчаниками, алевритами, алевролитами. Помимо обломочных пород, содержат буроугольные 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 (псаммитах и алевритах) и прослои 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 буроугольных 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. 80). 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 ассоциирующие 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 прослои 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 (археоциатовые, коралловые, мшанковые, водорослевые). Рифовые известняки отличаются отсутствием слоистости,

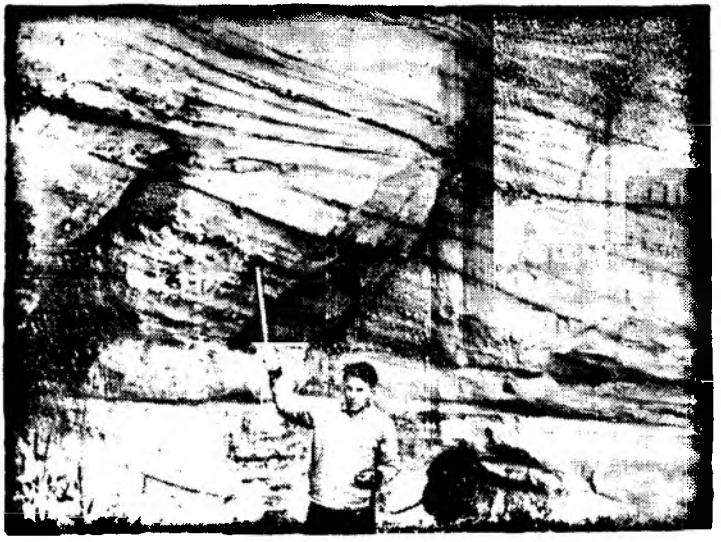


Рис. 80. Косослоистые аллювиальные песчаники девона Прибалтики — кварцево-песчаная формация платформы. Обнажение в долине р. Пярну

наличием пор и каверн (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 простиранию 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.

Соленосные формации. Соленосные формации образуются на суше, в озерах и лагунах, связанных с морскими бассейнами. В геоструктурном отношении в большинстве случаев это формации краевых прогибов и синеклиз платформ, реже межгорных впадин геосинклиналей периода завершения геотектонического цикла.

По полноте развития галогенеза среди соленосных формаций различают: доломито-ангидритовые, галитовые, сульфатные полноразвитые с калийными сульфатными солями и хлоридные полноразвитые с хлоридными калийными солями (Страхов, 1962).

В строении формаций на площади обычно наблюдается определенная закономерность: по периферии располагаются терригенные породы, в центре — соли. В формациях межгорных котловин по периферии залегают грубообломочные породы — конгломераты и брекчии (делювий, пролювий).

Состав формаций весьма сложный. Обычными компонентами соленосных толщ являются терригенные породы, главным образом глинистые — глины и аргиллиты, по минеральному составу преимущественно гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые. Иногда встречаются прослои палыгорскитовых и сепиолитовых глин (аутигенное образование). Реже наблюдаются алевритовые и песчаные породы, полиминеральные или олигомиктовые, и, как исключение, конгломераты и брекчии (формации межгорных котловин). Вторым важным компонентом соленосных формаций являются карбонатные породы — доломитизированные известняки и доломиты. Обычный порядок смены пород в вертикальном разрезе такой: в основании залегают карбонатные породы, затем следуют ангидриты, каменная соль, калийные соли, последние в свою очередь перекрываются каменной солью и часто ангидритом или гипсом (см. главу VII).

Мощность соленосных формаций от нескольких десятков метров до 1—2 км в синеклизах платформ и от нескольких сот метров до 5—6 км в краевых прогибах и межгорных впадинах. На долю соленосных пород приходится от 10 до 65% мощности всей формации.

Соли залегают в виде пластов, пластообразных залежей и линз, часто большой мощности (несколько сот метров). Обычно соляные породы обнаруживают тонкую слоистость — ритмичность, связанную с сезонными и многолетними изменениями климата. Исследо-

вания показали, что эта ритмичность хорошо коррелируется с ритмами изменения солнечной активности.

Соляные породы обладают способностью под давлением течь в твердом состоянии и очень часто образуют складки и купола выжимания. В парагенезе с соляными отложениями (соляными куполами) находятся иногда угольные залежи, а чаще нефтяные месторождения (например, в Урало-Эмбенской области).

Соленосные формации часто подстилаются или перекрываются красноцветными терригенными формациями.

В заключение рассмотрим формации, переходные между осадочными и вулканогенными,— кремнисто-вулканогенные.

Кремнисто-вулканогенные формации. Они 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.

Глава XI

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 благодаря изменению температуры и концентрации солей осаждаются одни соли зимой, другие — летом.

Подобные периоды связаны с годичными изменениями климата. Кроме годичных, существуют более длительные — многолетние изменения климата. Они связаны с периодами изменения солнечной активности. Как установлено на основании инструментальных наблюдений, существуют циклы солнечной активности: 11-, 22-, 35-летние, вековые, двойные вековые, 200—300 лет, 600—700 лет, 1500—2200 лет 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, палеоген, неоген) и соленосных (кембрий, девон, пермь, юра, мел, палеоген, неоген) 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 гиероглифов,— слепок борозд размыва

3. Аргиллит
2. Алевролит
1. Песчаник

Следы размыва, аналогичные вышеуказанным

3. Аргиллит
2. Алевролит
1. 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 «кор-

дильеры» 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 лагунные фации
Угольный пласт Глинистые породы с растительными остатками	болотные фации
Алевролиты с растительным детритом Песчаники со слоистостью руслового типа и растительными остатками Несогласие — 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 превращают постепенно сушу 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 большой 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, связанная с климатическими изменениями, наблюдается как в современных, так и в древних отложениях. Периодичность и ритмичность, связанные с тектоническими причинами, особенно ярко проявляются в угленосных паралических толщах, во флишевых и молассовых формациях геосинклиналей и переходных зон (угольные циклы, флишевые ритмы) и представляют собой явление, широко распространенное как во времени, так и в пространстве: от докембрия до квартера на территории всего земного шара. Вместе с тем циклы и ритмы локализованы в пределах одной какой-либо структуры (геосинклиналь, передовой прогиб, бассейн, мульда), т. е. являются не планетарными, а местными.

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, 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, 1969):

1. В геосинклинали — глинисто-сланцевые, флишоидные, вулканические, карбонатные, флишевые, молассовые.
2. В краевых прогибах — карбонатные, угленосные, нефтеносные, красноцветные, соленосные, молассовые.
3. На платформах — 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 обра-

зуют два максимума в начале и конце каждого геотектонического цикла, карбонатные породы образуют один максимум в середине геотектонического цикла (рис. 81).

Сказанное выше, а также закономерная связь мощностей и строения осадочных толщ с режимом колебательных движений свидетельствует о теснейшей связи и взаимозависимости 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.

Иную точку зрения на периодичность осадконакопления развивает Л. В. Пустова-

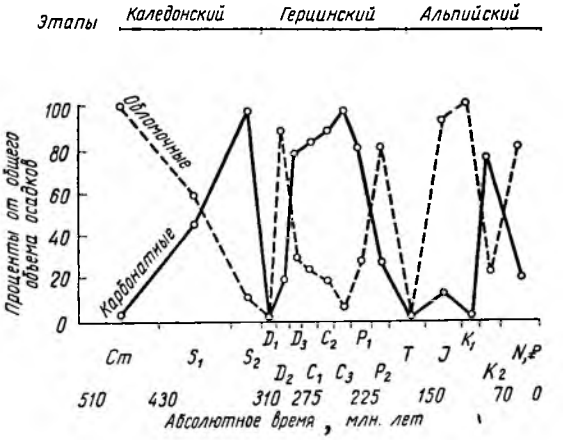


Рис. 81. Периодичность осадконакопления на Русской платформе; график изменения содержания карбонатных и обломочных пород во времени (по Ронову)

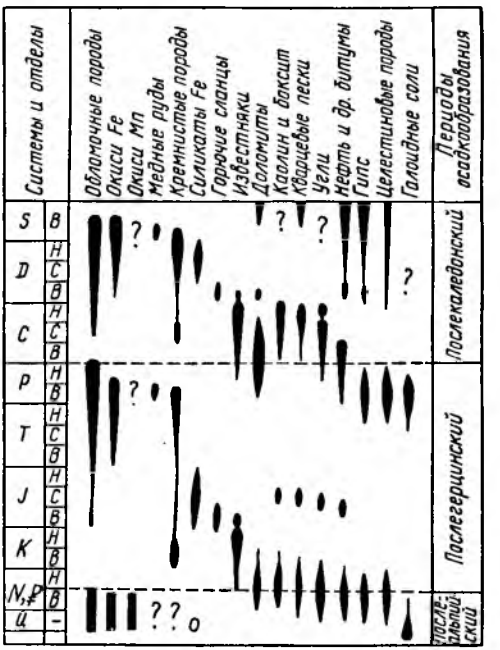


Рис. 82. Схема периодичности минерального осадконакопления применительно к европейской части СССР с учетом главнейших европейских месторождений (по Пустовалову)

лов (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 палеогене, неогене и четвертичном периодах (рис. 82).

Эта точка зрения не может считаться достаточно обоснованной, так как ее автор не учитывает целого ряда фактов: отсутствия универсальных геотектонических фаз, индивидуальности геосинклиналей и платформ, фактического материала 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 происходит явное перемещение угленакопления от моря в глубь континентов. Параллические толщи 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 в палеогене и неогене. Минимумы приходятся 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,— кляреновые угли, для перми — полосчатые фюзено-ксиловитреновые, для юры — фюзено-ксиленовые угли, для палеогена и неогена и верхнемелового времени — главным образом бурые землистые угли и лигниты.

Характер углей тесно связан с эволюцией растительности: в девоне были развиты псилофитовые, в карбоне — папоротникообразные, в перми — хвойные, в мелу, палеогене и неогене — хвойные и цветковые.

Эволюция кремнистых пород. Эволюция кремнистых пород рассмотрена Н. М. Страховым и Г. А. Каледой (1955—1960). Среди кремнистых формаций выделяются три основных типа: джеспилитовые (железисто-кремнистые), яшмовые (вулканогенно-крем-

нистые) и опоковые. Джеспилитовые формации характерны для докембрия. Часть из них связана с вулканической деятельностью, другая значительная часть представлена нормальными осадочными породами. Вероятно, отложение кремнезема происходило в условиях морских водоемов чисто химическим путем. Об этом свидетельствуют переходы железистых кварцитов в сторону суши в оолитовые гематит-шамозит-сидеритовые руды, ассоциации кремнисто-железистых пород с доломитовыми известняками и другие факты.

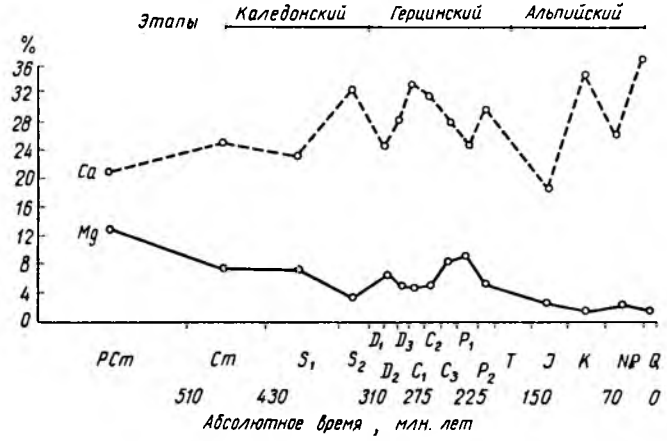


Рис. 83. Изменение во времени содержания кальция и магния в карбонатных породах Русской платформы (по Виноградову и др.)

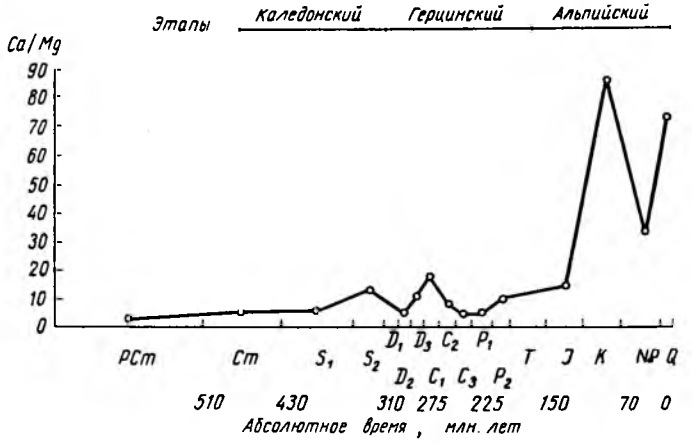


Рис. 84. Изменение во времени отношения кальция к магнию в карбонатных породах Русской платформы (по Виноградову и др.)

Яшмовые формации распространены в палеозое и нижнем мезозое, и связаны они в основном с эпохами интенсивного вулканизма в геосинклинальных бассейнах. Значительная часть пород этих формаций возникла благодаря химическому осаждению крем-

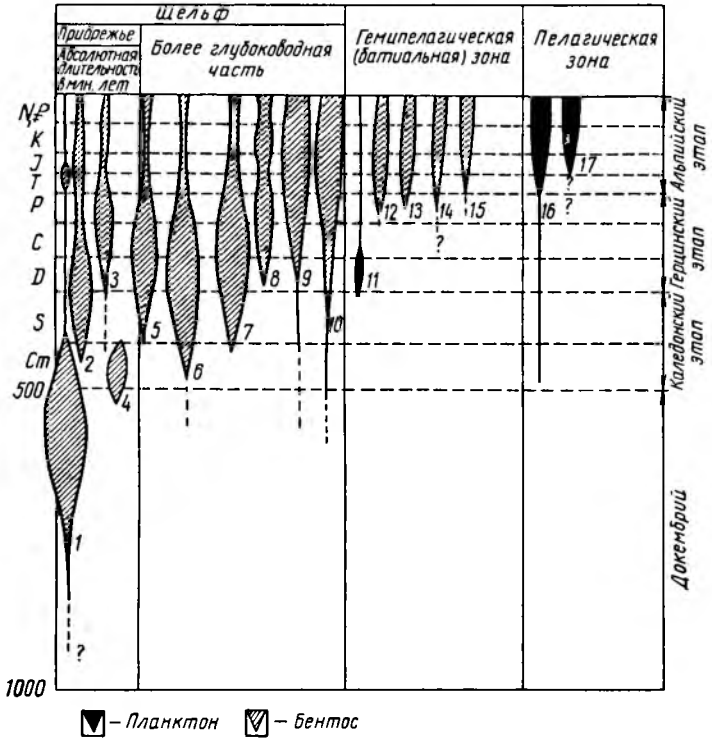


Рис. 85. Эволюция органогенного карбонатонакопления в истории Земли (по Страхову):

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 двустворчатки; *15* — глубоководные ежи; *16* — кокколитофориды; *17* — фораминиферы

незема вблизи очагов вулканических извержений, однако имеются и отдельные кремнистые формации, где яшмы и яшмовидные породы ассоциируются с терригенными и карбонатными породами. Отложение кремнезема происходило не только химическим путем, но и благодаря деятельности организмов.

Имеются в палеозое и нормальные осадочные образования. Это кремнистые конкреции во многих карбонатных толщах, а также самостоятельные толщи и формации силицитов, при накоплении которых деятельность организмов являлась определяющей (кремнистая формация нижнего карбона Большого Донбасса).

Примерно начиная с мела и до настоящего времени, выделяет-

ся третий этап в развитии кремнистых пород: широкое развитие приобретает опоковая формация, связанная с появлением и расцветом флоры диатомовых водорослей. Опоковая формация по представлениям ряда исследователей сложена относительно мелководными осадками и приурочена главным образом к платформам. В современный период можно выделить глубоководные формации диатомового и радиоляриевого ила океанов.

Эволюция состава карбонатных и глинистых пород. Эволюция состава карбонатных и глинистых пород Русской платформы прослежена А. П. Виноградовым, А. В. Роновым и др.

Состав карбонатных пород Русской платформы на протяжении всей геологической истории закономерно изменялся: содержание кальция возрастало, магния — падало. На фоне повышения кальция и понижения содержания магния наблюдается периодическое изменение содержания компонентов — максимумы и минимумы (рис. 83). Эти изменения наглядно показаны на кривой отношения Ca:Mg (рис. 84). 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 карбонатонакопления в связи с эволюцией органического мира (рис. 85).

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 падает, а кальция увеличивается. Причем разрыв между содержанием этих элементов по мере приближения к современному периоду все более и более нарастает. Возможно, что эти изменения отражают общую эволюцию карбонатного вещества.

Аналогичная картина наблюдается в глинах Русской платформы, в которых от древнего палеозоя к кайнозою наблюдается постепенное уменьшение содержания калия и заметное увеличение натрия. На фоне общего роста содержания натрия и падения содержания калия имеются отдельные пики минимумов и максимумов, приходящиеся на определенные периоды (рис. 86). Такая закономерность обусловлена изменением минералогии глинистых пород: в отложениях докембрия и нижнего палеозоя преобладают гидрослюдистые глины, верхнего палеозоя — гидрослюдистые и каолинитовые, начала мезозоя — гидрослюдистые и каолинитовые с существенным содержанием монтмориллонита. В отложениях конца мезозоя и кайнозоя наряду с каолинитовыми и гидрослюдистыми глинами широко развиты монтмориллонитовые глины.

Эволюция хемобиогенного осадконакопления. Эволюцию хемобиогенного осадконакопления в истории Земли изучал Н. М. Страхов (1948—1962).

Не касаясь всех типов пород хемобиогенного осадконакопления, остановимся на железорудных отложениях.

В докембрии среди железорудных пород господствуют джеспиллиты. Глауконитовые осадки появляются на границе кембрия и докембрия и прослеживаются в отложениях всех периодов, включая современный. Морские оолитовые шамозит-гидрогетитовые руды появляются еще в докембрии и затем также широко прослеживаются во всех отложениях, вплоть до современных.

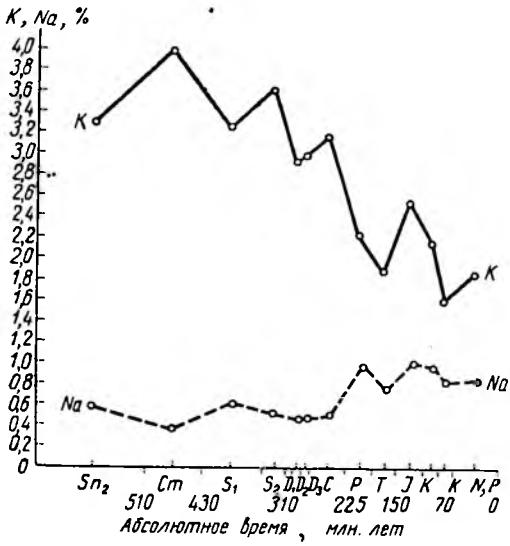


Рис. 86. Изменение во времени содержания калия и натрия в глинистых породах Русской платформы (по Виноградову и др.)

Озерно-болотные, главным образом гидроокисные руды железа, начинают появляться в палеозое, от палеозоя к современному периоду значение их все более и более возрастает.

Руды коры выветривания характерны для конца мезозоя и современного периода (рис. 87).

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 толщи, составу пород, характеру их переслаивания, минеральным ассоциациям, органическим

остаткам и другим признакам существенно отличается от предшествующего.

Внутренними движущими причинами процесса осадконакопления являются борьба и взаимопроникновение противоположных начал геологического и космического характера.

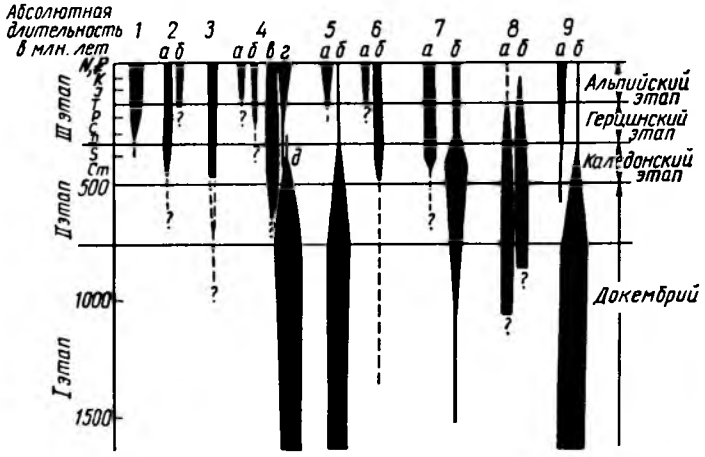


Рис. 87. Схема эволюции хемобиогенных пород в истории Земли (по Страхову):

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, *д* — джеспилиты); *5* — марганцевые руды (*а* — коры выветривания, *б* — морские); *6* — бокситы (*а* — коры выветривания, *б* — морские и озерные); *7* — известняки (*а* — органогенные, *б* — химические); *8* — доломиты первичные (*а* — нормально-морские, *б* — лагунные); *9* — кремнистые породы (*а* — органогенные, *б* — химические)

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), руды коры выветривания — железа и марганца, диатомиты (кайнозой). Весьма интересен в этом отношении 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 необратимы.

Глава XII

Литостратиграфия и корреляция 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, обломочного кварца, обломочных полевых шпатов). 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 характерные — маркирующие — пласты пород (песчаников, известняков, туфогенных пород, пестроцветов), поэтому в настоящее время правильнее 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, используют 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 внешне сходные, но вместе с тем не тождественные минералого-петрографические признаки и особенности 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 осадко-

накоплением и установлены основные закономерности формирования рельефа суши.

Широко распространено 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 — результат сложных и многообразных процессов и явлений: тектонических, геоморфологических, климатических; зависит от геологического строения территории, состава пород и целого ряда других факторов, учесть которые подчас трудно. 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 будет наблюдаться смешанная ассоциация терригенных минералов (рис. 88).

Если при том же геологическом строении местности происходит опускание суши (трансгрессия моря), то 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. 89).

И, наконец, при поднятии суши (регрессии моря) наблюдается смешанная ассоциация терригенных минералов, причем в более верхних (молодых) слоях осадков появляются минералы наиболее древней толщи осадочных пород суши (рис. 90).

Еще более сложная картина распределения терригенных минералов наблюдается при складчатом строении суши, при наличии массивов изверженных пород и т. п.

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 ледника (особенно оледенение равнин), речные перехваты и другие факторы.

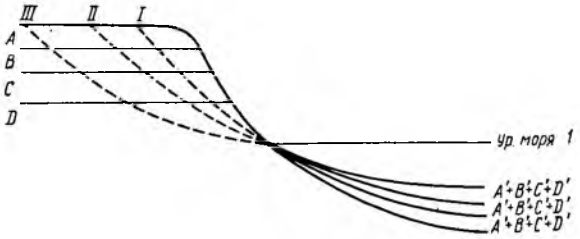


Рис. 88. Соотношение состава минералов пород питающей провинции и бассейновых осадков при горизонтальном залегании пластов и стабильном положении уровня моря: *A*, *B*, *C*, *D* — осадочные комплексы питающей провинции; AA^1 B^1, C^1, D^1 — бассейновые осадки, образовавшиеся из первых. *I*, *II*, *III* — стадии формирования профиля равновесия речных систем; *1*, *2* — положение уровня моря

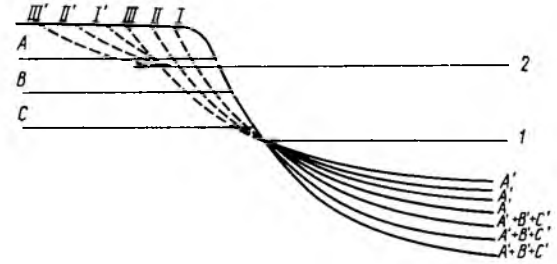


Рис. 89. Соотношение минерального состава пород питающей провинции и бассейновых осадков при горизонтальном залегании пластов и опускании суши. Условные обозначения на рис. 88

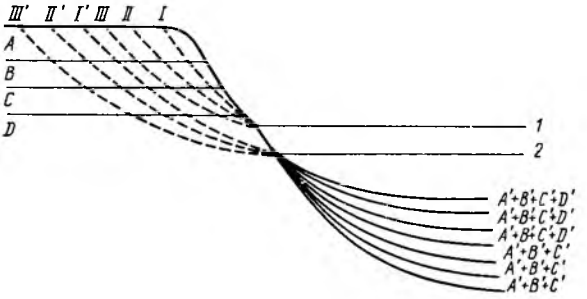


Рис. 90. Соотношение минерального состава пород питающей провинции и бассейновых осадков при горизонтальном залегании пластов и поднятии суши. Условные обозначения на рис. 88

Если суша сложена складчатым комплексом осадочных пород, то при размыве ее в условиях тектонического покоя образуются сначала осадки, содержащие ассоциации минералов наиболее молодых пластов суши, затем осадки, содержащие смешанную ассоциацию минералов (с участием минералов древних толщ суши; рис. 91). При таком же геологическом строении территории и наличии опусканий сначала образуются осадки со смешанной ассоциацией минералов, а в конце — осадки с ассоциацией минералов наиболее молодых толщ осадочных пород суши (рис. 92). При тех же геологических условиях и поднятии (регрессии) возникают осадки со смешанной ассоциацией минералов, причем в более молодых слоях увеличивается количество минералов из наиболее древних толщ осадочных пород суши (рис. 93).

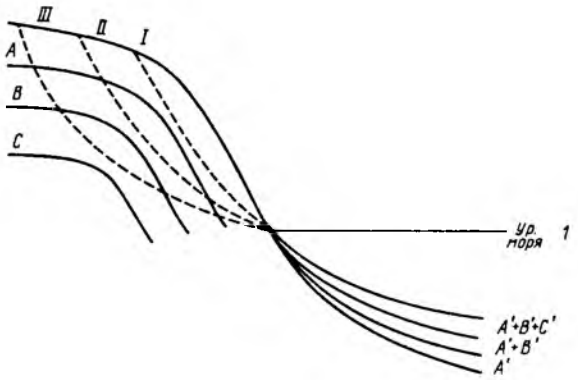


Рис. 91. Соотношение минерального состава пород питающей провинции и бассейновых осадков при складчатом залегании пластов и стабильном положении уровня моря. Условные обозначения на рис. 88

Приведенные выше примеры являются упрощенной схемой. В природе взаимоотношения намного сложнее. Так, трудно себе представить, что река (или реки) размывает только одну складку или только территорию с горизонтально лежащими слоями осадочных пород. Очень часто река 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 раз-

мыва 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

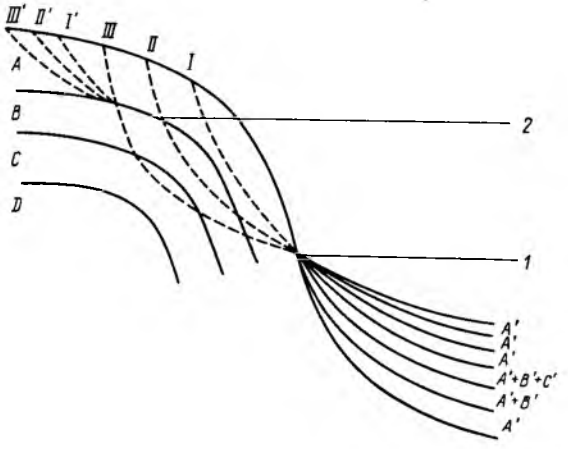


Рис. 92. Соотношение минерального состава пород питающей провинции и бассейновых осадков при складчатом залегании пластов и опускании суши. Условные обозначения на рис. 88

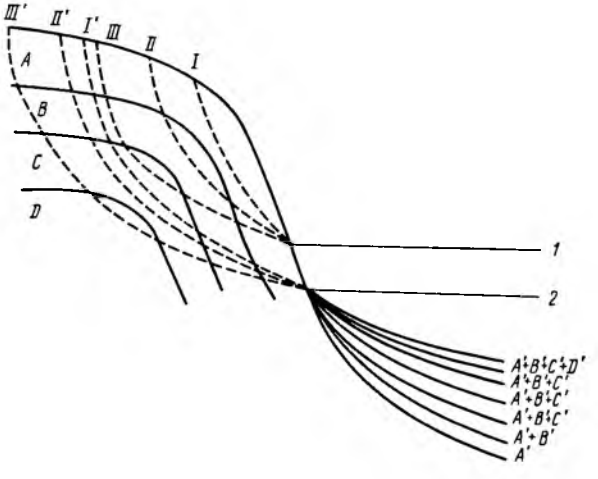


Рис. 93. Соотношение минерального состава пород питающей провинции и бассейновых осадков при складчатом залегании пластов и поднятии суши. Условные обозначения на рис. 88

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. Батурин (1937): «Терригенно-минералогическими, или простыми терригенно-минералогическими, провинциями называются области седиментации (как современные, так и ископаемые), охарактеризованные одним комплексом легких и тяжелых минералов и связанные с одной питающей провинцией. Под сложной терригенно-минералогической провинцией разумеем области, получившие свой материал из нескольких питающих провинций»[1].

В последнее время В. А. Гроссгейм предложил выделять надпровинции (по составу легких фракций), провинции (по составу тяжелых фракций) и подпровинции (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 (эоловый) 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.

---

[1] *Батурин В. П.* Палеография по терригенным компонентам. М., 1937, с. 25.

И, наконец, выветривание может сильно изменить ассоциацию обломочных минералов, затрудняя правильное определение питающей провинции и усложняя корреляцию.

Корреляция по терригенным компонентам невозможна без учета цикличности седиментации.

Причиной циклов седиментации (как уже говорилось) служат 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[1]. Поднятия вводят в область эрозии на территории питающей провинции новые массивы пород, в связи с чем в осадочной толще появляются новые ассоциации акцессорных 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 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.

---

[1] Несогласие может быть эрозионным — наличие поверхности размыва, стратиграфическим — выпадение некоторых горизонтов, тектоническим — угловое несогласие и литологическим — изменение минерального состава пород.

Часть 4

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: 1) обращать внимание на формы и размеры геологических тел и условия их залегания; 2) прослеживать изменения пород по вертикали и горизонтали, выяснять взаимоотношения с вышележащими и нижележащими пластами; 3) давать детальное макроскопическое описание пород: текстурно-структурных особенностей, цвета (в сухом состоянии и влажном), цемента и минерального состава обломков (приближенно); опробовать породу соляной кислотой (в куске и порошке) и, если возможно, красителями; 4) вести наблюдения над слоистостью и ее детально описывать: нормальная или диагональная слоистость, если диагональная, то какого типа; при описании слоистости необходимы наблюдения минимум в двух плоскостях, замеры мощности серий, отдельных слойков, углов наклона и ориентировки их в пространстве, зарисовки и фотографии; 5) вести наблюдения над другими текстурами: знаки волн, трещины усыхания, гиероглифы и др.; эти наблюдения также следует сопровождать замерами ориентировки текстур в пространстве; 6) выяснять состав и условия захоронения органических остатков (животных и растительных); если имеется ориентировка в расположении органических остатков, делать соответствующие замеры; 7) изучать следы 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) описывать различные включения, конкреции и конкреционные образования; 9) при описании разрезов необходимо отбирать образцы из каждого слоя; желательно отбирать свежие образцы и достаточно большого размера (два образца размером 5×9×12 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 разрезов 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 всеми доступными методами всесторонне изучаются осадочные породы. Существуют 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 пришлифовках образцов, в шлифах для сцементированных пород и методами гранулометрического 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* 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, аншлифах и зернах в иммерсии. Сцементированные 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.

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 гли-

нистых 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.

3. *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 коллектора 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 (Ломтадзе, 1952).

Глава XIII

Определение гранулометрического состава и подготовка пород к минералогическому анализу

Определение гранулометрического состава

Ситовой анализ. Простейшим способом разделения породы на фракции является ситовой анализ. Он применим для гравийных, гравийно-песчаных, песчаных и песчано-алевритовых пород.

Для ситового анализа используется стандартный набор сит с отверстиями: 10, 7, 5, 3, 2, 1; 0,5, 0,25, 0,10 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 сита до тех пор, пока через них не пройдут частицы с диаметром меньше диаметра отверстий сита. Оставшиеся на каждом сите фракции взвешиваем на технических весах и вычисляем процентное содержание каждой размерной фракции по отношению ко всей навеске. Просеивание на ситах производится вручную или на специальных установках «ротапах». Время просеивания определяется опытным путем, обычно 15—20 мин вручную и 10 мин на «ротапе».

При наличии большого количества глины весь анализ проводится 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 и предыдущего равно $\sqrt{2}=1{,}41$ или даже $\sqrt[10]{10}=1{,}25$. Такие интервалы между соседними ситами представляют большие удобства для обработки результатов методами математической статистики.

Анализ по Сабанину. Анализ представляет собой отмучивание в спокойной (стоячей) воде. Он применим для изучения песчаных, песчано-алевритовых и алевритовых пород.

Для анализа используют стакан диаметром 6 см и высотой 17 см. На высоте 3 см от дна в стакане имеется тубус с отверстием. В тубус вставлены стеклянная трубка для слива воды (рис. 94). Уровень, на котором находится отверстие трубки, является нулевым; над ним 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 с диаметром отверстий 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 с сливают до нулевого уровня. Повторяют эту операцию до тех пор, пока весь материал из фарфоровой чашки не будет переведен в стакан и после взбалтывания через 100 с 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 2см над нулевой линией, взбалтывают и через 10с сливают до нулевой линии. Операция повторяется до тех пор, пока в слое воды 0—2 см через 10 с после взмучивания не будет взвешенных частиц.

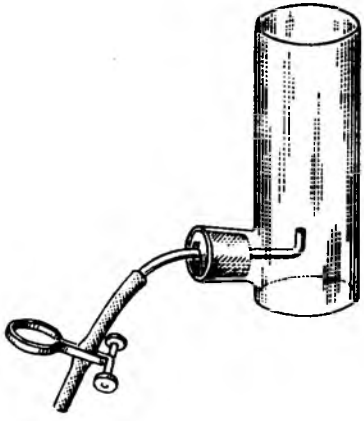


Рис. 94. Стакан для механического анализа методом отмучивания

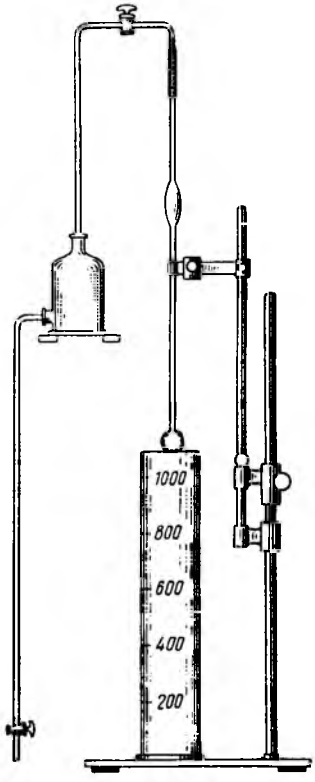


Рис. 95. Установка для механического анализа пипеточным методом

Фракцию диаметром $<0{,}1$ мм отмучивают, доливая воду до уровня 10 см над нулевой линией и сливая ее через 10 с 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 необходимы стеклянный цилиндр объемом 1 л и высотой не менее 40 см, пипетка объемом 20—25 $см^3$ и устройство для взятия проб (груша или система сифонов, рис. 95).

Для анализа берут навеску 10 г, взвешивают на аналитических весах, заливают дистиллированной водой и оставляют на сутки. Размокшую глину разминают и растирают в фарфоровой чашке при помощи резинового пестика в течение 1—2 ч, затем разбавляют дистиллированной водой, взбалтывают, получают суспензию, которую пропускают через сито с диаметром отверстий 0,25 мм[1]. 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 коагулировала, в стакан прибавляют несколько капель пептизатора — аммиака, жидкого стекла или пирофосфата натрия.

Содержание 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 с, для частиц диаметром менее 0,01 мм через 18 мин 10 с, для частиц диаметром менее 0,005 мм — через 6 ч[2].

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, водорастворимые соли и карбонаты; количество их надо вычитать из общей навески; б) размер пипетки; при пипетке объемом 20 $см^3$ масса каждой пробы в бюксе увеличивается на 50,

[1] 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 с отверстиями $d=0{,}25$ мм.

[2] Расчет времени по формуле Стокса дает 1 ч 13 мин. Как известно, в основу 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.

при объеме 25 см^3 на 40; в) в отобранной нами пробе для определения частиц $d<0{,}05$ 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, $d<0{,}01$ мм, $d<0{,}05$ 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-алеврито-глинистых) применяются комбинированные методы гранулометрического анализа: ситовой, Сабанина и пипеточный или ситовой и пипеточный.

Обработка данных гранулометрического анализа. Данные гранулометрического анализа, расположенные в виде колонок цифр, мало наглядны и трудно сопоставимы. Поэтому по данным гранулометрического анализа строят круговые и столбчатые диаграммы и кривые распределения.

Столбчатые диаграммы, или *гистограммы,* представляют собой ряд столбиков-прямоугольников, основания которых пропорциональны размерам фракций, а высоты их содержанию в породе.

Для построения столбчатых диаграмм на оси абсцисс откладывают размеры фракций в миллиметрах или логарифмы размеров фракций, или значения шкалы Φ или γ, отвечающие этим размерам. Такое разнообразие методов связано с тем, что размеры фракций представляют собой дробные числа, а их логарифмы — дробные отрицательные числа, что неудобно для графических построений и подсчетов.

Для устранения этого недостатка Крумбайн предложил шкалу Φ, широко применяемую в США.

В этой шкале размеры фракций в миллиметрах заменены целыми числами — отрицательными логарифмами, а за основание логарифмов взято число 2:

$$\Phi = -\log_2 d,$$

где d — диаметр размерных фракций в миллиметрах.

Так, например, частицам диаметра 2; 1; 0,5; 0,25; 0,125; 0,063 мм будут соответствовать следующие значения Φ: — 1; 0,0; 1,0; 2,0; 3,0; 4,0 и т. д.

Шкала γ предложена В. П. Батуриным (1943). Значения размеров частиц в миллиметрах в этой шкале заменены величиной $\gamma = -10 \log \varepsilon$, где ε — размер фракций в мм. Так, для зерен диаметром 2; 1; 0,5; 0,250; 0,160; 0,016 мм значения γ будут соответственно равны: — 3; 0,0; 3,0; 6,0; 8,0 и 18,0 (рис. 96).

Кривые распределения получают путем преобразования столб-

чатых диаграмм. Для этого необходимо увеличение числа фракций и сужение интервалов каждой фракции.

По оси абсцисс откладывают размеры фракции в миллиметрах или логарифмы размеров, или же их значения в шкале Φ или γ, а по оси ординат против середины каждого интервала ставят точку, отвечающую процентному содержанию фракции. Затем все точки соединяют линией и получают кривую распределения.

Широкое применение получили нарастающие или кумулятивные

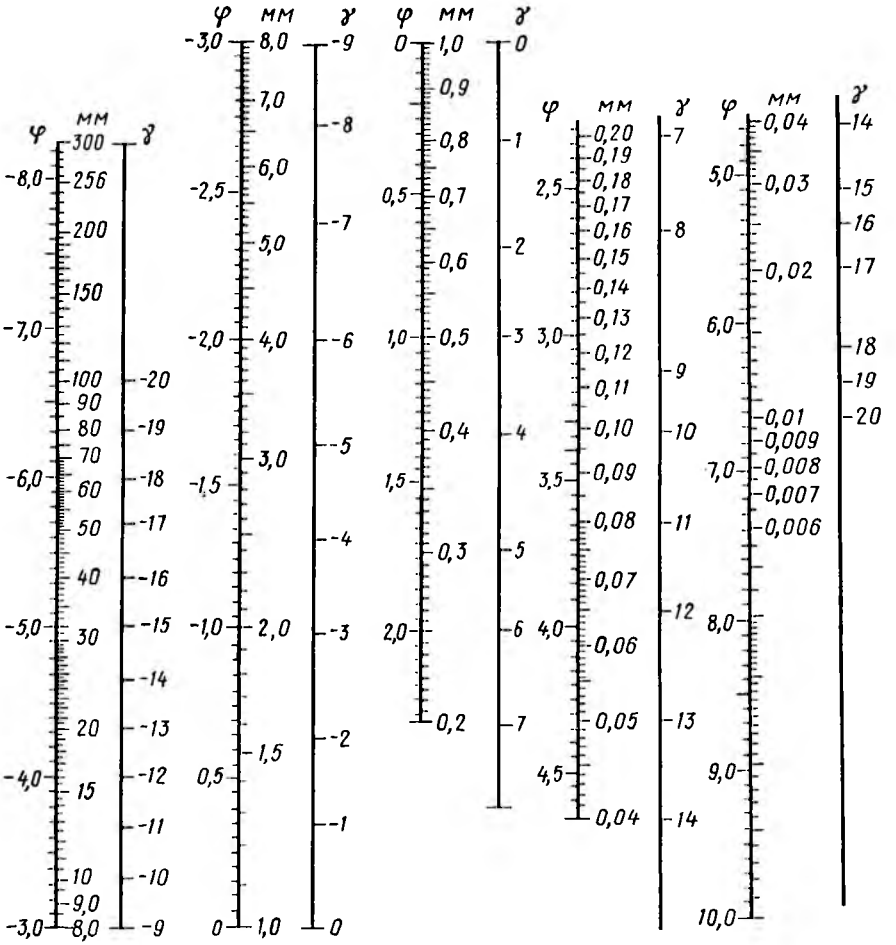


Рис. 96. Номограмма для перевода размеров частиц в миллиметрах в шкалу φ и γ

кривые. По оси абсцисс на таких кривых показывают диаметр размерных фракций в миллиметрах или логарифмы диаметра, или же их значения в шкале Φ или γ, а по оси ординат — процентное со-

держание фракций. Кривые строят нарастающим способом, т. е. сначала показывают процент наиболее мелких (или наиболее крупных) частиц, затем процентное содержание следующей размерной фракции плюс содержание всех более мелких частиц и т. д. (рис. 97, *А, Б*).

По нарастающей кривой могут быть определены средний размер зерен (медиана), коэффициент сортировки и коэффициент асимметрии. Для вычисления их вначале определяют квартили, размеры зерен, относительно которых масса больших по размеру частиц составляет 25 и 75% от массы 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 (S_0) определяется корнем квадратным из отношения третьей квартили к первой (третья отвечает линии 75%, первая — 25%):

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}},$$ а

коэффициент асимметрии

$$S_к = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{Md},$$

где Md — медиана.

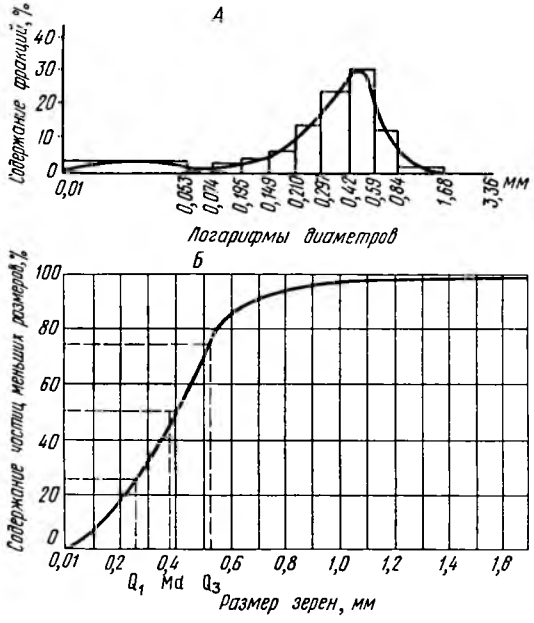


Рис. 97. Кривые распределения (гистограммы) в полулогарифмическом масштабе (*А*), кумулятивные кривые в арифметическом масштабе (*Б*). Q_1 — первая квартиль; Md — медиана; Q_3 — третья квартиль

Описанный способ предложен Траском. Он пригоден для грубой оценки гранулометрии пород, когда анализ выполняется на обычных технических ситах с большим непостоянством отношения размеров соседних сит, применяется для оценки песка как полезного ископаемого (строительные, стекольные, формовочные пески), при изучении осадочных пород как оснований сооружений при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях. Если исследователь должен выяснить условия образования осадков, желателен более дробный ситовой анализ и расчет ряда статистических параметров.

Значительно полнее картину распределения зерен по размерным фракциям гранулометрического спектра характеризуют коэффициенты Фолка и Варда (1957). Для их определения анализы выполняют на специальных ситах, диаметры отверстий которых связаны отношением $\sqrt{2} = 1{,}41$ или $\sqrt[10]{10} = 1{,}25$ (наборы из 19 и 30 сит).

Коэффициенты вычисляются на основании абсцисс, отвечающих 5, 16, 26, 50, 75, 84 и 95% значениям кумулятивной кривой, выраженным в значениях шкалы Φ или γ.

Вычисляются следующие коэффициенты: Ma_g— средний размер зерен (среднее арифметическое), σ_g— стандартное отклонение, представляющее собой коэффициент сортировки, Ka_g— коэффициент асимметрии, показывающий меру скошенности кривой распределения и E_g— эксцесс, отражающий кривизну кривой распределения в ее центральной части по отношению к краям:

$$Ma_g = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}; \qquad \sigma_g = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6{,}6};$$

$$Ka_g = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}; \qquad E_g = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2{,}44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}.$$

При этой методике расчета значение Ma_g близко Ma — среднему размеру, а σ_g почти равно σ — стандартному отклонению (коэффициент сортировки), вычисленному аналитическим способом по методу моментов (описание аналитических методов см. в учебниках математической статистики и специальных руководствах).

Закономерности распределения размерных функций по гранулометрическому спектру в осадочных породах еще недостаточно изучены. Из трех основных распределений, встречающихся в осадочных породах порознь или вместе,— галечниково-гравийного, песчано-алевритового и тонкоалевритово-глинистого — более или менее изучено только песчано-алевритовое распределение.

Как установлено рядом исследователей, большинство обломочных пород (главным образом песчаных) подчиняется логнормальному закону распределения. Поэтому использование статистических параметров (гранулометрических коэффициентов) может считаться вполне оправданным. Вычисление статистических параметров помогает определять генезис древних песчаных пород. Так, на основании изучения современных песков установлено, что речные и эоловые пески имеют положительную асимметрию кривой распределения гранулометрического состава, а морские, и пляжные — отрицательную. Критерием для отделения эоловых песков от речных является лучшая сортировка эоловых песков. Значение эксцесса кривой распределения у морских песков обычно высокое, а у речных низкое.

Для выяснения генезиса песчаных пород применяются и другие методы. Л. Б. Рухин (1947) предложил выражать содержание размерных фракций не в единицах массы, как это обычно принято,

а высчитывать количество зерен в каждой размерной фракции («гранулометрия счетом»). Он разработал специальную методику пересчета. Пользуясь ею, Л. Б. Рухин с помощью двух коэффициентов — *Ma* среднего размера и σ — коэффициента сортировки — построил генетическую диаграмму. Значение первого коэффициента он откладывал на оси ординат, значение второго — на оси абсцисс.

На диаграмме выделяются поля речных, морских, озерных и эоловых песков. Кроме того, выделяется «поле недостоверности» с низкими значениями *Ma* и σ. Генезис песков, образцы которых попадают в поле недостоверности, не ясен.

Вопрос о применимости генетической диаграммы Рухина до настоящего времени остается открытым. Одни исследователи оценивают ее положительно, другие считают невозможным применять ее в генетических целях.

В таком же состоянии находится и вопрос о применимости в генетических целях гранулометрического анализа «счетом». Работы, проведенные в последующие годы во ВНИГРИ, показали, что в одних случаях гранулометрический анализ путем подсчета зерен является более информативным, в других — менее. Учитывая громоздкость пересчета содержаний массы размерных фракций на количество зерен в них, вряд ли можно рекомендовать этот метод для широкого использования.

В заключение остановимся на генетической диаграмме Р. Пассега (1957, 1964). По представлениям этого автора перенос осадка в потоке осуществляется путем качения зерен по дну, влечением в неоднородной сортированной или градационной суспензии и путем перемещения в однородной суспензии. Соотношение между этими способами зависит от динамики потока и определяется физико-географическими условиями.

Для установления способа переноса имеют значение две величины: медиана *Md* и наиболее крупнозернистая часть осадка, определяемая 1%-ной квантилью *C* (размер частиц, относительно которых более крупные зерна составляют 1% от массы породы). Параметры эти определяются по кумулятивной кривой.

Значения *Md* и *C* наносятся на диаграмму, где по оси абсцисс показана медиана, а по оси ординат *C* в микрометрах.

Исследовав таким способом различные современные и древние осадки, Р. Пассега получил поля, каждое из которых соответствует осадку, отложенному водным потоком определенного типа (рис. 98).

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).

В этом случае может быть применен гранулометрический анализ в шлифах, который заключается в измерении поперечников зерен или их площадей с помощью сетки или линейки окуляр-микрометра. Имеются и специальные приспособления типа окуляра Глагольева. Описание гранулометрического анализа в шлифах

здесь не приводится, поскольку этот метод является недостаточно точным и не может быть сравним с результатами ситового анализа из-за расхождений, имеющих случайный, несистематический характер.

Для определения генезиса песчаных пород имеет также большое значение изучение морфологии (морфометрии и морфоскопии) и ориентировки песчаных зерен. Из-за небольшого объема учебника мы лишены возможности рассмотреть эти вопросы и интересующихся отсылаем к специальным руководствам (см. Шванов, 1969).

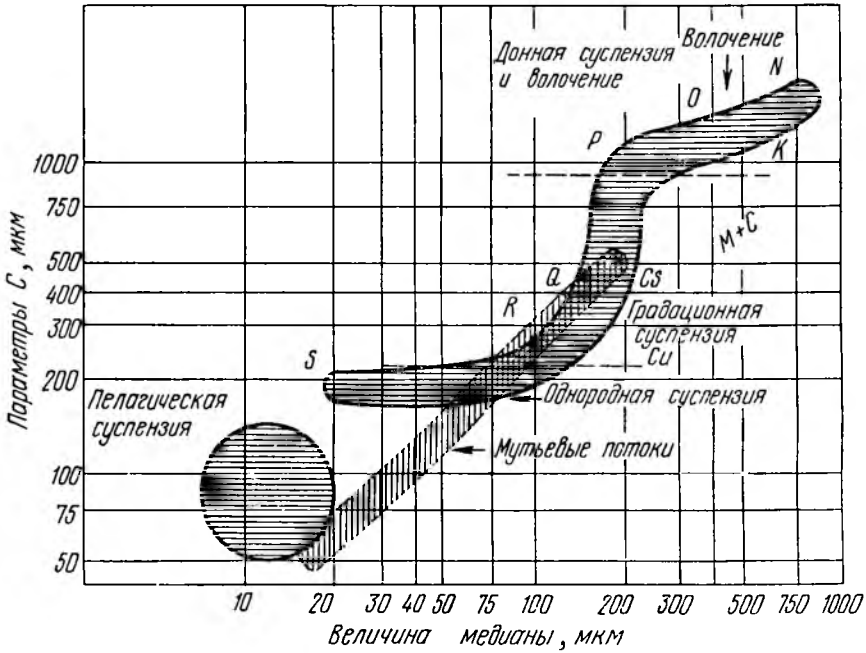


Рис. 98. Диаграмма Пассега для определения способа переноса обломочных частиц в водной среде

Подготовка пород к минералогическому анализу

Дезинтеграфия породы и удаления цемента. Для рыхлых обломочных пород предварительная подготовка заключается в выделении нужных для исследования фракций гранулометрического анализа и разделении их по плотности и магнитным свойствам. Для сцементированных обломочных пород необходимо, кроме того, разрушение породы и удаление цемента, для карбонатных пород и солей — предварительное растворение (получение нерастворимого остатка).

При исследовании карбонатных пород и солей, изучение 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 зерен и минеральный состав цемента. Породу нужно разделить на отдельные обломочные зерна и удалить цемент без существенных нарушений цельности 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 др. 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. Кремнистый опаловый цемент можно удалить слабым раствором едкой щелочи (1—2-процентный раствор KOH) без подогревания.

Породы с глинистым и гипсовым цементом обрабатываются в дистиллированной воде с подогреванием.

После обработки реактивами или водой дезинтеграция заканчивается легким растиранием породы пальцами в фарфоровой чашке. Затем породу тщательно промывают водой до полного удаления реактива.

Известны и другие методы дезинтеграции: при помощи пропитывания породы растворами различных солей (например, гипосульфита), поочередного нагревания и резкого охлаждения (опускание в холодную воду) и т. п. Однако все они недостаточно эффективны[1].

В некоторых случаях избавиться от цемента не удается 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 (определяется в шлифе).

Обработка породы кислотами не рекомендуется, если обломочные зерна представлены обломками карбонатных пород и содержат известковые организмы (обломочные известняки, песчаники и

[1] Весьма эффективна дезинтеграция при помощи ультразвука (см. гл. 16).

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[1]. Однако лучше, исходя из изложенных выше соображений, использовать для обработки слабую уксусную кислоту (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 навески дистиллированной водой или водой, подкисленной H_2SO_4 (для гипса)[2]. Нерастворимый остаток промывают дистиллированной водой до полного исчезновения реактива, которым обрабатывалась порода.

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 этой фракции служат следующие соображения.

1. Наибольшая концентрация тяжелых минералов в песчаных и алевритовых породах различного генезиса наблюдается во фракции 0,25—0,01 мм.

2. Наибольшая концентрация тяжелых минералов в глинисто-алевролитовых 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. Фракция 0,25—0,01 мм является наиболее удобной для исследования. В более крупных фракциях частицы минералов из-за большой величины становятся непрозрачными (особенно окрашенных минералов), в них 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

---

[1] Медленное нагревание при температуре 60—70°С в 5%-ной HCl до полного выделения CO_2 или кипячение в 1,5%-ной HCl в течение 5 мин.

[2] Лучшим способом растворения гипса является обработка 15%-ным лимоннокислым аммонием при 22°С.

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 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 недостаточной.

Удаление глинисто-железистых пленок. В целом ряде осадочных пород (главным образом пестроцветов) на зернах породообразующих (кварца, полевого шпата) и акцессорных минералов имеются железистые, железисто-глинистые и глинистые пленки, которые затрудняют диагностику минералов и делают невозможным 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 NH_4S и уксусной кислотой CH_3COOH, Лейта — обработка щавелевой кислотой COOH — COOH в алюминиевой посуде или в присутствии алюминиевого стержня, Соколовского — обработка поваренной солью и дистиллированной водой.

Опыт показывает, что наиболее эффективной следует считать обработку щавелевой кислотой в присутствии металлического алюминия.

В стеклянный сосуд помещают обрабатываемый порошок и заливают 5-процентным раствором щавелевой кислоты (COOH — COOH). Затем в сосуд опускают алюминиевую трубку или алюминиевый бюкс и кипятят образец в течение 15—20 мин. Количество реактива — 200—300 $см^3$ 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 иодистого калия (KI) и двуиодистой ртути (HgI_2). Максимальная плотность 3,19 зимой и 3,17 летом. Жидкость Туле смешивают с водой в любых пропорциях, поэтому плотность ее можно изменять от 1,0 до 3,19.

Способ приготовления: берут навеску солей KI и HgI_2 в отношении 1:1,14, тщательно измельчают, перемешивают и растворяют в холодной воде, прибавляя последнюю небольшими порциями (на 500 г солей около 80 $см^3$ дистиллированной воды). Затем раствор выпаривают до появления корки или до всплывания флюорита. Остудив, жидкость фильтруют через стеклянную вату; получаемый раствор имеет максимальную плотность. Жидкость ядовита, поэтому 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.

Бромоформ $CHBr_3$ — бесцветная жидкость, растворяется в спирте, бензоле, эфире. Плотность при 20°С — 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) бромоформ 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:

Жидкость	*Состав*	*Плотность*, г/$см^3$
Жидкость Клейна	$2CdOB_2O_39WO_3$ $2H_2O$ + 16aq	3,29—3,36
Иодистый метилен	CH_2I_2	3,33
Бромистый этилен	$C_2H_4Br_2$	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 применяются бромоформ и жидкость Туле.

Плотность жидкостей определяется при помощи минералов-индикаторов, специальных аэрометров, весов Вестфаля, взвешивания жидкости в сосуде определенного объема и через определение показателей преломления. Приближенно плотность 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 большую плотность — от 2,7 до 7,5. Наиболее легкие из них — слюды, хлорит, берилл, аквамарин, глауконит — имеют плотность от 2,7 до 3,0.

Для отделения акцессорных минералов от главных породообразующих (кварца, халцедона, опала, полевых шпатов, глинистых минералов, карбонатов) следует выбрать соответствующую плотность 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 плотности жидкости в интервале 2,9—2,80 (2,85).

Если взять жидкость с плотностью 3,0, в тяжелую фракцию не попадут большинство слюд, хлоритов, берилл, тремолит, фенакит 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 плотности 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.

Более дробное деление на фракции необходимо в тех случаях, когда нужно выделить один какой-либо минерал, исследовать тяжелую фракцию определенного интервала плотности из-за наличия в ней того или иного минерала.

Для разделения тяжелой жидкостью применяют обычно открытые воронки, закрытые воронки (воронки Брегера) или центрифуги (рис. 99).

В воронку наливают до половины тяжелую жидкость, затем осторожно высыпают навеску и наливают еще немного жидкости (примерно 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 осаждение 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 отделение тяжелой фракции при помощи центрифуги. Чаще всего применяется центрифуга А. И. Мошева (см. рис. 99). Над волчком центрифуги *7* помещают делительную воронку *2* с отводной трубкой *3*. 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 $см^3$) и тщательно перемешивают.

В воронку *1* наливают немного тяжелой жидкости, чтобы заполнить пазы волчка *5*. Осторожно помешивая, тяжелую жидкость с навеской также наливают в воронку *1*. Включают электромотор и доводят скорость вращения волчка до 8000 об/мин. При вращении волчка тяжелые минералы оседают и застревают в пазах волчка *5*,

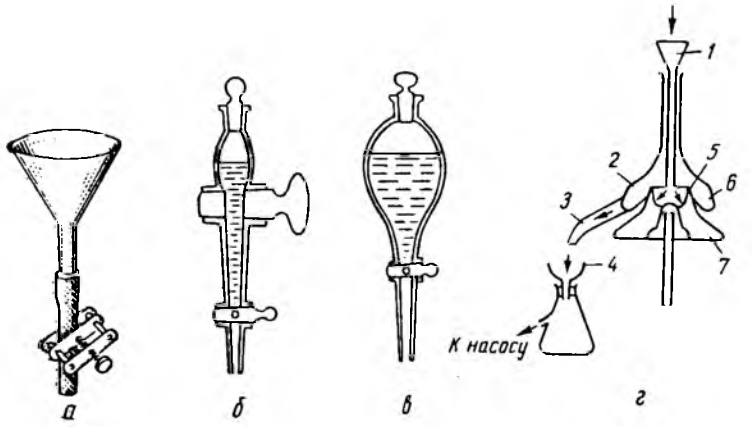


Рис. 99. Приборы для разделения минералов в тяжелой жидкости:
а, б, в — воронки; *г* — центрифуга

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.

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 об/мин 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. После остановки центрифуги вынимают пробирки и осторожно сливают легкую фракцию в один сосуд, потом тяжелую в другой.

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 плотность ее проверяется. Если деление производилось бромоформом, а растворителем был спирт, жидкость помещают в делительную воронку и заливают дис-

тиллированной водой. Спирт растворяется водой, а бромоформ, 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, титаномагнетит, ильменит, франклинит, пирротин).

Тяжелую фракцию рассыпают тонким слоем на листке чистой бумаги или стеклянной пластинке. Затем конец обычного подковообразного магнита (или магнитного бруска) оборачивают папиросной 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 совершеннее 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 их отделяют при помощи электромагнита.

Существуют электромагниты разных систем, создающие электромагнитное поле различной силы, и электромагниты, напряженность электромагнитного поля которых может регулироваться пропусканием через их обмотки 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 листе 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. Также 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 и сотые доли процента), а

операция очень трудоемкая, разделение по магнитным свойствам производится не всегда. Этот метод применяется главным образом при исследовании шлихов — тяжелых концентратов, отмытых водой.

Для выделения чистых минералов из смеси в настоящее время используется электростатическое разделение, диэлектрическая сепарация, электродиализ, электрофорез и т. п.

Глава XIV

Минералогический анализ

Иммерсионный метод

Порядок работы. Из выделенных тяжелой жидкостью легкой и тяжелой фракций изготовляются препараты для микроскопического исследования. Порошок фракции тщательно перемешивают, небольшое количество его набирают 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 (n) 1,700, легкой фракции — 1,540—1,542. В жидкости с $n = 1{,}700$ сразу же удается отделить корунд, дистен, ставролит, ксенотим, эпидот, монацит, сфен, анатаз, брукит, рутил, циркон, везувиан, гиперстен, хлоритоид, сидерит ($n>1{,}700$) от большинства минералов группы пироксенов и амфиболов, турмалина, апатита, топаза, барита, андалузита, силлиманита, кальцита, доломита, биотита, ангидрита, целестина, мусковита и некоторых других ($n < 1{,}700$).

В жидкости с показателем преломления 1,540—1,542 легко отделяются полевые шпаты (ортоклаз, микроклин и кислые плагиоклазы), халцедон, гипс, опал ($n<1{,}542$) от кварца, средних и основных плагиоклазов и слюд ($n>1{,}542$).

При наклонном положении столика микроскопа в таких препаратах (особенно при разном диаметре частиц) зерна минералов часто переворачиваются и уплывают из поля зрения. Это дает возможность наблюдать один и тот же минерал в самых разнообразных сечениях. Если почему-либо это явление 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 желатина. На предметное стекло наносится тонкий слой желатина и просушивается. Затем насыпают порошок, покрывают покровным слоем и вводят жидкость.

Кроме временных, изготовляют постоянные препараты на канадском бальзаме или канифоли. Рассыпают фракцию на предметном стекле, покрывают покровным стеклом и на асбестовой 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 надавливанием иглы выгоняются пузырьки воздуха. 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 ведется при одном николе — поляризаторе[1] (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.

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. Они вызывают отклонение лучей света в сторону высокопреломляющей среды и разложение полихроматического света (дневного света или света от электрической лампочки) на его составляющие (цвета спектра). В результате на стороне высокопреломляющей среды появляется полоска, более ярко освещенная по сравнению с соседними участками (*полоска или линия Бекке*).

При подъеме тубуса микроскопа полоска перемещается в сторону высокопреломляющей среды — *положительный эффект,* при опускании — в сторону низкопреломляющей среды — *отрицательный эффект* (рис. 100).

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 которым приходится работать минералогам, в этот момент появляется цветная реакция — полоска приобретает радужную окраску (так называемый дисперсионный эффект). При подъеме тубуса микроскопа красная полоска перемещается на высокопреломляю-

[1] Исследование производится попеременно при одном николе и с анализатором, наблюдение ведется при одном николе — поляризаторе (полоски Бекке, изменения окраски и т. п.).

щую среду, а синяя — на низкопреломляющую. Причем подвижность полосок одинаковая (рис. 101).

При опускании тубуса микроскопа красная полоска перемещается на низкопреломляющую среду, синяя — на высокопреломляющую.

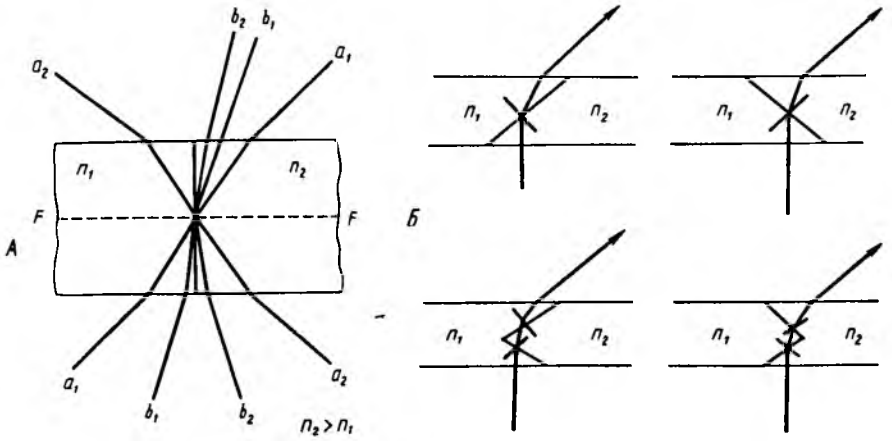


Рис. 100. Оптические явления, происходящие на границе раздела двух сред с разными показателями преломления (*А*) и отклонение луча света в сторону высокопреломляющей среды (*Б*) при разном положении границы (по Татарскому)

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 значительная, чем дисперсия минералов.

Если одна из полосок, например синяя, остается неподвижной, то достигнуто равенство показателей преломления двух сред для синей части спектра (рис. 101, *А*), соответственно при неподвижной красной полоске — для красной части спектра (рис. 101,*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) измеряется одна единственная константа — показатель преломления (n). Порядок работы следующий. Порошок минерала помещают на предметное стекло, покрывают покровным стеклом, в капиллярный зазор между стеклами вводят какую-либо жидкость. Приготовленный таким путем препарат рассматривают под микроскопом. Наблюдая перемещение 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 приготавливают другой препарат. Если вещества мало, то при помощи фильтровальной бумаги вытягивают старую жидкость и вводят новую[1]. 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.

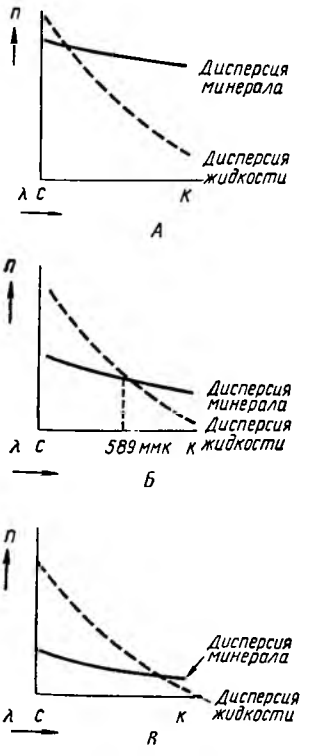


Рис. 101. Причины появления окрашенной полоски Бекке: *А* — показатели преломления минерала и жидкости равны для коротковолновой части спектра; *Б* — для средней части спектра; *В* — для длинноволновой части спектра (по Татарскому)

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 кристалл на 90° (второе погасание), наблюдаем второй показатель преломления этого сечения. Таким образом определяют величины Ng' и Np'. Однако для диагностики минералов нужны не промежуточные, а главные показатели преломления Ng и Np, находимые в определенных разрезах (табл. 55).

Из данных таблицы следует, что в любых разрезах одноосных положительных кристаллов можно измерить полную величину Np, а отрицательных — Ng. 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 определенно ориентированные разрезы здесь еще более сложно. Так как в двуосных минералах имеется три главных показателя преломления — Ng, Nm и Np, 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.

[1] 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.

Таблица 55. Показатели преломления в ориентированных разрезах одноосных кристаллов

Разрезы	Знак кристалла			
	+		−	
	o	e	O	e
Перпендикулярные к оптической оси (изотропные)	Np	— o	Ng	—
Косые	Np	Ng′	Ng	Np′
Параллельные оптической оси (с максимальной величиной двупреломления)	Np	Ng	Ng	Np

[1] o — обыкновенный луч, e — необыкновенный.

Таблица 56. Показатели преломления в ориентированных разрезах двуосных 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′

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 затемняется — 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. 102). Этим же способом можно пользоваться при работе с меньшим увеличением и более крупными зернами, когда края зерен загрязнены и условия наблюдения полоски Бекке неудовлетворительны.

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 преимуще-

ства: он дает возможность изучить дисперсию минералов, более точно определить показатели преломления. Так, например, иодистый метилен (CH_2I_2) при 24°С для длины волны 589 нм имеет показатель преломления 1,740, при 50°С и той же длине волны — 1,720, при 50°С и длине волны 660 нм — 1,710 и, наконец, при 50°С и длине волны 480 нм — 1,749. Таким образом, в интервале температуры от 24 до 50°С и длине волны света от 480 до 660 нм 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.

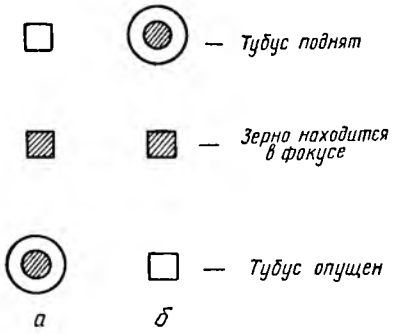


Рис. 102. Определение показателей преломления в мелких зернах: *а* — показатель преломления зерна больше показателя преломления жидкости; *б* — показатель преломления зерна меньше показателя преломления жидкости (по Татарскому)

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. Имеются и другие методы определения показателей преломления.

Метод косого освещения. Эффект косого освещения можно получить с помощью асимметричного светового пучка. С этой целью на пути распространения лучей ставят непрозрачный экран (проще всего слегка вдвинуть анализатор или кварцевую пластинку в прорезь тубуса микроскопа над объективом), загораживающий половину пучка. Рассматривая иммерсионный препарат, обнаружим, что на зернах минералов с показателем преломления большим, чем жидкости, появится тень со стороны экрана, а на зернах с меньшим показателем преломления, чем 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 случаях (рис. 103).

Когда показатели преломления минерала и 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

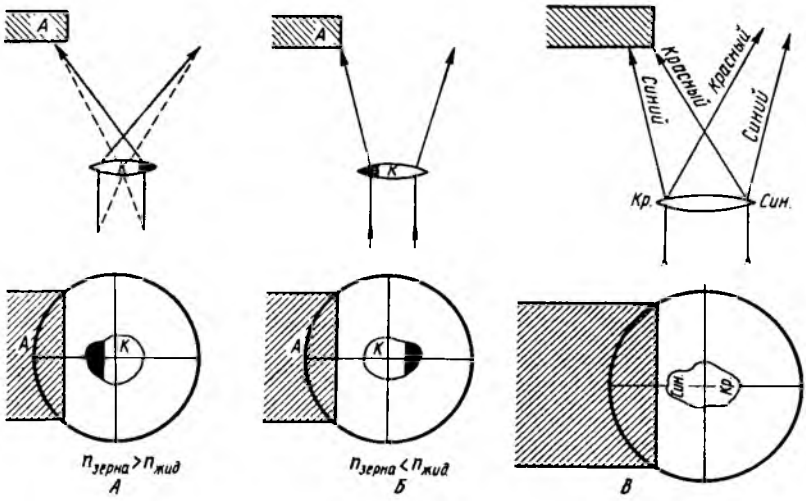


Рис. 103. Эффект косого освещения: *А* — показатель преломления зерна больше показателя преломления жидкости; *Б* — показатель преломления зерна меньше показателя преломления жидкости; *В* — показатели преломления зерна и жидкости равны

двойное диафрагмирование под зерном и над зерном. Эффект, получающийся при двойном диафрагмировании, такой же, как при фокальном экранировании (см. ниже).

Методы косого освещения 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 выдвинув слегка оправу 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 фокальной 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 и зерна будут освещены равномерно.

Все сказанное справедливо для монохроматического света. Если использовать полихроматический свет, то в случае совпадения показателей преломления для какой-либо длины волны спектра

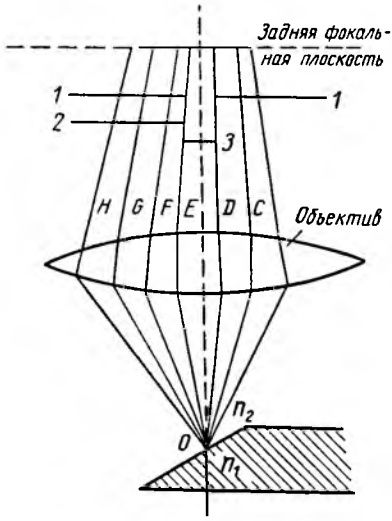


Рис. 104. Метод фокального экранирования: *1, 2, 3* — экраны в фокальной плоскости объектива; *C* — *H* — спектр лучей, полученных на краю исследуемого зерна (зерно заштриховано); n_1 и n_2 — показатели преломления зерна и жидкости

на краях зерен появится цветная каемка. Окраска каемки соответствует длине волны, для которой показатели преломления кристалла и жидкости совпадают (рис. 104).

Кольцевое экранирование позволяет осуществлять хроматическую вариацию без применения монохроматора, а также определять осность и знак минерала по характеру цветной окраски вокруг 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. д.). Перечень наиболее распространенных жидкостей приведен в табл. 57.

Кроме иммерсионных жидкостей, для определения показателей преломления применяют специальные сплавы: пиперина с иодидами, мышьяка и сурьмы (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 (1—2 раза в год) проверять на рефрактометре.

Рефрактометры (рис. 105) — 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

Таблица 57. Наиболее распространенные иммерсионные жидкости[1]

Жидкость	n_D при 20° С	$\frac{dn}{dt}$	Температура кипения, °С	Дисперсия	Примечание
Метиловый спирт	1,329		66	—	
Ацетон	1,360		56,5	—	
Паральдегид	1,404				
Этилмонохлорацетат	1,422	0,00049			
Хлороформ	1,455		61,5		
Лавандовое масло	1,462		188		Окисляется
Буковое масло	1,473				
Касторовое масло	1,480		265	1,477 1,484	
Цимол	1,490		175		
Толуол	1,500		110	—	
Кедровое масло	1,504— 1,516		237	—	
Монохлорбензол	1,523		132	1,521 1,536	
Укропное масло	1,529– 1,535		188	1,529 1,545	
Гвоздичное масло	1,544		253	—	Окисляется
Нитробензол	1,552	0,00046	209	—	
Коричноэтиловый эфир	1,560		271	—	
Ортотолуидин	1,571	0,00047	198	—	Светочувствительная
Анилин	1,583	0,00045	138	1,577 1,598	Светочувствительная, окисляется, очень большая дисперсия
Бромоформ	1,596	—	—	1,592 1,617	—
Коричное масло	1,585— 1,619	0,00057	207— 151	1,578 1,626	Светочувствительная, окисляется, очень большая дисперсия
α-монохлорнафталин	1,635	0,00053	188	1,626 1,652	— —
α-монобромнафталин	1,659	0,00051	102	1,650 1,677	—
α-иоднафталин	1,701				
Иодистый метилен	1,743	0,00048	181	—	Светочувствительная
Насыщенный раствор серы в иодистом метилене	1,783	—	—	1,780 1,896	— —

[1] Кроме перечисленных имеются жидкости с $n > 2{,}0$ (Логвиненко, 1962).

0,0002, ИРФ-23 — до $n = 1{,}790$ с точностью до 0,00002. В рефрактометре 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

$$n \sin i = N \sin r, \qquad \sin r = \frac{n \sin i}{N},$$

где n — показатель преломления жидкости, i — угол падения луча, N — показатель преломления измерительной призмы, r — угол преломления луча.

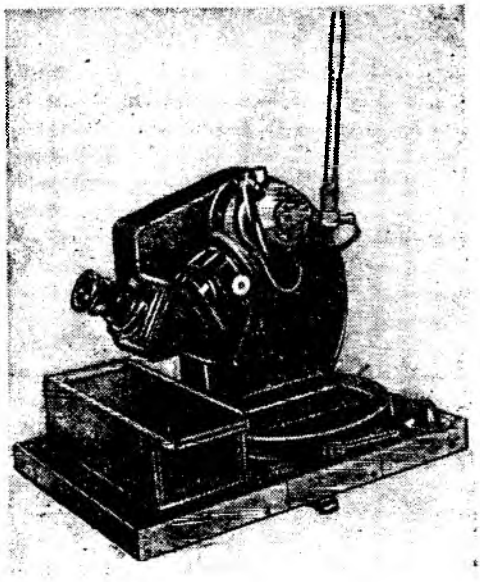


Рис. 105. Общий вид рефрактометра ИРФ-22

С увеличением угла i угол r также увеличивается, достигая максимального значения при $i = 90°$, 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° 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° С (или другой).

Плеохроизм. Изменение окраски кристалла в зависимости от направления световых колебаний называется *плеохроизмом*. Он наблюдается в окрашенных минералах и изучается при одном николе — поляризаторе. При вращении столика микроскопа наблюдается изменение цвета или густоты окраски минерала. При изучении плеохроизма необходимо сначала определять направление главных осей индикатрисы Ng и Np, а в двуосных 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[1] совпадает ось Ng, окраска минерала темно-коричневая, ось Nm (изотропный разрез) — коричневая, ось Np — светлая, желтовато-коричневая до бесцветной.

Запись производится в таком виде: $||Ng$ — темно-коричневый, $||Nm$ — коричневый, $||Np$ — светло-желтовато-коричневый — бесцветный или схема плеохроизма (схема абсорбции) $Ng > Nm > Np$. В некоторых минералах иная схема — $Np > Nm > Ng$. Плеохроизм важен как дополнительный диагностический признак.

[1] Для определения направления колебаний в поляризаторе необходимо взять шлиф с листочками биотита, имеющими спайность, или хорошо ограненные призмочки турмалина и ориентировать их (трещины спайности биотита или короткий размер призмочки турмалина) параллельно одной из нитей окуляра так, чтобы окраска минерала была максимальной. Направление колебаний поляризатора будет параллельно нити окуляра.

После этого переходят к изучению минерала в скрещенных николях. Сначала работают с параллельным светом (плоское зеркало, без линз Лазо и Бертрана). Определяют интерференционную окраску и двупреломление; ориентировку индикатрисы — погасание; исследуют двойники; характер удлинения (знак зоны).

Интерференционная окраска. Явление интерференции изучают 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 несколько раз, что позволяет шкалу разбить на ряд порядков. Интенсивность окраски убывает от низких порядков к более высоким:

Разность хода, нм	*Интерференционная окраска*	*Порядок окраски*	*Разность хода, нм*	*Интерференционная окраска*	*Порядок окраски*
100	Серая		1130	Фиолетовая	
260	Белая		1150	Синяя	
300	Желтая		1350	Зеленая	
500	Оранжевая	I	1450	Желтая	III
550	Красная		1550	Красная	
575	Фиолетовая		1640	Светло-фиолетовая	
650	Синяя		1670	Серовато-синяя	
800	Зеленая		1730	Светлая голубовато-зеленая	IV
900	Желтая				
950	Оранжевая		1850	Светло-зеленая	
1050	Красная	II	2000—2100	Светлая сероватая с легким розоватым оттенком	

При исследовании зерен минералов в иммерсии точное определение силы двойного лучепреломления производится путем определения максимального (*Ng*) и минимального (*Np*) 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 минимальна 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 больше (>0,045 при толщине зерен 0,03—0,05 мм).

Наряду с дисперсией показателей преломления существует дисперсия двупреломления, которая обусловливается 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 (индигосиние, фиолетовые окраски).

Определение ориентировки индикатрисы. Когда направление главных осей индикатрисы в кристалле (*Ng* и *Np*, *Np* и *Nm*, *Ng* и *Nm*) 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 (*Ng* и *Np*) 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 столи-

ке. Разность между первым и вторым отсчетами 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 (*c Ng* = 21°, *c Np* — 3—5° и т. д.).

Для определения направлений главных осей индикатрисы (*Ng* и *Np*) пользуются компенсаторами — гипсовая, кварцевая пластинки или кварцевый клин (для минералов с высоким двупреломлением). С длинной осью пластинки всегда совпадает ось *Np*.

Применение компенсаторов основано на правиле компенсации. Если между скрещенными николями — 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 больший показатель преломления *Ng′*, колеблется параллельно короткому ребру пластинки. Следовательно, параллельно длинному ребру пластинки расположена ось *Np′* индикатрисы, а параллельно короткому ребру — ось *Ng′* индикатрисы. При выходе из пластинки разность хода равна $\Delta = d_1(Ng' - Np')$.

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′* индикатрисы, то окончательная величина разности хода увеличится. Световая волна с показателем *Ng′* в первой пластинке отстанет от волны с показателем *Np′*. Попав во 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 пластинках 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 параллельно 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 ($\lambda = 575$ нм) или оранжево-красный ($\lambda = 532$ нм) 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 нм и такой же ориентировкой (длинное ребро — ось Np). Так же приготовляется 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 нм) до бледных зеленовато-синеватых тонов IV порядка (разность хода 2250 нм). 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 интерферен-

ционной 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 (коноскопическая установка — включается линза Лазо без окуляра или в микроскоп дополнительно вводится линза Бертрана при наличии окуляра, объектив 40 или 60, вогнутое зеркало). Определяются: 1) осность; 2) знак кристалла; 3) дисперсия оптических осей.

Определение *осности* и *знака кристалла* (характера 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 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 больший 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 *е* колеблется в плоскости главного сечения, а волна *о* — 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 *Р* и *А* параллельны направлениям колебаний николей и нитям окуляра. Во всех точках, лежащих на этих сечениях, направление колебаний совпадает с направлением колебаний в николях, следовательно, эти точки должны находиться на погасании. Этим и объясняется появление черного креста (рис. 106).

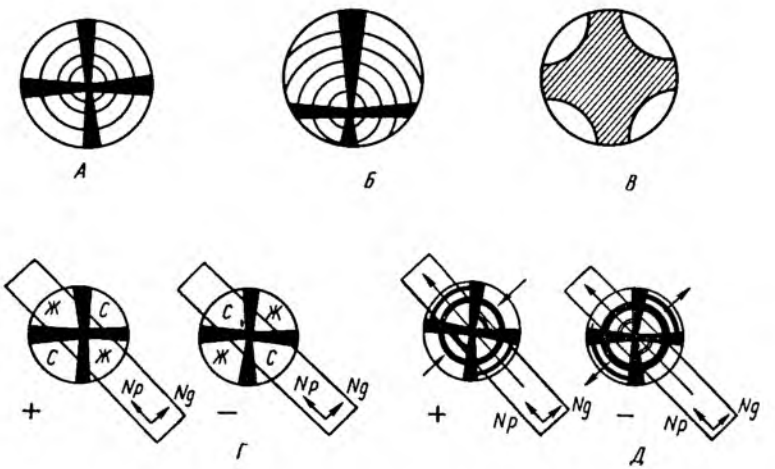


Рис. 106. Интерференционные фигуры одноосного минерала: *А* — разрез, перпендикулярный оптической оси; *Б* — разрез, наклоненный к оптической оси; *В* — разрез, параллельный оптической оси; *Г* — распределение окраски при испытании кварцевой пластинкой; *Д* — движение изохроматических колец при вдвигании кварцевого клина

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 *Np*.

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. 106, *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 необыкновенный 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 знак определяется 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. 106, *Д*).

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 вдвижении 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, наблюдается 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. При вращении столика микроскопа крест распадается на две ветви — гиперболы, которые расходятся в противоположные квадранты (наибольшее расхождение при повороте на 45° от положения креста, рис. 107, *А*).

Если гиперболы находятся в северо-западном и юго-восточном квадрантах, для определения знака вводим компенсатор. При вво-

де кварцевой пластинки в оптически положительных кристаллах на вогнутой стороне гиперболы наблюдается желтая окраска. на выпуклой — синяя. В оптически отрицательных кристаллах размещение окрасок обратное (рис. 107, *Д*).

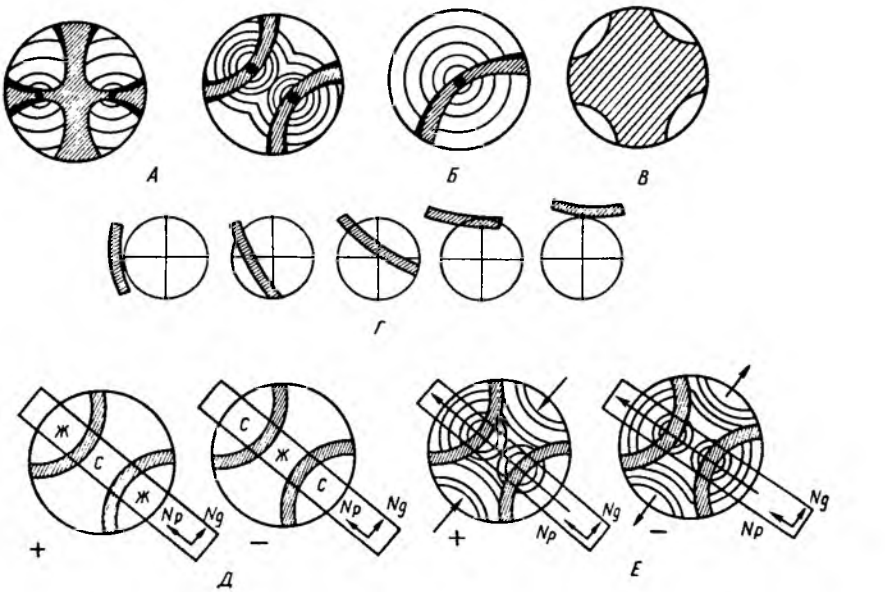


Рис. 107. Интерференционные фигуры двуосного минерала: *А* — разрез, перпендикулярный острой биссектрисе; *Б* — разрез, перпендикулярный оптической оси; *В* — разрез, параллельный плоскости оптических осей; *Г* — косые разрезы (характер прохождения изогиры через центр поля зрения); *Д* — распределение окраски при испытании кварцевой пластинкой; *Е* — движение изохроматических колец при вдвигании кварцевого клина

При вдвижении 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. 107, *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 двуосного кристалла), при вращении столика микроскопа через поле зрения по очереди проходят темные искривленные или прямые балки — *изогиры*. Одновременно в поле зрения видна только одна балка. В момент прохождения середины поля зрения изогира не параллельна нити окулярного креста (рис. 107, *Г*).

Нахождение квадранта для определения знака часто бывает

весьма затруднительным. В. Б. Татарский рекомендует следующее «автоматическое» правило: «Когда при вращении столика по часовой стрелке изогира, делающая с вертикальной нитью меньший угол, чем с горизонтальной, уйдет направо, в поле зрения будет третий квадрант»[1] (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 осность и знак кристалла, можно ориентировочно определить и угол между оптическими осями в разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе. Работая с объективом 40, наблюдаем следующее расхождение ветвей гиперболы.

1. Расхождение незначительное, всего несколько делений окуляр-микрометра, $2V$ — 3—5°.

2. Ветви гиперболы находятся посредине, между центром и краем поля зрения, $2V$ — 15—25°.

3. Ветви гиперболы находятся на краю поля зрения, $2V \approx$ $\approx$45—50°.

4. Ветви гиперболы выходят за поле зрения, $2V > 50°$.

Если расстояние между выходами оптических осей в положении их наибольшего расхождения измерить при помощи окуляр-микрометра, а Nm минерала известно, то $2V$ можно определить по формуле Малляра: $\sin V = \frac{KD}{Nm}$,

где K — константа, зависящая от оптической системы микроскопа (коноскопический угол объектива и цена деления окуляр-микрометра), определяемая при помощи апертометра[2]; D — расстояние между выходами оптических осей.

Дисперсия оптических осей. Наряду с дисперсией показателей преломления и двупреломления, в двуосных 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; $r > v$.

[1] *Татарский В. Б.* Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М., 1965.

[2] K — может быть определена путем измерения D в минерале, угол между оптическими осями которого известен.

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 λ 550 нм лежат в одной плоскости, а для длин волн $\lambda<550$ нм — в другой. Для длины волны 550 нм брукит одноосен, для других волн — двуосен.

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 перекрещенной. 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 (приближенно) и собрав дополнительные данные по ряду других диагностических признаков минерала, определяем минерал, пользуясь табл. 58—63[1].

Для определения наиболее распространенных минералов тяжелой и легкой фракции по таблицам необходимо знать показатель преломления (приближенно), осность, знак кристалла, минерал окрашенный (и в какой цвет) или неокрашенный; если окрашенный, то плеохроичный или неплеохроичный, и знак удлинения.

[1] Табл. 58—63 составлены по принципу таблиц Мильнера с некоторыми изменениями и дополнениями.

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, используя при этом дополнительные данные, полученные при изучении минерала (о двупреломлении, характере угасания и угле угасания, спайности, форме и т. п.).

Например, изучая легкую фракцию песчаника, установили, что минерал бесцветный, показатель преломления значительно более 1,542, двуосный, отрицательный, угол оптических осей небольшой, форма минерала — листочки с рваными краями (слюдоподобный 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.

Обращаемся к табл. 58 (бесцветные минералы) и отыскиваем в ней минерал с соответствующими данными. Находим его в правой

Таблица 58. Бесцветные анизотропные минералы (в скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа, в изотропных сечениях дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	—	+	—
Менее 1,500		Кальцит ±	Шабазит	Шабазит Морденит (птилолит) Монтмориллонит
1,500—1,542		Кальцит ± Доломит ± Магнезит ±	Кварцин + Халцедон — Гипс — Альбит ±	Ортоклаз ± Микроклин ± Монтмориллонит Ломонтит ±
1,542—1,600	Кварц + Алунит —	Кальцит ± Доломит ± Магнезит ±	Олигоклаз до № 15—17 Ангидрит — Лабрадор — Андезин до № 40—50 Гиббсит ±	Каолинит + Лепидолит + Мусковит + Гидрослюда ± Арагонит — Анортит — Олигоклаз № 17—30 Андезин № 30—40
1,600—1,700		Кальцит ± Доломит ± Магнезит Сидерит ± Апатит — Даллит ± Турмалин — Корунд —	Ангидрит — Диопсид + Силлиманит + Барит + Целестин + Энстатит + Цоизит +	Арагонит — Тремолит + Глаукофан + Андалузит— Дюмортьерит —

Продолжение табл. 58

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	−	+	−
1,700—1,780	Ксенотим +	Сидерит ±	Геденбергит — Цоизит + Клиноцоизит ± Диаспор —	Эпидот ± Дистен +
Более 1,780	Циркон + Ксенотим + Кассите-рит + Шеелит	Сидерит ± Анатаз ±	Сфен — Монацит + Брукит ±	

Примечание: (—,+,±) — знак зоны или удлинения.

Таблица 59. Желтые, бурые и коричневые анизотропные минералы (в скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа; в изотропных сечениях дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	−	+	−
< 1,500				
1,500—1,542		Доломит ±		Ортоклаз ±
1,542—1,600		Доломит ±	Нонтронит +	Каолинит + **Лепидолит** + Мусковит + Арагонит — Глауконит
1,600—1,700		» **Турмалин** — **Апатит** — Сидерит ±	Нонтронит + Авгит + **Антофиллит** + **Энстатит** +	Глауконит Арагонит — **Биотит** + **Гиперстен** + **Роговая обманка** + **Лепидомелан** +
1,700—1,780	Ксенотим +[1]	» **Везувиан** **Ярозит**	**Ставролит** + Авгит ±	**Эпидот** + **Гиперстен** + **Лепидомелан** + **Эгирин(акмит)**
> 1,780	Циркон + **Рутил** + Ксенотим + Шеелит **Кассите-рит** +	Сидерит ± Анатаз ± **Ярозит**	**Сфен** — Монацит + Брукит ±	**Гетит** ± **Лепидокрокит** **Эгирин(акмит)** —

[1] Здесь и далее полужирным выделены плеохроичные минералы.

Таблица 60. Красные, розовые и розовато-лиловые анизотропные минералы (в скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа, в изотропных сечениях дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	−	+	−
Менее 1,500				
1,500—1542				
1,542—1,600	Кварц + (аметист)			
1,600—1,700		**Турмалин** —	**Цоизит** ±	**Лепидолит** + **Глаукофан** + **Тремолит** + **Андалузит** + **Дюмортьерит** —
1,700 1,780		**Корунд** —	**Цоизит** ±	**Лепидомелан** + **Гиперстен** +
Более 1,780	Циркон + **Рутил** + Шеелит **Кассите-рит** +	**Анатаз** ± **Гематит** +		**Гетит** ± **Лепидокрокит**

Примечание. Здесь и в последующих таблицах ± знак зоны или удлинения, плеохроичные минералы выделены полужирным шрифтом.

Таблица 61. Зеленые анизотропные минералы (в скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа; в изотропных сечениях дают интерференционную фигуру)

Показатели преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	−	+	
>1,500				
1,500—1,542				
1,542—1,600			Нонтронит + **Хлорит** +	Нонтронит + **Хлорит** + Глауконит
1,600—1,700		**Апатит** — **Турмалин** —	Цоизит ± Силлиманит Диопсид + Энстатит + Авгит ±	**Тремолит** + **Актинолит** + **Гиперстен** + **Андалузит** — **Роговая обманка** + **Биотит** + **Дюмортьерит** — Глауконит
1,700—1,780		**Везувиан** —	Геденбергит — Авгит ± **Хлоритоид** — Циозит ±	**Гиперстен** + **Эпидот** + **Эгирин** (акмит) —
>1,780	Циркон + Шеелит		Монацит +	**Эгирин** (акмит) —

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 — Глаукофан + Рибекит — Арфведсонит —
1,700—1,780		Корунд —	Хлоритоид —	Дистен + Гиперстен +
1,780		Анатаз ±		

Таблица 63. Изотропные минералы (в скрещенных николях минералы остаются темными во всех положениях при вращении столика микроскопа и не дают интерференционной фигуры)

Показатели преломления	Бесцветные	Окрашенные			
		красные и розовые	коричневые, бурые и желтые	зеленые	синие
<1,500	Галлуазит Аллофан Анальцим Сильвин Опал Вулканическое стекло Флюорит Квасцы		Аллофан Флюорит	Аллофан Флюорит	Флюорит
1500—1,542	Вулканическое стекло Галит Лейцит Галлуазит Аллофан		Аллофан Янтарь	Аллофан	
1,542—1,600	Вулканическое стекло Галлуазит Аллофан Коллофанит		Аллофан	Аллофан	
1,600—1,700	Вулканическое стекло Коллофанит				
1,700—1,780	Шпинель Альмандин (в мелких зернах) Пироп (в мелких зернах) Гроссуляр (в мелких зернах)	Пироп Гроссуляр Альмандин	Гроссуляр	Гроссуляр Шпинель Плеонаст	Плеонаст
>1,780	Альмандин Алмаз	Спессартин Альмандин Андрадит Пикотит	Андрадит Спессартин Пикотит Лимонит (аморфный)	Андрадит Уваровит	

крайней графе (третья сверху клеточка), в которой помещены восемь минералов.

Ряд минералов сразу же отпадает, так как не имеет слюдоподобного 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 песчаника. 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 алевролита 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. 61 и 58.

В табл. 61 минерал нужно искать во втором ряду слева, где находятся два минерала: апатит и турмалин.

Читаем описание этих минералов. Апатит обычно бесцветный и имеет низкое двупреломление, реже встречаются апатиты, окрашенные в бурые тона (слегка плеохроичные); следовательно, 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 (четвертая клетка сверху). В эту клетку помещено 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 ($No > 1{,}700$ — сидерит, No — 1,700 — магнезит; $No < 1{,}700$, но близок к 1,700 — доломит; $No < 1{,}700$ — 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 заменяют 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, осность 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, двуосные положительные, двуосные отрицательные (одноосные расположены в порядке возрастания *No*, двуосные — *Nm*). В графе «оптическая ориентировка оси 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 бальзаме 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,

Таблица 64. 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, додэкаэдры, 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	Пиролюзит
Черный	Черный, сероватый, буровато-черный в тонких краях, красно-бурый	Стеклянный, 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	Стеклянный	Октаэдры, зерна неправильной формы	Пикотит
	Смолисто-серый, коричневый	Алмазный, металлический жирный	Тетраэдры, октаэдры, кубы, зерна неправильной формы	Сфалерит
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	»	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, металловидный	То же	Ильменит
Зеленый	Зеленый, зеленовато-коричневый	Нет блеска или тусклый, стеклянный	Зерна неправильной формы или окатанные, иногда по раковинам фораминифер	Глауконит

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, титаномагнетит, 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 минералогов-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 точности 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 состава фракции) рекомендуется просматривать 2—3 препарата из одной и той же фракции.

Предложение выражать процентное содержание каждого минерала по отношению к массе всей породы пока не получило распространения, так как для такого подсчета требуется много времени[1]. 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 массовых долях, 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 массовых долях по отношению к массе 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. Поэтому такой метод следует рекомендовать только в том случае, если изучаются полезные ископаемые, а при изучении пород в том случае, если берутся узкие пределы размерных фракций гранулометрического анализа.

Практически подсчет осуществляется следующим образом: в определенном порядке (перемещая препарат по горизонтали и

[1] Н. А. Преображенский предлагает следующую формулу для подсчета содержания минералов во всей породе: $\frac{pn \cdot d \cdot 100}{P(\varepsilon p \cdot d)}$, где p — масса тяжелой фракции, n — число зерен данного минерала, d — плотность минерала, P — масса пробы всей породы. С аналогичным предложением выступили Коген и другие авторы.

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 — пушинтегратор 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, а это значительно увеличивает объем работы.

Часто в тяжелой фракции содержится большое количество прозрачных — аутигенных минералов (сидерит, доломит, анкерит, брейнерит, барит) или непрозрачных — рудных минералов (пирит, гематит, лимонит), главным образом также аутигенных и частью аллотигенных. Причем в одних фракциях аутигенных минералов много, в других — мало или совсем нет. Прозрачные — аутигенные минералы и непрозрачные — рудные 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 и рудные аллотигенные минералы, за вычетом рудных аутигенных и аутигенных прозрачных, снова пересчитываются на сумму 100%. Пересчитывать можно одновременно с общим подсчетом. Допустим, подсчитано всего 500 зерен. Из них 450 составляют прозрачные аллотигенные минералы, 50 — непрозрачные аутигенные 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.

Графическое изображение результатов анализов. По результатам подсчета содержания тяжелых и легких минералов во многих породах составляются таблицы, в которых по горизонтали даны минералы, а по вертикали — название породы, ее адрес и стратиграфическая принадлежность. Содержание минералов дается в процентах по отношению ко всем подсчитанным зернам фракции.

Таблицы обязательно должны содержать также сведения о количестве тяжелой фракции и размерной фракции в каждом ис-

2000
2500
3000
Сланцы
Песчаники
Песчаники кр.и грубозерн.
Известняки
Угли
Исследов. образцы
Схематический разрез
Кривая колебательных движений
Континент. фации
Морские фации
Переходная фация угля
Песчаники
Сланцы
Уровень моря
Песчаники
Сланцы
Известняки
Карбонатность песчано-глинистых пород
Средний размер зерна в мм
Кварц
Полевой шпат
Общее количество
Выветрелый
Обломки горных пород
Слюда с иголочками рутила
Шпинель
Гранат
Брукит
Анатаз
Монацит
Ксенотим
Апатит
Общее количество
Плеохроичный апатит
Диопсид
Везувиан
Корунд
Ставролит
Дистен
Сфен
Хлоритоид
Ильменит
и рудные минералы, циркон, турмалин и рутил
Примечания

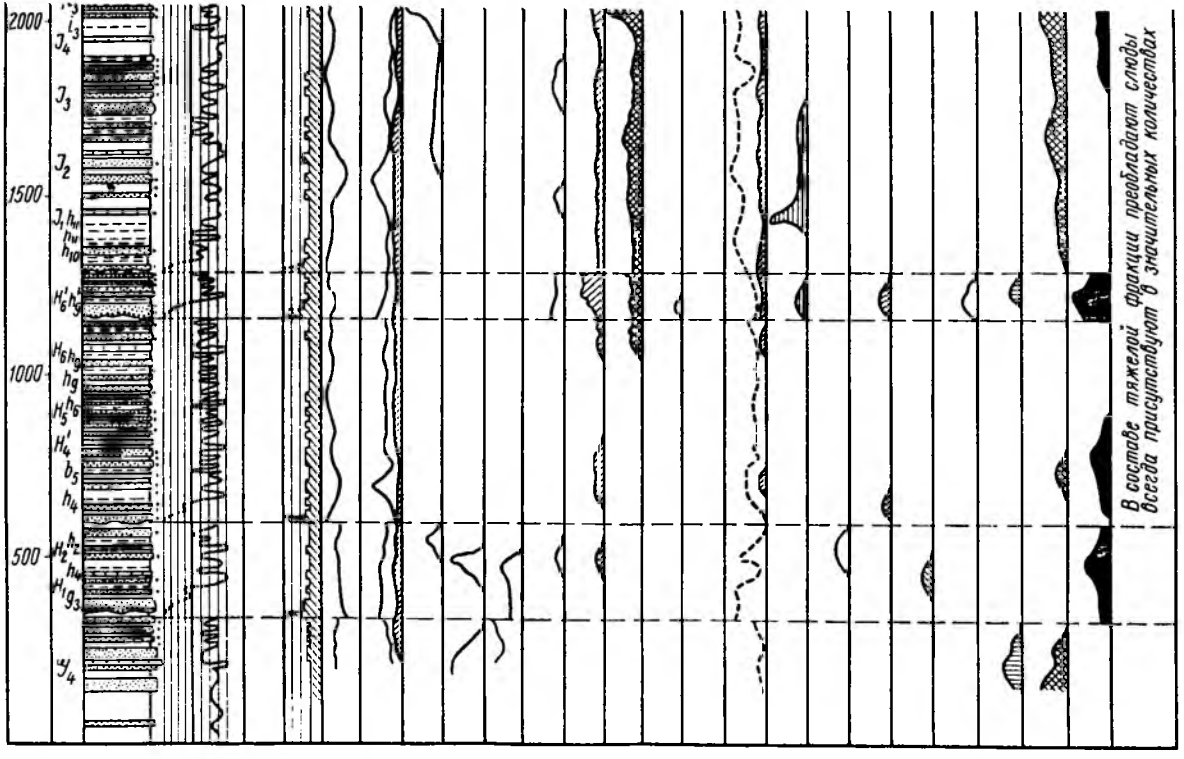


Рис. 108. Литогенетическая колонка и распределение минералов в нижней части среднего карбона северо-востока Донбасса

следованном образце (в процентах). Составление таблиц по результатам 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.

Кроме таблиц, широко используются различные способы графического изображения результатов анализа по данным таблиц (рис. 108). Графики не требуют особых пояснений. По вертикали наносится 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 фракций («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.

Для демонстрации распределения минеральных ассоциаций на площади составляют специальные карты терригенно-минералогических провинций, где площади с разными комплексами минералов выделяют различными условными знаками (рис. 109).

Изучение типоморфных особенностей минералов. При изучении минералов в зернах необходимо 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 количествах). Следовательно, корреляционное значение его равно нулю. Вместе с тем какая-либо разновидность этого минерала с особыми типоморфными признаками (окраска, форма, степень выветрелости, включения, иногда показатели преломления) 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, например, области питания.

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 СССР имеется много примеров подобного рода исследований. Так, например, А. Г. Алиев, Э. А. Даидбекова, Б. М. Ибрагимова (1955) в палеоген-неогеновых отложениях Азербайджана выделяют следующие типы дистена: 1) окатанные и полуокатанные зерна; 2) удлиненные призматические кристаллы с ярко выражен-

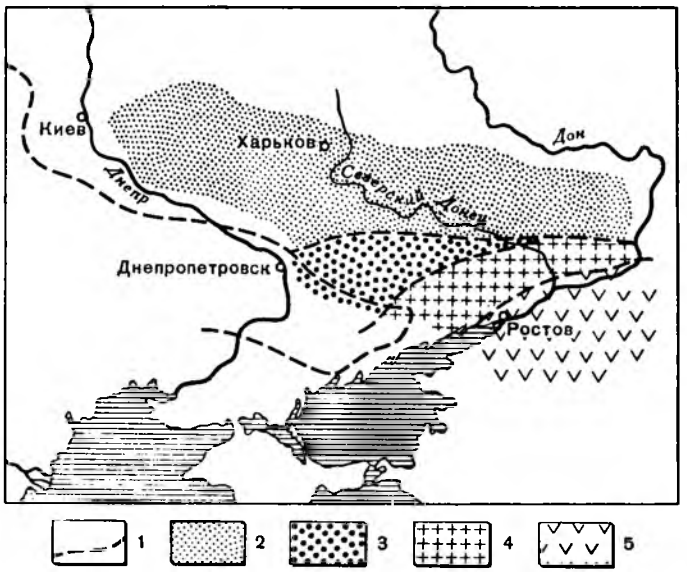


Рис. 109. Терригенно-минералогические провинции среднего карбона Большого Донбасса:

1 — границы провинций и кристаллического массива; *2* — апатит-гранатовая; *3* — циркон-турмалин-рутиловая со слюдами и рудными минералами; *4* — апатит-анатаз-брукит-хлоритоидная с цирконом, турмалином и рутилом, слюдами и рудными минералами; *5* — кроме минералов, перечисленных в отложениях предыдущей провинции, присутствуют актинолит, энстатит, волластонит, шпинель и др.

ными 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.

Н. В. Логвиненко (1953) 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.

Н. С. Вартанова (1953) установила широкое распространение гранатов с гранями нарастания (или растворения?) в каменноугольных отложениях Львовской мульды и выяснила, что подобные гранаты пользуются широким распространением в диафторитах Карпат, в то время как в пределах западной и северо-западной части Украинского кристаллического массива они редки.

Примером детального изучения обычных породообразующих минералов (кварца, полевых 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) без включений; 2) непрозрачный; 3) полупрозрачный; 4) с игольчатыми включениями; 5) с пластинчатыми и изометрическими включениями; 6) трещиноватый; 7) опалесцирующий; 8) регенерированный.

В. С. Князевым изучен обломочный кварц продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Результаты этого исследования позволили внести 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 плеохроизма, 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 2 V, степень выветрелости минералов и характер выветривания и 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 натя-

жению 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.

Порядок работы следующий. Навеску глины 15—35 г (в зависимости от степени песчанистости) замачивают в дистиллированной воде в фарфоровой чашке. Размоченную глину тщательно растирают резиновым пестиком. Для глин, которые склонны к коагуляции, период замачивания и особенно растирания должен быть продолжительным (несколько дней); рекомендуется сначала налить немного воды, чтобы при растирании получилось более или менее густое тесто, а затем постепенно прибавлять воду. Жидкую суспензию переносят в чашку емкостью 3—5 л, разбавляют водой и взбалтывают. После 24 ч отстаивания верхний слой в 7 см сливают. Если глина содержит небольшое количество глинистых частиц, сливание следует повторить 3—6 раз[1]. 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 массу высушивают 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 грани третьего пинакоида (001), для определения *Nm*, осности и знака кристалла, и тонкие нити, которые часто при приготовлении препарата ложатся сами 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*, осность и знак кристалла, а на тонких нитях, лежащих на ребре, определяют *Ng′* и *Np′*. Работать следует с объективами 20 и 40.

Время пребывания глинистых минералов в иммерсионных жидкостях должно быть непродолжительным, иначе от продолжительного пребывания изменяются показатели преломления (особенно у минералов ряда монтмориллонит — нонтронит).

Метод ориентированных препаратов в сочетании с методом окрашивания является наиболее доступным и легко осуществимым способом исследования при массовой работе минералогов-петрографов.

[1] Из суспензии можно выделить глинистые частицы в течение 5—7 мин при помощи электрофореза. Для этого необходим постоянный ток 100—120 V, 5А. Расстояние между электродами 15—25 мм. Анод — свинец, катод — медь. Плотность суспензии 1,010.

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 (pH раствора, влияние других реактивов, концентрация раствора красителя и т. п.).

Для окрашивания глинистых минералов применяется главным образом метиленовый голубой краситель, изменяющий 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 нм), гидрослюдистые глины — в грязно-синие до фиолетово-синего (максимум кривой спектра поглощения 560—600 нм), монтмориллонитовые и бейделлитовые глины — в голубовато-зеленый цвет (максимум кривой спектра поглощения между 600 и 700 нм).

Монтмориллонитовые глины, насыщенные кальцием, окрашиваются в чистые фиолетовые тона.

Если в суспензии, окрашенные метиленовым голубым, внести несколько капель KCl, то чистые каолиниты сохранят окраску (спектральная кривая сохраняет свою форму), гидрослюды изменят окраску на грязно-синюю (голубовато-зеленая у некоторых, кривая спектра поглощения не меняется или возрастает длинноволновой максимум — 650—670 нм). У бейделлитов и K- и H-монтмориллонитов сохраняется окраска или изменяется до желто-зеленой (максимум кривой спектра поглощения сохраняется 650 нм или сдвигается до 670 нм) и, наконец, у Ca-монтмориллонитов синяя окраска изменяется на ярко-голубую (максимум кривой спектра поглощения перемещается от 560 до 670 нм).

Кроме метиленового голубого применяются солянокислый бензидин, хризоидин, а также метил-виолет (свойства последнего еще недостаточно исследованы).

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.

Для определения глинистых минералов приготовляют водную суспензию глинистых частиц $d < 0{,}001$ мм в объеме 9 см^3, к ней доливают метиленовый голубой 0,7—1,2 см^3 концентрации 0,01%. После некоторого отстаивания 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 $см^3$, приготовляют 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 (гидрослюды, каолинит).

Рекомендуется наряду с прокрашиванием метиленовым голубым применять также солянокислый бензидин (табл. 65).

Таблица 65. Определение глинистых минералов методом окрашивания (по Викуловой, с дополнениями автора)

Минералы	Метиленовый голубой, 0,01%-ный раствор	Метиленовый голубой + KCl, насыщенный раствор	Бензидин солянокислый, насыщенный раствор	Хризоидин, 0,01%-ный раствор	Метилвиолет, подкисленный слабой соляной кислотой
1	2	3	4	5	6
Каолинит	Фиолетовый	Фиолетовый	Нет окраски	Желтый	Грязно-фиолетовый
Накрит	Сине-фиолетовый	Фиолетово-синий	» »	Розовато-желтый	»
Диккит	То же	То же	» »	Желтый	»
Галлуазит	Фиолетовый	» »	—	—	—
Гидрослюда	Фиолетово-синий	Сине-голубой, голубой	Нет окраски или грязно-зеленый	Желтый не чистый	Грязно-зеленый
Монтмориллонит	То же	Голубовато-зеленый	Голубой	Желто-красный	Травяно-зеленый
Нонтронит	» »	Зеленый	»	То же	»
Глауконит	Фиолетово-синий	Синий	Сине-голубой	Кирпичный красный	Нет окраски
Палыгорскит	Фиолетово-синий	Фиолетовый	Нет окраски	—	—
Сепиолит	Сине-голубой	Сине-голубой	» »	—	—
Хлорит	Синий	Синий	Зеленый	Грязно-желтый	Нет окраски
Карбонаты пелитоморфные	Сиреневый	Сиреневый	Нет окраски	—	Фиолетовый (кальцит и арагонит)

Диагностика карбонатных минералов методом окрашивания. Карбонатные минералы можно окрашивать в открытых шлифах, при шлифовках 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 окрашивание вызывается адсорбцией красителей на коллоидальных продуктах изменения карбоната под воздействием реактива.

Определение арагонита среди других карбонатов. 1. В 100 см^3 воды растворяют 11,8 г $MnSO_47H_2O$, к раствору прибавляют твердый сульфат серебра Ag_2SO_4, кипятят, охлаждают и отфильтровывают нерастворившийся остаток; прибавляют одну-две 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.

2. На карбонатные минералы действуют слабым раствором $AgNO_3$ (1,7%) в течение 1 с, затем промывают шлиф и действуют K_2CrO_4. В красно-бурый цвет окрашивается только арагонит.

Определение кальцита в кальцито-доломитовых породах. 1. На поверхность шлифа наносят каплю 10—15-процентного раствора $FeCl_3$ на 1—2 мин. Реагируя с кальцитом, треххлористое железо дает хлористый кальций и карбонат трехвалентного железа, который немедленно гидролизуется и оседает в виде коллоидной пленки на поверхности зерна. За это время доломит практически не вступает в реакцию, если зерна его имеют $d>0{,}01$ мм. Затем шлиф промывают дистиллированной водой и действуют раствором $(NH_4)_2S$ в течение нескольких секунд. Гидрат окиси переходит в сульфид, и кальцит становится черным.

2. 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 $AgCO_3$. Затем шлиф промывают и действуют на него в течение нескольких секунд K_2CrO_4, при этом $AgCO_3$ переходит в $AgCrO_4$ и кальцит приобретает красно-бурую окраску.

3. 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 $d>0{,}01$ мм остается неокрашенным.

Определение магнезита. 25 мг паранитробензолазорезорцина растворяют в 500 см^3 воды и 500 см^3 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 определения железа и железистых карбонатов по методу отпечатков. Берется обычная фотобумага, отмытая в темноте в гипосульфите, промытая водой и высушенная, 1-процентный раствор $K_3[Fe(CN)_6]$ и HCl (1:20). Фотобумагу смачивают в HCl в течение нескольких секунд (до 1 мин). На фотобумагу накладывают пришлифовку карбонатной породы и прижимают прессом. Выдерживают 1—10 мин. Затем проявляют фото-

бумагу в железистосинеродистом калии в течение 3—5 мин, промывают и высушивают. В результате анкерит окрашивается, дает светло-синий отпечаток, брейнерит — темно-синий, сидерит — темно-синий.

Шлифы и пришлифовки 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 этилен-гликоля 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 азмеров и различной пластичности в естественных 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, полярность 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. 110 и 111).

Капельный метод позволяет определить принадлежность глинистых минералов к одной из четырех групп: каолинита, монтмориллонита, гидрослюд, сепиолита — палыгорскита.

Для большей точности используют наряду с водой этилен-гликоль, вязкая жидкость с большими размерами молекул (воды — 0,29 нм, этилен-гликоля — от 0,4 до 0,5 нм).

Приготовление аншлифов. Для изучения глин с помощью капельного метода необходимы два образца не менее $2\times2\times1$ 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 корундовыми порошками различной грубости. Приготовление аншлифов ведется сухим способом, 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.

Таблица 66. Определение карбонатных минералов методом окрашивания

Реактивы	Кальцит	Доломит	Анкерит	Магнезит	Брейнерит	Сидерит	Арагонит	Примечание
$Fe_2Cl_6 12H_2O$ (10—15%-ный раствор) и $(NH_4)_2S$ (концентрация безразлична). Наносят на шлиф Fe_2Cl_6 на 1—2 мин, затем промывают $(NH_4)_2S$ в течение нескольких секунд	Черный	Почти не окрашен	Почти не окрашен	Не окрашен	Зеленоватый	Не окрашен	Черный	Пелитоморфные карбонаты (зерна менее 0,01—0,005 мм) окрашиваются в зеленоватые тона, доломит в черный цвет
$AgNO_3$ (10%-ный раствор), подогретый до 60°С K_2CrO_4 (20%-ный раствор). На шлиф наносят $AgNO_3$ на 3—4 мин, промывают и действуют K_2CrO_4 несколько секунд	Красно-бурый	То же	То же	Почти не окрашен	Почти не окрашен	»	Красно-бурый	При действии слабым раствором 1,7%-ного $AgNO_3$ в течение 1 с арагонит окрашивается, остальные минералы нет
$MnSO_4 7H_2O$ 11,8 г на 100 $см^3$ воды + Ag_2SO_4 — твердый сульфат серебра, прибавляют в раствор несколько капель NaOH, осадок отфильтровывают. Минерал выдерживают в растворе 30—60 мин	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	Не окрашен	»	Черный	При действии реактивом на порошок минерала в течение 3—5 мин и на шлиф в течение 30—60 мин
$Cu(NO_3)_2$ (5%-ный раствор), минерал кипятят в растворе 2—3 мин	Ярко-зеленый	» »	Бледно-зеленый	Бледно-голубой	» »	» »	Ярко-зеленый	Доломит при величине зерна менее 0,01 мм окрашивается в бледно-зеленый цвет
Метил-виолет (фиолетовые чернила) + 1—5%-ный раствор соляной кислоты.	Фиолетовый	» »	Не окрашен	Не окрашен	» »	» »	Фиолетовый	Доломит при величине зерна менее 0,01 мм окрашивается

Реактивы	Кальцит	Доломит	Анкерит	Магнезит	Брейнерит	Сидерит	Арагонит	Примечание
На шлиф действуют реактивом 1/2—2 мин. Паранитробензолазорезорцин 1—2 мг + 500 см³ спирта + + 500 см³ воды + KOH до синей окраски. Кипятят порошок минерала 2—3 мин; затем промывают	Не окрашен	Синий	» »	Синий	Синий	» »	Не окрашен	Реакция с кипячением, без кипячения окрашивается только магнезит в синий цвет
Дифенилкарбазид 1—2 г + + 15 см³ спирта + 3—5 мг 25%-ного NaOH. Кипятят минерал 2—3 мин. затем промывают	»	Не окрашен	» »	Сиреневый	Розовый	Темно-серый	»	
Эозин 1—2 г + 15 см³ спирта + 3 мг KOH. Кипятят минерал 2 мин, затем промывают	»	» »	» »	Ярко-розовый	Бледно-розовый	Серый	» »	
Ализарин красный «С» + + 0,2%-ный HCl + K_3FeCN_6. Наносят на шлиф на 1—2 мин	Красный	» »	Голубоватый	Не окрашен	Голубоватые тона		Красный	

Шлифовальные стекла тщательно моют и вытирают после приготовления каждого аншлифа.

Ход работы. 1. Аншлиф в горизонтальном положении закрепляется пластилином на предметном стекле.

Рис. 110. Испытание глинистых пород при помощи капли воды

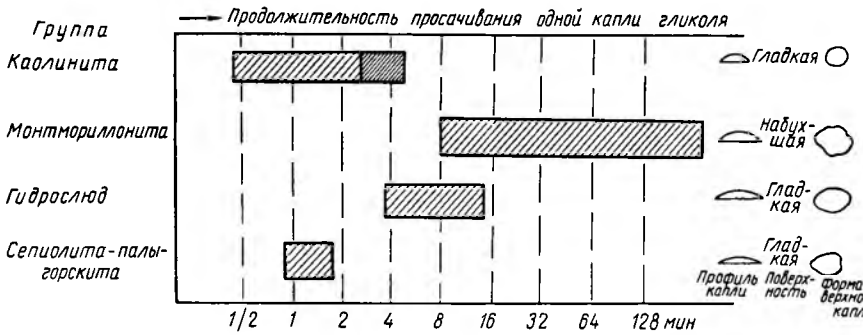


Рис. 111. Испытание глинистых пород при помощи капли этилен-гликоля

2. На поверхность первого аншлифа пипеткой наносят одну каплю дистиллированной (в полевых условиях — чистой пресной) воды, на поверхность второго аншлифа — этилен-гликоля при температуре 15—18°С примерно с высоты 4—6 мм.

3. Наблюдают и записывают: а) размеры капли и форму поверхности, которую принимает капля[1], б) время просачивания (по секундомеру), в) изменение поверхности аншлифа после просачивания.

[1] Иржи Конта 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[1]

Рельеф, шагреневая поверхность, двупреломление. При изучении минералов в шлифе показатели преломления определяются приблизительно по сравнению с канадским бальзамом (КБ). Для этого необходимо вести налюдения 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 *«шагреневой»* благодаря сходству с шагреневой кожей. Естественно, что чем больше разница между показателем преломления минерала и среды, тем рельефнее шагреневая поверхность, и наоборот. При равенстве показателей минерала и среды шагреневая поверхность незаметна.

Визуально можно различать по рельефу 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 и магния 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 и др.

5. Сильный отрицательный рельеф — показатель преломления минерала намного меньше показателя преломления канадского бальзама. Наблюдается у флюорита, сильвина, ряда цеолитов и др.

[1] При изучении сцементированных пород описание шлифов является самой первой операцией исследователя.

Толщина минералов в шлифе всегда одна и та же, поэтому условия определения двупреломления лучше, чем в иммерсии.

Двупреломление можно определять, 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 целью вдвигаем кварцевый клин для полной компенсации разности хода — затемнения зерен. 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. 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 двупреломлению минералы можно разделить на 5 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 0,060), 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 *а, б, в, г, д,* или *1, 2, 3, 4* и т. д. Например, бесцветные с низким показателем преломления и двупреломления, без спайности, зеленые плеохроичные с высоким показателем преломления и двупреломления и без спайности, коричневые с высоким показателем преломления и высоким двупреломлением, плеохроичные с хорошо выраженной пинакоидальной спайностью и т. д.

Выделив типы минералов, приступают к их систематическому исследованию — определению (схему последовательности операций см. на стр. 288—306). 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: осность, знак кристалла, ориентировочно угол оптических осей у двуосных минералов, дисперсию оптических осей, окраску по *Nm* двуосных и по *No* одноосных отрицательных, по *Ne* одноосных положительных минералов, спайность и сингонию.

Затем находят разрез, параллельный плоскости оптических осей с максимальным двупреломлением — наиболее высокой интерференционной окраской среди ряда зерен данного минерала. В таком разрезе можно определить: величину двупреломления (приближенно), углы погасания, знак удлинения, характер плеохроизма по *Ng* и *Np* двуосных минералов и по *No* и *Ne* одноосных.

Обычно исследования 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 (приближенно), дисперсию оптических осей.

Изложенная выше схема изучения минералов и очередность операций не представляет 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. Для определения минералов по таблице необходимы следующие данные: 1) рельеф — относительный показатель преломления: 2) двупреломление (приближенное определение); 3) осность; 4) знак кристалла; 5) окраска и плеохроизм; знак зоны.

Имея перечисленные выше константы, а также некоторые дополнительные данные (форма зерен, спайность, погасание, продукты выветривания), находим исследуемый минерал в одной из граф табл. 67, где помещены от одного до девяти минералов (обычно три — пять). Сравниваем описание этих минералов с полученными нами данными и таким путем определяем нужный нам 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. д.

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. главу XIV).

Помимо минералов, в шлифах осадочных пород встречаются органические остатки и обломки различных горных пород. Среди последних наиболее распространены обломки глинистых, кремнистых, карбонатных и эффузивных пород. Определяют их как в шлифах, так и в иммерсии, но предпочтительнее в шлифах. Обломки горных пород из-за их крупности и малой прозрачности также лучше определить в шлифах. Описание осадочных пород и органических остатков дано в первой и второй частях книги; в этом разделе только приводятся таблицы-схемы для ориентировки при

Таблица 67. Определение минералов в шлифе

Показатель преломления	Двойное лучепреломление равно 0 Изотропные минералы	Двойное лучепреломление ≠ 0				Анизотропны			
		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			
		одноосный		двуосный		одноосный		двуосный	
		+	−	+	−	+	−	+	−
$n < 1{,}500$ Сильный отрицательный рельеф	Анальцим Опал Сильвин Флюорит Квасцы Вулканическое стекло		Шабазит	Шабазит	Морденит Шабазит-				Монтмориллонит
$n = 1{,}500$—1,540 Рельефа нет или слабый отрицательный	Аллофан Галлуазит Вулканическое стекло	Лейцит		Халцедон— Кварцин ± Альбит ± Гипс — Олигоклаз	Ортоклаз ± Микроклин ± Ломонтит			Хризотил +	Монтмориллонит Бейделлит
$n = 1{,}540$ — 1,580. Рельефа нет или слабый положительный	Галит Галлуазит Аллофан Коллофанит Вулканическое стекло	Кварц +	Нефелин	Андезин + Лабрадор— Олигоклаз	Олигоклаз + 17—30 Каолинит +			Хризотил + Гиббсит ±	Гидрослюды ± Антигорит + Лепидолит + Бейделлит
$n = 1{,}580$ — 1,700. Сильный положительный рельеф	Коллофанит Вулканическое стекло	Алунит (Na)	Пеннин + Апатит —	Целестин + Пеннин — Клинохлор + Энстатит + Бронзит +	Рибекит — Анортит — Андалузит — Тюрингит + Шамозит	Алунит (K)	Турмалин	Глауконит Барит + Диаллаг + Силлиманит + Оливин + Диопсид + Гиббсит ±	Глауконит Гидрослюды + Глаукофан + Дюморьерит — Роговая обманка + Ноитронит + Актинолит + Тремолит +
$n > 1{,}700$ Очень сильный положительный рельеф	Шпинель Альмандин Гроссуляр Пироп Спессартин Уваронит Андрадит Пикотит Лимонит		Корунд ±	Везувиан —* Цоизит + Хлоритоид —	Везувиан*	Шеелит		Арфведсонит — Ставролит + Геденбергит — Ангит + Хлоритоид	Арфведсонит Дистен + Гиперстен +

Примечания: 1) ± знак зоны; 2) плеохроичные и изотропные окрашенные минералы выделены полужирным

минералы							
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	
+	—	+	—	+	—	+	—
					Кальцит ±		
					Кальцит ± Доломит ± Магнезит ± Анкерит ±		Арагонит
			Тальк + Пирофиллит + Мусковит +		Кальцит ± Доломит ± Магнезит ± Анкерит ±		Арагонит
	Биотит +	Ангидрит +	Лепидомелан + Тальк + Пирофиллит + Мусковит + Биотит +		Анкерит ± Кальцит ± Доломит ± Магнезит ± Сидерит ±		Арагонит
		Монацит + Диаспор	Лепидомелан + Эпидот + Эгирин (акмит)	Рутил ± Ксенотим ± Циркон +	Анатаз ± Магнезит + Сидерит ± Гематит	Сфен — Брукит +	Гетит +

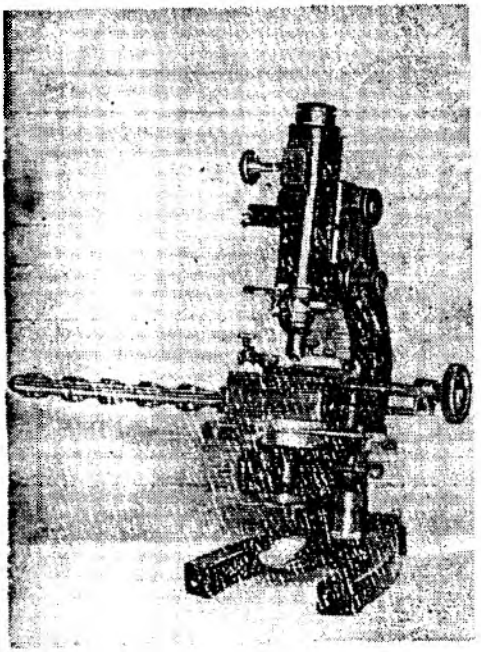


Рис. 112. Интеграционный столик ИСА на микроскопе МП-3

определении органических остатков и обломков пород в шлифах (с. 336—340).

Подсчет содержания минералов. Установив минералогический состав породы, переходят к определению содержания различных минералов. Подсчет в шлифах осуществляется точечным, линейным и площадным способами, т. е. подсчетом количества точек, линий или площадей, приходящихся на долю каждого минерала. Точечный метод использован в пуш-интеграторе Глаголева. Описания 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 специального счетного столика ИСА, выпускаемого отечественной промышленностью (рис. 112). 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 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 массовым долям, умножают полученный результат по каждому минералу на его плотность.

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. 113). Рассматривая шлиф, исследователь сравнивает содержание минералов 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, цемент разрастания — регенерационный и т. п.; д) органические остатки и их сохранность (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 определению последовательности выделения минералов и их генетических взаимоотношений. Исследования в шлифах дают возможность изучить не только аллотигенные составляющие, но и аутигенные минералы — минералы цемента.

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 и прилегающие к обломочным зернам, являются наиболее ранними образованиями из аутигенных минералов. Раньше них могут возникать только аллотигенные — обломочные и вторичные

Пелитоморфная или микрозернистая структура

$n < 1{,}540$

$n \geqslant 1{,}540$

Цвета интерференции серые, белые, желтые. Цвет (при одном николе) от светло-серого до темно-серого. Наблюдаются включения пирита, углистого вещества, органические остатки (спикулы кремнистых губок, радиолярии, диатомеи)

Кремневые конкреции и силициты

Кристаллически-зернистая и органогенная структуры

n заметно больше 1,540; $No > 1{,}650$, $Ne < 1{,}500$

Цвета интерференции радужные высокого порядка. Цвета при одном николе светло-серые, серые, буроватые, реже темно-серые и бурые. Иногда наблюдаются обломки организмов (фораминифер, остракод, моллюсков, криноидей и др.)

В породах органогенной структуры органических остатков много

Карбонатные конкреции и известняки

Пелитовая ориентированная или беспорядочная структура

$n > 1{,}540 < 1{,}600$, редко $\leqslant 1{,}540$

Минералогический состав: гидрослюды и другие глинистые минералы, серицит, кварц, карбонаты. Иногда наблюдается эффект прямого одновременного угасания благодаря однообразной ориентировке гидрослюд и серицита. Цвет обломков серый, темно-серый до черного

Глины, аргиллиты, глинистые сланцы

Алевритовая и псаммитовая структуры

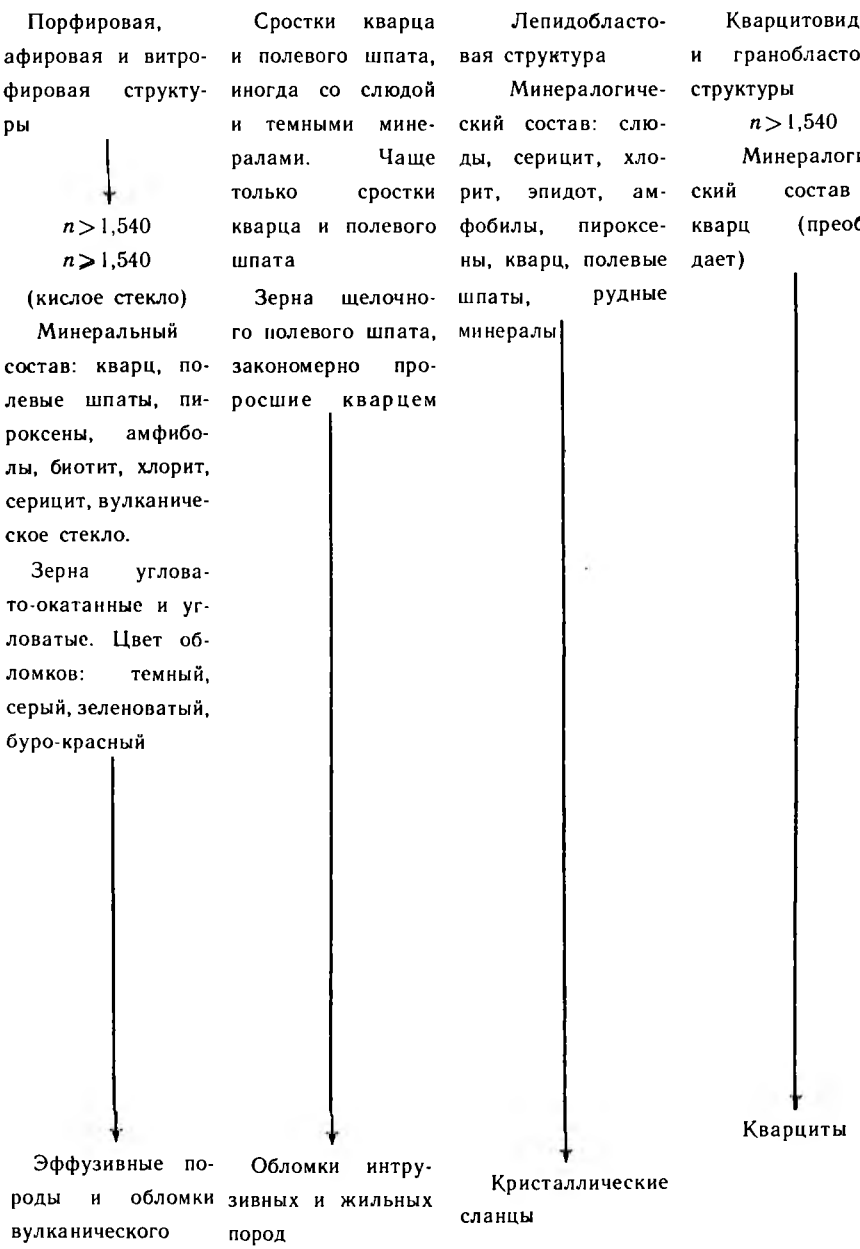
$n > 1{,}540$

Минеральный состав: кварц, полевые шпаты, глауконит, глинистые минералы, карбонаты и др.

Зерна окатанные, угловатоокатанные, угловатые.

Цвет обломков: светло-серый до бесцветного, серый, буроватый

Алевролиты, песчаники


Порфировая, афировая и витрофировая структуры
n > 1,540
n ⩾ 1,540
(кислое стекло)
Минеральный состав: кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, биотит, хлорит, серицит, вулканическое стекло.
Зерна угловато-окатанные и угловатые. Цвет обломков: темный, серый, зеленоватый, буро-красный
Эффузивные породы и обломки вулканического стекла
Сростки кварца и полевого шпата, иногда со слюдой и темными минералами. Чаще только сростки кварца и полевого шпата
Зерна щелочного полевого шпата, закономерно проросшие кварцем
Обломки интрузивных и жильных пород
Лепидобластовая структура
Минералогический состав: слюды, серицит, хлорит, эпидот, амфобилы, пироксены, кварц, полевые шпаты, рудные минералы
Кристаллические сланцы
Кварцитовидная и гранобластовая структуры
n > 1,540
Минералогический состав — кварц (преобладает)
Кварциты

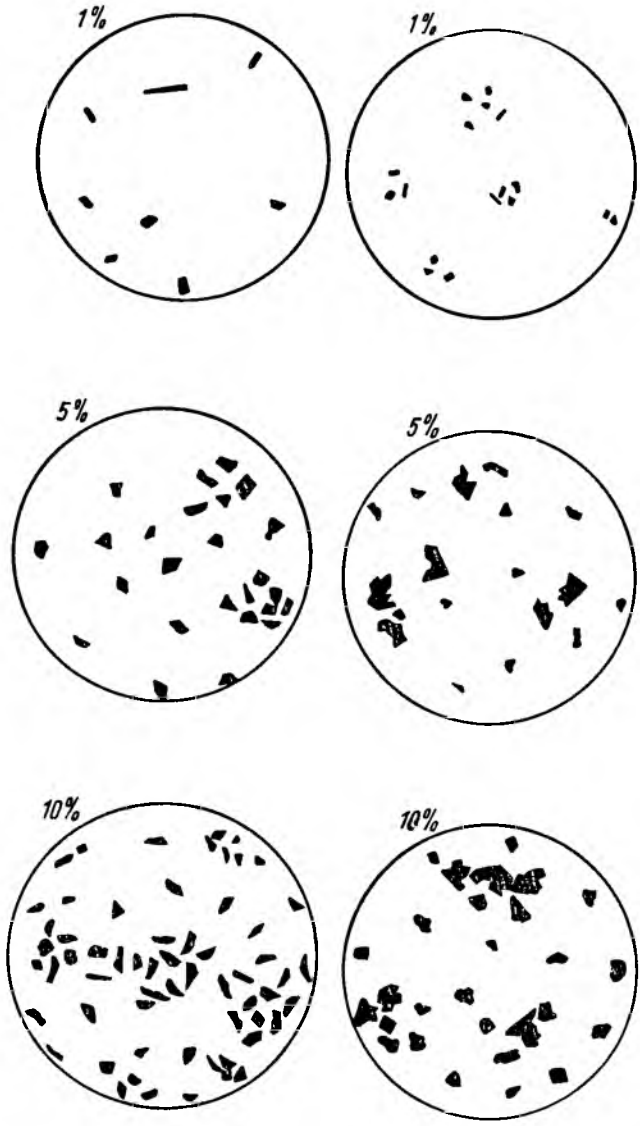
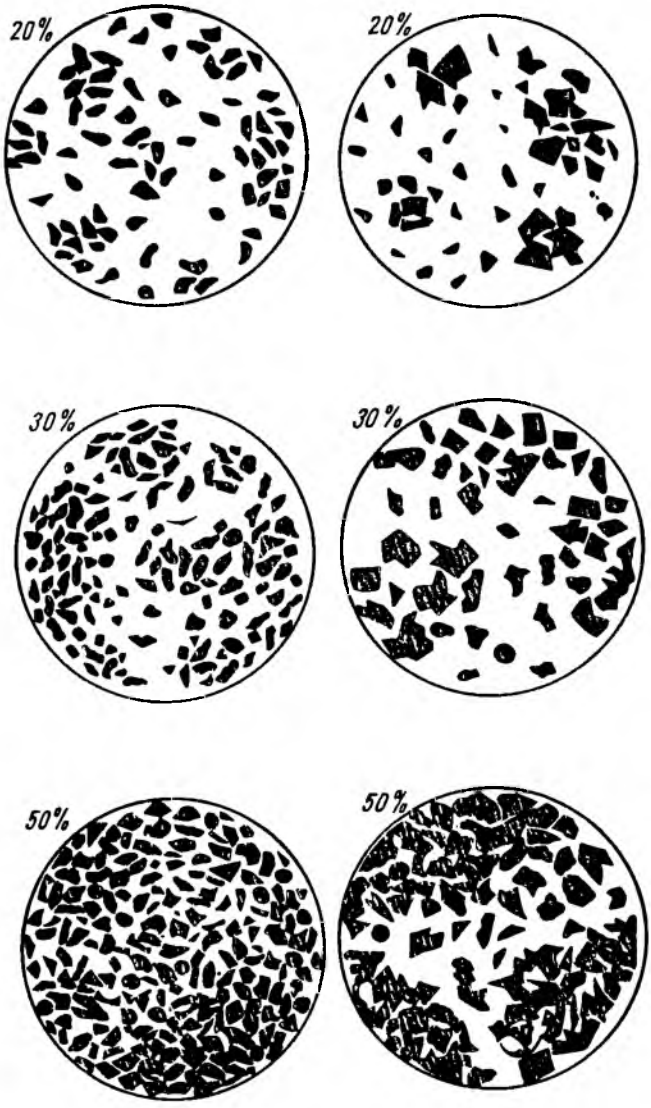
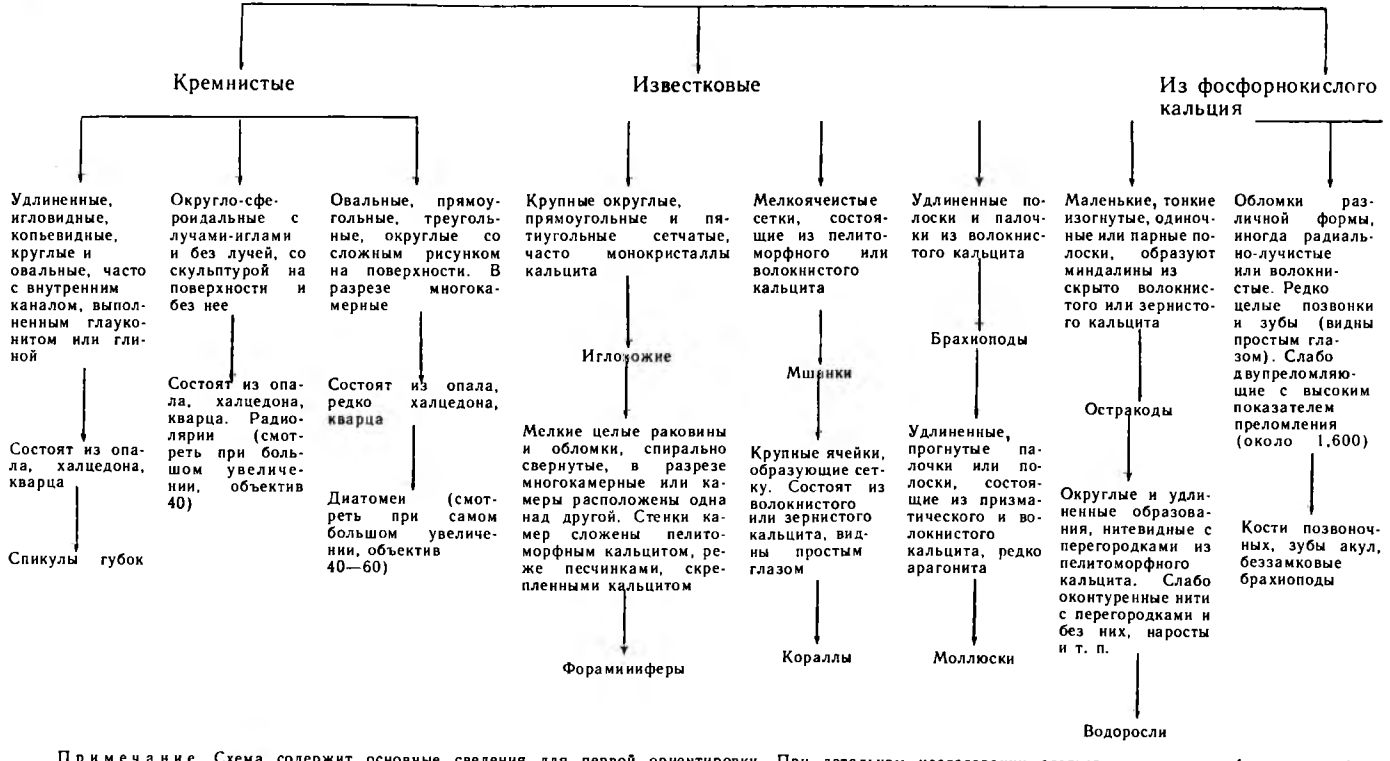


Рис. 113. Таблица для приближенного определения



содержания минералов (по Швецову)

Схема для определения органических остатков



Примечание. Схема содержит основные сведения для первой ориентировки. При детальном исследовании следует пользоваться Атласом карбонатных пород В. П. Маслова, 1973 г.

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 изменяются 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 гидроокислы железа — в кристаллические окисные минералы и т. п.

Если процессы изменения происходили с привносом вещества, то возникают новые минералы. Так, например, по кальциту может образоваться магнезиально-кальциевый, магнезиально-железистый карбонат и т. п.

Примеры описания шлифов. Для начинающих исследователей иногда трудна сама форма описания: что и как описывать, на что обращать внимание. В связи с этим ниже приведено примерное описание шлифов некоторых осадочных пород.

Алевролит. Это осадочная порода полевошпатово-кварцевая, 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 ($n \geqslant n$ КБ, тонкие полисинтетические двойники, угасание в разрезах $\perp$ (0 10) 15—18°), микроклина ($n < n$ КБ, микроклиновая решетка), мусковита и биотита и единичных зерен циркона и рутила.

Цемент контактово-поровый, местами поровый, по составу опаловый ($n < n$ КБ, изотропный). Опал образует каемки вокруг обло-

мочных зерен и наблюдается в виде мельчайших шариков в порах. Отмечено 2—3 экземпляра створок диатомей. Иногда в массе опала, особенно на контакте с обломочными зернами, встречаются тонкие каемки волокнистого минерала ($n<n$ КБ, двупреломление низкое, угасание прямое, удлиненное положительное), вероятно, кварцина. Помимо опала, в состав цемента входят агрегаты (вермикулитоподобные или воротничковые) каолинита ($n>n$ КБ, 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 (кремень). 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 (два-три зерна 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 (~20%) ядро выщелочено — 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 с агрегатной поляризацией с $n\geqslant 1{,}600$), листочки 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, двупреломление низкое, показатель преломления высокий (рельеф положительный сильный). Показатель преломления кристаллического фосфата $>1{,}608<1{,}625$, изотропного $\leqslant 1{,}605$ (в иммерсии). Судя по этим данным, фосфатные минералы представлены подолитом и коллофанитом.

Аргиллит гидрослюдистый карбонатный. Порода состоит из чешуйчатого минерала с довольно высокой интерференционной окраской и прямым погасанием. Размер чешуек <0,005 мм. Чешуйки ориентированы параллельно своими длинными размерами, в результате чего наблюдается эффект прямого и одновременного уга-

сания. Светопреломление чешуек заметно выше n канадского бальзама (в иммерсии Nm минерала — 1,550—1,578).

В основной массе наблюдаются небольшие линзочки и прослойки, иногда мелкие пятна пелитоморфного карбоната, судя по показателю преломления ($n<1{,}670$) — кальцита.

Структура пелитовая, ориентированная.

Глава XVI

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. д.

Реакции обезвоживания, диссоциации, плавления и полиморфные превращения происходят с поглощением тепла, являются *эндотермическими*. Реакции окисления, кристаллизации и перекристаллизации протекают с выделением тепла и 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 изгиб 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.

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, температура 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 отклонится вниз от нулевой линии. Экзотермическая реакция проявляется отклонением кривой в противоположную сторону от нулевой линии, так как температура в исследуемом минерале будет выше, чем в инертном веществе (рис. 114).

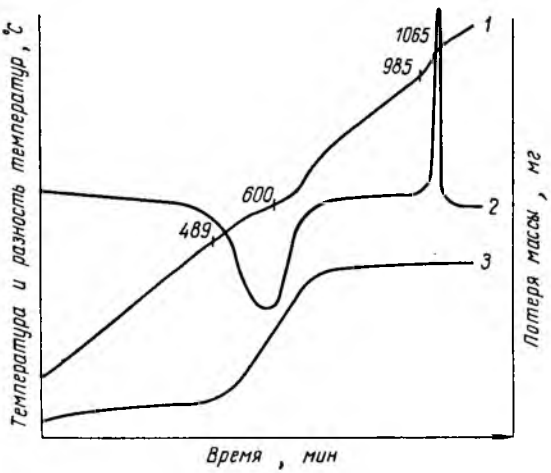


Рис. 114. Кривая нагревания каолинита:
1 — температурная кривая; *2* — дифференциальная кривая; *3* — кривая потери массы

При термическом анализе помимо правильного подбора сопротивлений в цепи термопар 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°С), специальных сплавов (до 1200—1600°С) и платины (до 1500—1600°С).

Печи должны хорошо прикрываться во избежание подсоса холодного воздуха. Попадание в печь холодного воздуха, а также большой объем рабочего пространства приводят к неравномерному нагреванию, появлению 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 нагревания печи 10—20°С в минуту и должна быть более или менее одинаковой во всем интервале температур (кри-

вая нагревания печи близка к прямой линии). Практически из-за инерции при низких температурах в начале разогревания 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 и автоматически при помощи моторчика Уоррена или часового механизма, вращающего ось автотрансформатора.

Образцы исследуемого минерала и эталона тщательно растираются в агатовой ступке и помещаются в огнеупорные (фарфоровые, шамотные, корундовые) тигли или один тигель с перегородкой. При этом их слегка уплотняют. Величина навески зависит от скорости нагревания и чувствительности установки (гальванометров и термопар). При скорости нагревания до 10°С в минуту и небольшой чувствительности установки необходима навеска в 1—2 г. При скорости нагревания до 20°С в минуту и более и высокой чувствительности установки используются небольшие навески — 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 регистрируются 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-алюминиевая 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, сульфатов натрия и калия и др.

Регистрирующий гальванометр представляет собой подвижный проводник, 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 нитке. У стрелочных гальванометров устанавливается на кернах и снабжена пружиной. При прохождении электрического тока по проводнику рамка поворачивается в зависимости от величины и на-

правления 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.

Термопары с гальванометрами соединяются 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. При нагревании этот спай будет работать как простая термопара и даст нам обычную температурную кривую.

Другой спай дифференциальной термопары помещают в эталон, и оба крайних проводника термопары (в случае платина — платинородиевой термопары два платиновых проводника) подключают 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 эталоне, окажется более нагретым (эндотермический эффект), ток потечет в обратном направлении, повернет зеркальце гальванометра и 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 используется кривая потери массы (для водных минералов — кривая обезвоживания). Для получения кривых потери массы применяются термовесовые установки, в которых температурный гальванометр описанной выше установки используют не для регистрации температурной кривой, а для записи кривой потери массы. Кроме того, необходимы торзионные весы на 500 мг и кварцевые тигельки на 100—200 мг. Торзионные весы крепятся на щите или стене над печью (на расстоянии не менее 50 см). На платиновой проволочке кварцевые тигельки 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 массы.

Если температурный гальванометр используется для записи кривой потери массы, то для получения температурной кривой 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).

Для автоматической записи применяется специальный барабан со светочувствительной бумагой. Барабан помещен в закрытый металлический ящик. На передней стенке ящика вдоль всего барабана имеется щель шириной 2—5 мм. 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 и моторчик барабана. Описанная установка требует частичного или полного затемнения (рис. 115, 116).

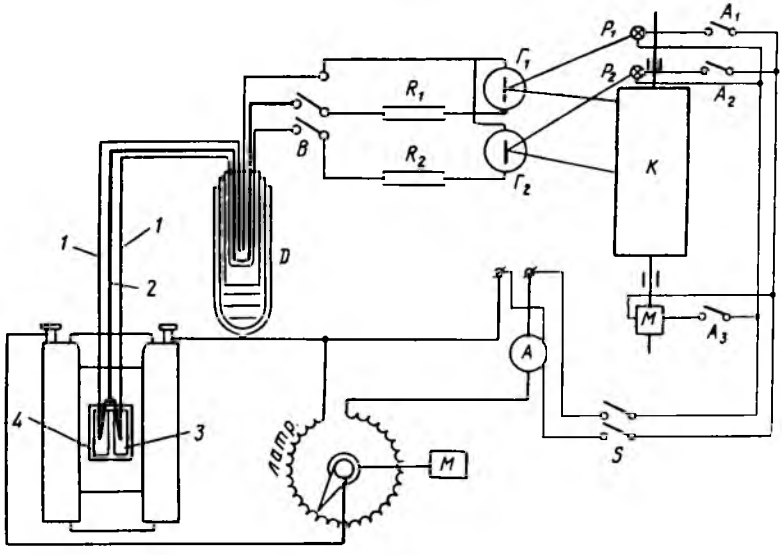


Рис. 115. Схема установки для автоматической записи кривых нагревания (конструкция ИГЕМ, Цветкова и др.):

1 — платиновый термоэлектрод; *2* — платино-родиевый термоэлектрод; *3* — эталон; *4* — образец; *D* — сосуд Дьюара; *B* — рубильник для включения термопары; R_1, R_2 — магазины сопротивлений; $Г_1$ — температурный гальванометр; $Г_2$ — дифференциальный гальванометр; P_1 и P_2 — осветители; *K* — барабан самописца; *M* — моторчики Уоррена, *S* — рубильник для включения моторчиков; *A* — амперметр; ЛАТР — автотрансформатор, слева внизу показан тигель с образцом и эталоном в печи

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,

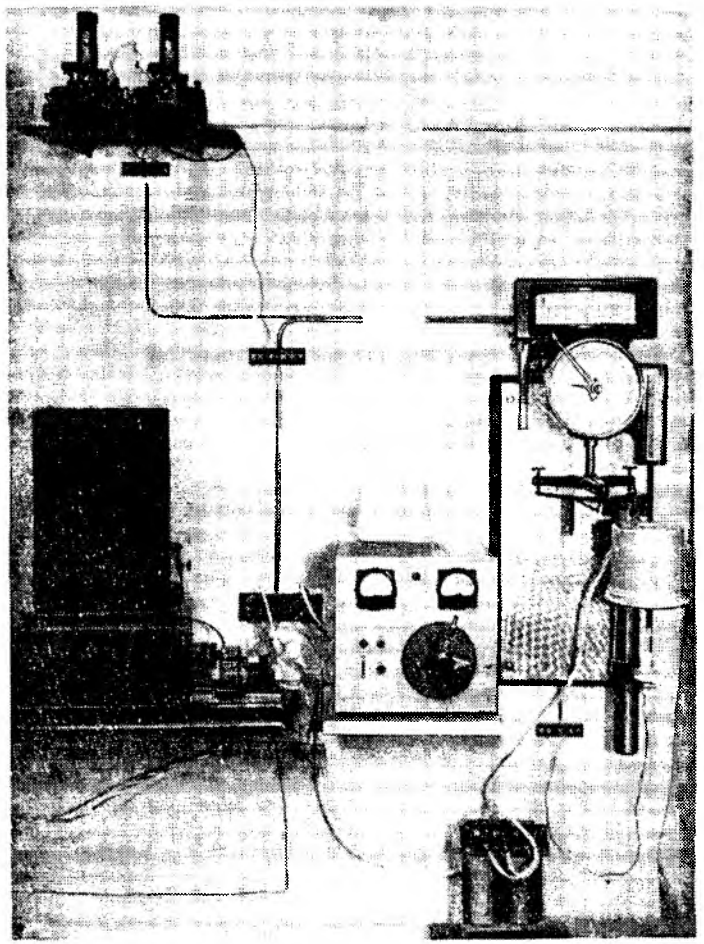


Рис. 116. Общий вид установки для автоматической записи кривых нагревания и потери массы

усиленные в потенциометре, приводят в движение специальный механизм с пером, записывающий кривую нагревания на бумаге. Имеются одно-, двух- и трехпозиционные 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.

Наиболее совершенной установкой для термического анализа является дериватограф, выпускаемый заводом Орион в Будапеште (Паулик и др., 1960). Он позволяет одновременно записывать 4 кривые: температурную, дифференциальную, кривую потери массы и дифференциальную кривую потери массы (рис. 117). Исследуемое и инертное вещество (эталон) помещают в печь *1* в тигле специальной формы *2* на фарфоровой трубке-держателе *5*. Спаи термопар помещают не в вещество, а вблизи стенки тигля *4*. Внутри фарфоровой трубки находятся провода платиновой и платинородиевой термопары, соединенные с зеркальным гальванометром *ДТ* (записывает дифференциальную кривую). Второй тигель *3* с трубкой-держателем закрепляют на коромысле весов *7*. На другом конце коромысла весов подвешена электрокатушка *10*, свободно двигающаяся в поле постоянного магнита *9*. В катушке возникает ток, напряжение которого пропорционально отклонению коромысла. Концы электрокатушки присоединены к зеркальному гальванометру *ДГ* (записывает дифференциальную кривую потери массы). Зеркальный гальванометр *Т* записывает обычную температурную кривую нагревания.

От осветителей *8* лучи света подаются на зеркала гальванометров *11* и, отражаясь от них, попадают на вращающийся барабан с фотобумагой *12* и шторкой *13*. Одновременно благодаря отклонению стрелки весов при помощи осветителя (левого) и фокусирующей линзы *6* записывается простая кривая потери массы (рис. 118,*А*).

В последние годы в Советском Союзе получила распространение установка ТУ I М для скоростного анализа (10—12 мин), позволяющая одновременно записывать дифференциальную кривую и кривую потери массы. На рис. 118,*Б* показана оптическая схема установки и печь с тигельками и термопарой. Дифференциальная кривая записывается с помощью зеркального гальванометра, кривая потери массы — с помощью весов (типа крутильных).

Термограммы расшифровываются путем сравнения с термограммами эталонных образцов чистых минералов или их смесей (зависит от того, что определяется — минерал или смесь минералов) в определенных процентных отношениях. При этом важно, чтобы условия съемки исследуемого и эталонных образцов были тождественны или близки (скорость нагревания, величина навески, чувствительность гальванометров). При расшифровке термограмм учитывается температура и величина термических эффектов, а также 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 мас-

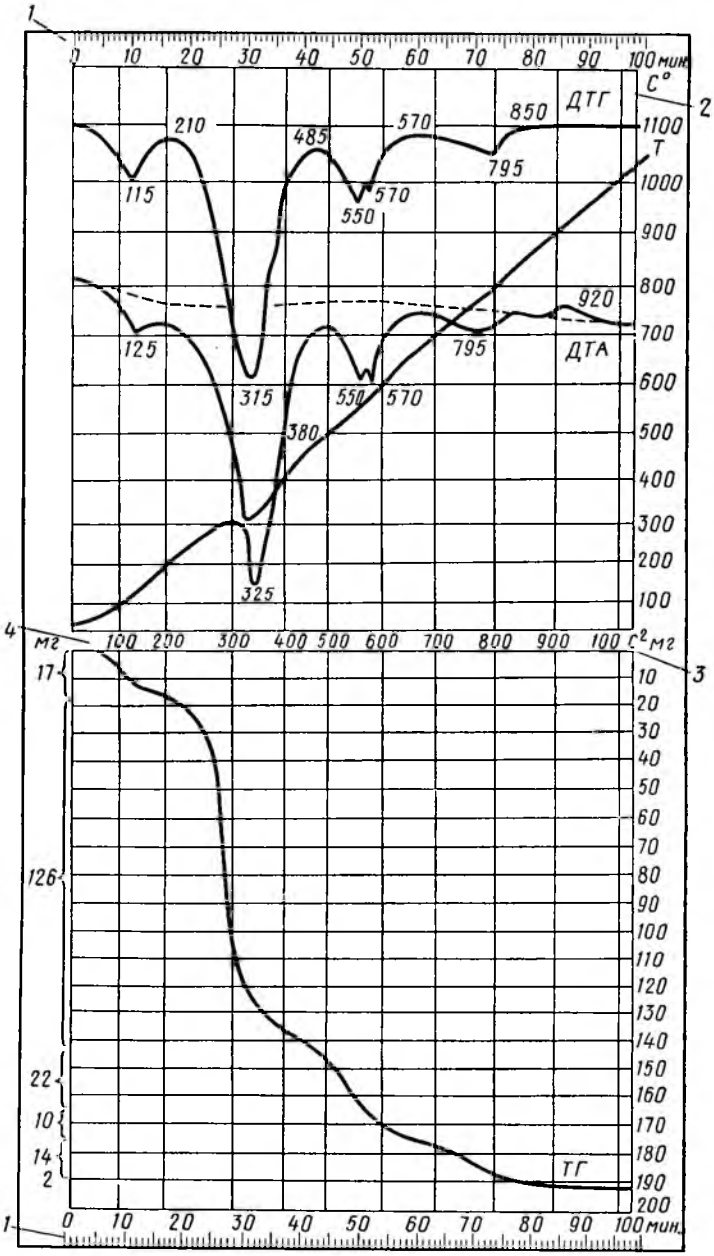


Рис. 117. Дериватографическая запись (боксит с примесями):
1 — *ДТГ* — дифференциальная кривая потери массы; *ДТА* — дифференциальная кривая нагревания; *Т* — температурная кривая; *ТГ* — кривая потери массы. *1* — шкала времени; *2* — шкала температур; *3* — шкала в миллиграммах; *4* — горизонтальная температурная шкала

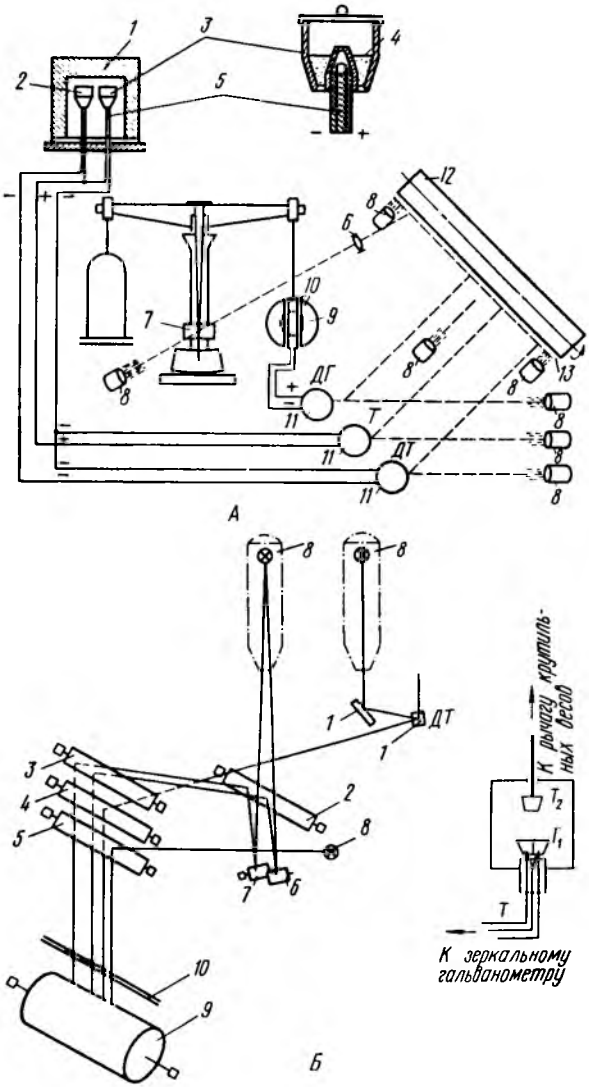


Рис. 118. Оптическая схема дериватографа (*А*) и термовесовой установки *ТУ 1М(Б)*:

схема дериватографа: 1 — печь; *2* — тигель для эталона; *3* — тигель для образца; *4* — горячий спай термопары; *5* — фарфоровая трубка-держатель термопары и тигля; *6* — фокусирующая линза; *7* — стрелка весов; *8* — осветители; *9* — постоянный магнит; *10* — электрокатушка; *11* — зеркальные гальванометры (*ДТ* — записывающий дифференциальную кривую; *Т* — температурную кривую; *ДГ* — дифференциальную кривую потери массы), *12* — барабан самописца; *13* — шаблоны для оптического впечатывания шкал;

схема установки ТУ 1М: T_1 — тигель с перегородкой для образца и эталона; *T_2* — тигель для образца (определение потери массы), *Т* — термопара; *1* — зеркало; *ДТ* — зеркальный гальванометр, записывающий дифференциальную кривую нагревания; *2, 3, 4, 5, 6* и *7* зеркала; *8* — осветители; *9* — барабан со светочувствительной бумагой; *10* — щель барабана

сы. 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 фокусируется 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). Он проявляется значительно слабее, чем у 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 — следствие раскристаллизации аморфизированных продуктов распада. В результате образуются минералы со структурой шпинели (железистые гидрослюды). Экзотермический эффект гидрослюд выражен весьма слабо, этим они отличаются от минералов группы каолинита.

Значительно сложнее выглядят кривые нагревания минеральных смесей, смешанно-слойных сростаний минералов и полиминеральных глинистых пород, обнаруживающие термические эффекты двух и трех минералов одновременно.

Характер кривых нагревания и положение главных термических эффектов глинистых минералов определяются 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 буроугольного вещества отмечается экзотермическим эффектом — плавным выгибанием кривой нагревания в интервале 300—400°С, каменноугольное вещество отмечается таким же эффектом при 400—450°С и т. д. Наличие хотя бы небольшой примеси пирита (1—2%) дает четкий экзотермический эффект с максимумом при 410°С.

Карбонаты — простые и двойные соли угольной кислоты, среди которых широко развиты явления изоморфизма (безводные карбонаты). Кривые нагревания карбонатов характеризуются резко выраженным эндотермическим эффектом, который является 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—940°С, доломит — 750—760°С и 930—940°С, магнезит — 610—630°С, сидерит — 540—560°С, сидероплезит — 550—590°С, родохрозит — 600°С.

Экзотермический эффект окисления у сидерита наблюдается при 660—750°С, сидероплезита — 650—730°С, родохрозита — 950—960°С. Экзотермический эффект образования шпинели обнаруживается при температуре 800—900°С.

Рентгеноструктурный анализ

При облучении кристаллов рентгеновскими лучами наблюдается *дифракция*. Дифракцию 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 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 (межплоско-

стное расстояние); θ — угол отражения, или угол отблеска; λ — длина волны; n — целое число.

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 соответсвует $\Delta = 1\lambda$. Это отражение называется отражением первого порядка. Второе отражение происходит при угле отблеска θ_2, которому соответствует $\theta = 2\lambda$ — отражение второго порядка и т. д.

С увеличением порядка отражения резко снижается интенсивность отражений:

$$I_1:I_2:I_3:I_4 = 100:30:7:3.$$

Облучая кристаллы рентгеновскими лучами и регистрируя 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, изготовляемые из стекла или металла. Они бывают запаянные и разборные. В последнее время используют острофокусные трубки (разборные с высоким вакуумом — $1{,}333 \cdot 10^{-2}$ Па), позволяющие анализировать минералы в течение 30—40 мин.

В трубке создается разрежение 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 изготовляют 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 линейный 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 α_1, β_1 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 монохроматоров (кварц, слюда и др.).

От бомбардировки электронами анод трубки нагревается. Для охлаждения анод помещается в специальный металлический кожух, через который пропускается ток воды.

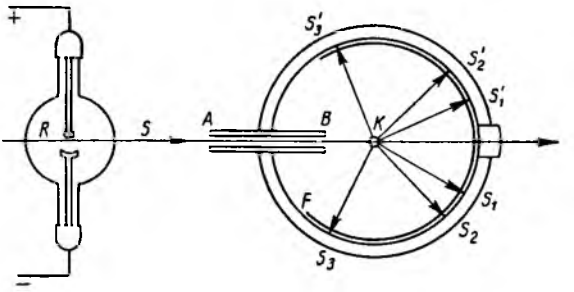


Рис. 119. Схема рентгеновской установки (метод порошка); *R* — рентгеновская трубка; *S* — рентгеновский луч; $S_{1,2,3}$ — дифракционные лучи; *K* — образец; *F* — фотопленка; *A*—*B* — коллиматор

При исследовании минералого-петрографических объектов чаще всего применяется метод порошка (метод Дебая, рис. 119).

Предварительно образец тщательно растирают в агатовой ступке; полученный порошок прессуют в столбик диаметром 0,5—1,0 мм, высотой 7—10 мм. Столбик обычно делают в капилляре, приготовленном из нитропленки, 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 и проверки правильности установки во время работы. Для регистрации отраженных от образца лучей на стенку камеры специальными держателями укрепляют фотопленку.

В практике рентгеновского анализа применяют стандартные камеры РКД диаметром 57,4 мм заводского изготовления. Они имеют очень широкую ловушку (рассчитаны на большие углы отблеска) и поэтому необходима переделка. 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 изготовляют с лункообразными и секториальными вырезами со стороны коллиматора.

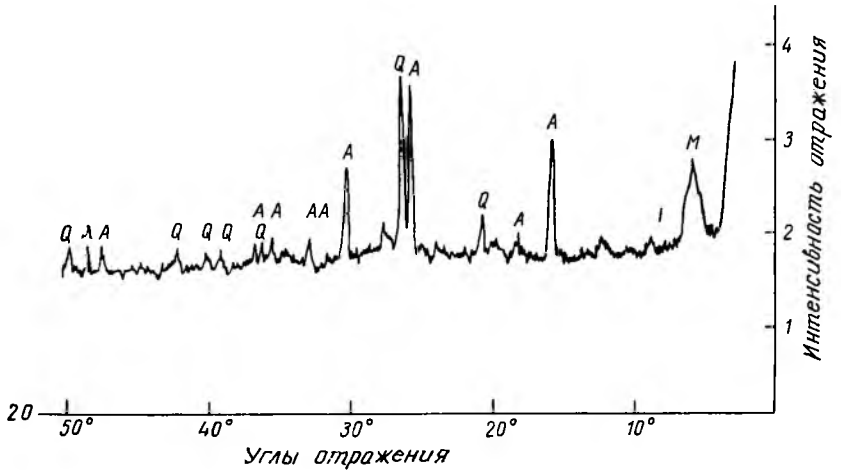


Рис. 120. Дифрактометрическая кривая смеси монтмориллонита (*M*), анальцима (*A*) и кварца (*Q*)

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, ДРОН-1 дифрактометрическая, рис. 120).

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, или дебаеграмма. Это серия симметричных дужек, расположенных вокруг центрального пятна — следа от прямого луча рентгеновских лучей, прошедших образец (место пятна занимает вырез пленки по размерам ловушки, рис. 121).

Тщательно измерив расстояние между симметричными дужками и определив их интенсивность, рассчитывают углы отблеска 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:

$$d = \frac{\lambda}{2 \sin \theta}.$$

Рис. 121. Дебаеграмма каолинита. Расстояние между двумя первыми симметричными дужками $2l$ равно 14,5 мм (камера диаметром 57,4). При Cu — антикатоде оно отвечает углу 6° 05′ и межплоскостному расстоянию 0,72 нм (первый базальный рефлекс каолинита)

Для различных элементов анода имеются специальные таблицы с готовыми значениями d_α и d_β. Интенсивность рефлексов определяется по десяти- или стобалльной шкале. На рентгенограмме находят дужки с наибольшим почернением фотопленки и 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.

Минералы по данным дебаеграмм определяются путем сравнения с дебаеграммами эталонных образцов.

Рентгеновский анализ, обнаруживающий присутствие большинства минералов в смесях, даже если их содержание равно 5—6%, особенно важен для диагностики глинистых минералов и определения минерального состава глинистых пород. В связи с этим рассмотрим кратко некоторые особенности применения рентгеновского анализа при их изучении.

Для диагностики глинистых минералов большое значение имеют базальные отражения *OOl*. Однако известно, что базальные отражения *OOl* первого и второго порядка каолинита 0,71 и 0,355 нм совпадают с отражениями второго и четвертого порядка хлорита, отражения первого порядка хлорита совпадают с отражением первого порядка монтмориллонита (1,4 нм) и отражение первого порядка гидрослюды совпадает с отражением первого порядка монтмориллонита. Для уверенной диагностики минералов рентгеновским методом необходимо получить 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—650°С. Каолинит при этой температуре аморфизируется, и линии его на дебаеграмме исчезают, линии же хлорита сохраняются и приобретают особую четкость (1,4 нм). 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 гидрослюды от монтмориллонита, кроме дебаеграммы естественного образца, снимается дебаеграмма образца, обработанного этилен-гликолем или глицерином, и образца, нагретого до 500—600°С. У монтмориллонита, обработанного органическими жидкостями, базальное отражение первого порядка *OOl* увеличивается до 1,7—2,0 нм, увеличиваются также отражения более высоких порядков. Линии гидрослюды сохраняют свое значение или изменяются весьма незначительно. В образцах монтмориллонита, нагретых до 500—600°С, наблюдается уменьшение межплоскостных расстояний, в то время как у гидрослюд они сохраняют прежнее значение (базальное отражение *OOl* первого порядка у монтмориллонита принимает минимальное значение — 0,96—1 нм).

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 1,7—2,0 нм), в то время как большинство хлоритов обладает неразбухающей решеткой, поэтому несмотря на обработку их линии на дебаеграммах сохраняют прежние значения.

Однако некоторые хлориты, обработанные глицерином, обнаруживают заметное разбухание, и межплоскостное расстояние в них увеличивается до 1,7 нм. В этом случае вопрос о принадлежности минерала к группе хлорита или монтмориллонита можно разрешить анализом дебаеграммы образца, нагретого до температуры 500—600°С. У хлорита, обработанного таким способом, проявляется отражение с межплоскостным расстоянием 1,4 нм, у монтмориллонита — 1,0 нм.

В связи с важностью выявления базальных рефлексов *OOl* при изучении глинистых минералов полезно снимать текстурированные или ориентированные образцы. Известно, что наиболее развитой поверхностью у чешуек глинистых минералов является плоскость (001) (третий пинакоид), на которую они обычно ложатся при осаждении из суспензий. Это и используется при приготовлении ориентированных препаратов. Слой глинистых частиц осаждают из суспензии на какую-нибудь пластинку (стеклянную или другую). Осажденный слой глинистых частиц толщиной до 1 мм затем снимают или вместе с пластинкой помещают в рентгеновскую камеру.

Таким образом, для диагностики глинистых минералов методом порошковых рентгенограмм необходимо снимать естественный образец, обработанный органическими жидкостями, образец,

предварительно прогретый в электрической печи, и ориентированный препарат.

При изучении смешанно-слойных сростков снимаются естественные и обработанные образцы 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 — дифракция 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 5 нм и увеличение от 1500—2000 до 100 000—500 000. В электронном микроскопе 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 кВ), а в колонне-тубусе микроскопа поддерживается высокий вакуум (0,133 Па), необходимый для беспрепятственного прохождения электронного пучка.

Изображение объекта исследования на электронном микроскопе нельзя непосредственно видеть глазом. Для того чтобы оно стало видимым, применяется специальный флюоресцирующий экран или фотографические снимки. Электронный микроскоп дает возможность исследовать объекты на просвет и на отражение. Минералого-петрографические объекты изучаются главным образом на просвет (рис. 122—124).

Исследование минералов и горных пород при помощи электронного микроскопа осуществляется 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. Лучший способ диспергирования — обработка ультразвуком, которая приводит к расщеплению минеральных агрегатов по поверхностям сочленения зерен или кристаллов и отдельных минералов по трещинам спайности без нарушения 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 ульт-

развук высокой частоты (300—1000 кГц) при сравнительно небольшой мощности излучения (3—10 Вт/см^2). Образцы пород предварительно механически измельчают до зерен размером 0,5—5 мм или приготовляют суспензию глинистых частиц обычным способом. Затем частицы или суспензию помещают в небольшой химический

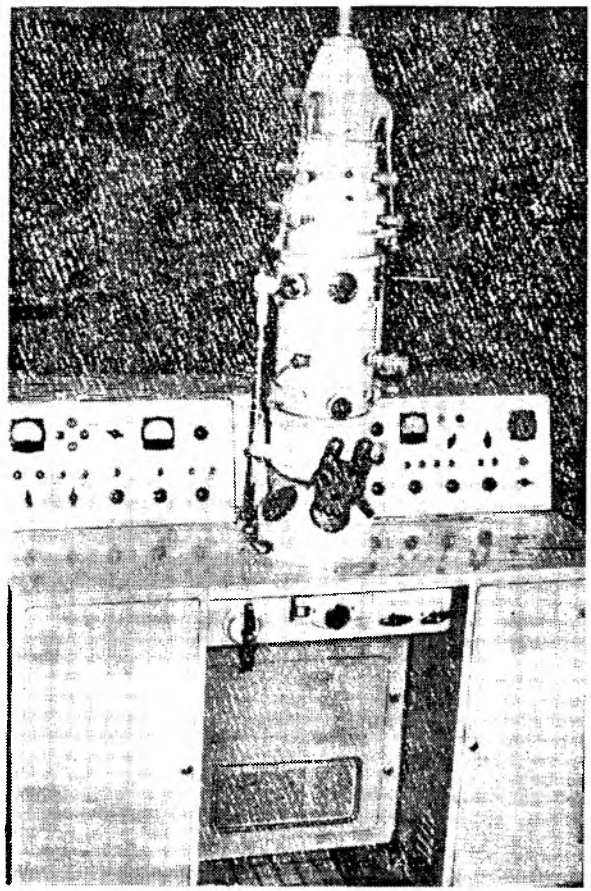


Рис. 122. Общий вид электронного микроскопа

стаканчик с дистиллированной водой и вносят в поле ультразвука на 3—5 мин (неоднократно или два-три раза с перерывами).

Если в лаборатории отсутствует генератор ультразвука, диспергирование производится различными механическими методами. Плотные и сцементированные образцы измельчают растиранием в ступке. Лучше применять «мокрое» растирание. При сухом растирании сильно нарушается форма частиц. Мягкие, легко распадаю-

щиеся образцы можно диспергировать вручную в фарфоровой чашке и затем многократным взбалтыванием в сосуде с дистиллированной водой.

Приготовление препаратов из суспензий. Подложкой для частиц из суспензий служат тончайшие органические пленки

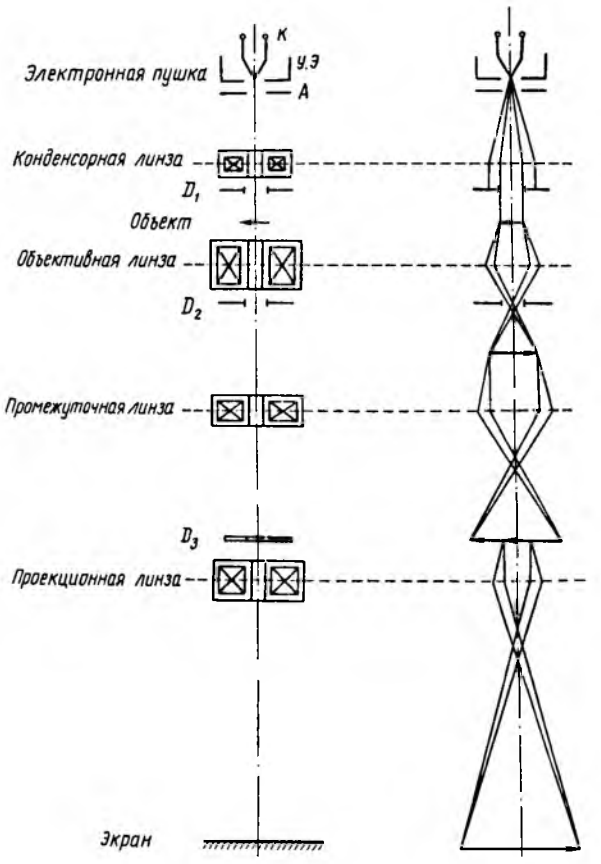


Рис. 123. Схема хода лучей в электронном микроскопе:
D_1, D_2, D_3 — диафрагмы

(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); 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 будут обугливаться.

В качестве подложки используют также угольные пленки. Угли распыляют в вакууме и осаждают на стекло или на стекло, покрытое слоем коллодия. Приготовленные таким способом препараты рассматривают в электронном микроскопе, наиболее удачные участки фотографируют (рис. 124).

Рис. 124. Каолинит и смешанно-слойный минерал из триасовых глин Донецкого бассейна. Снимок частиц из суспензии на просвет, увеличение 15000. Частицы псевдогексагонального вида — каолинит, скопления неправильной формы — смешанно-слойный минерал

Приготовление реплик с отдельных частиц. Реплики бывают одноступенчатые (негативные) и двухступенчатые (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 описан способ приготовления наиболее распространенных угольных реплик. Они аморфны, химически инертны, устойчивы и прозрачны в электронном пучке.

Из образца готовят суспензию на ацетоне. Каплю суспензии наносят на пластинку каменной соли и просушивают в вертикальном положении. Затем пластинку помещают в вакуум и на ее поверхность под углом 40—60° напыляют уголь, используя спектральные угольные стержни и пламя вольтовой дуги в течение долей секунды. Далее пластинку соли с пленкой наверху опускают под острым углом (10°) в дистиллированную воду. Пленка отслаивается и всплывает. Ее промывают водой и обрабатывают кислотой для полного растворения образца (известковые породы — соляной кислотой, силикатные — плавиковой). Затем пленку вновь промывают дистиллированной водой и высушивают. Готовую 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 обволакивающими.* Снимки частиц каолинита и метагаллуазита, сделанные методом угольных обволакивающих реплик, см. на рис. 125 и 126.

Приготовление реплик со скола. Изучение реплик со скола минералов и пород — значительное достижение 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 раскалывают, чтобы получить свежий излом. Пылеватые частицы с поверхности из-

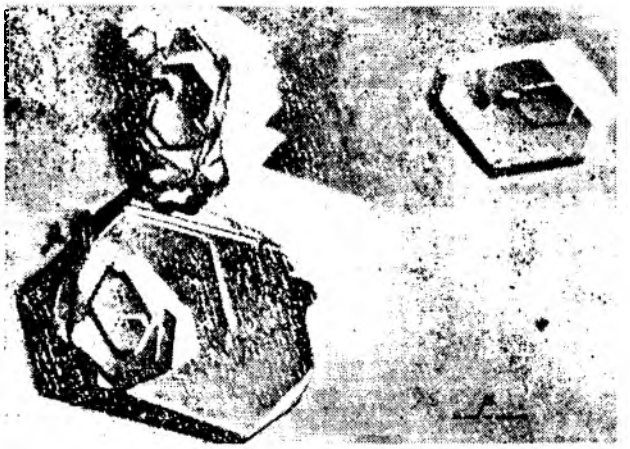


Рис. 125. Каолинит из месторождения Мад в Венгрии. Обволакивающая угольная реплика (по Грицаенко и др.)

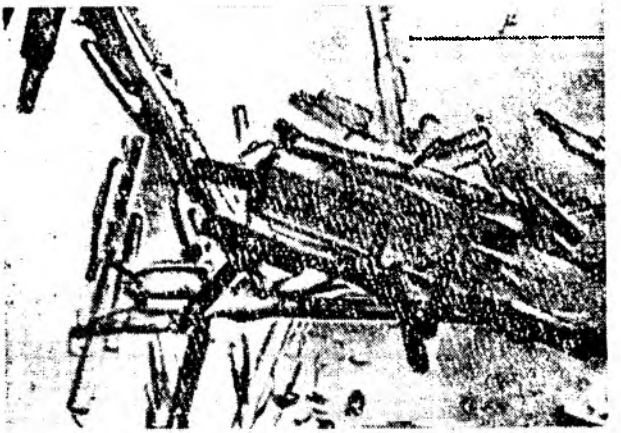


Рис. 126. Метагаллуазит. Обволакивающая угольная реплика (по Грицаенко и др.)

лома сдувают или удаляют каким-либо другим способом. Образец укрепляют на пластилине, помещают в вакуум и напыляют угольную пленку. Для контрастирования напыление ведут под углом 20—40°. Затем образец помещают в растворитель, где он растворяется, пленку вылавливают, промывают дистиллированной водой и сушат.

Рис. 127. Реплика со скола перекристаллизованного белого писчего мела Украины. Двуступенчатая целлюлозно-угольная реплика, увеличение 5000 (по Шуменко)

Приготовление двуступенчатых 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 поверхность 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 наносят угольную пленку в вакууме с предварительным оттенением металлом или без такового. Двуступенчатая реплика опускается в ацетон, где рентгеновская пленка растворяется. Угольную пленку вылавливают, промывают, сушат и монтируют на сеточке препаратодержателя. Снимки со скола мела показаны на рис. 127.

Исследование при помощи электронного микроскопа позволяет судить о минералах по их форме и строению. Однако многие минералы из-за условий образования или метода подготовки (растирание) препарата не обнаруживают правильной кристаллографической формы. В этом случае трудно или невозможно судить о минерале. Этот недостаток электронной микроскопии в настоящее время устраняется благодаря применению микродифракции — дифракции электронов от отдельных частиц. Дифракционная картина дает представление о структуре минерала, следовательно, дает возможность определить минерал (рис. 128).

Наряду с просвечивающими электронными микроскопами в настоящее время широко применяются растровые (сканирующие) электронные микроскопы, дающие снимки более высокого качества. Используются микроскопы, выпускаемые японскими фирмами

(JFSM-30), и отечественный прибор такого типа (РЭМ-200).

Схема хода лучей в растровом микроскопе показана на рис. 129. Основная особенность микроскопа заключается в том, что электромагнитные линзы служат не для увеличения, а для фокусировки потока электронов, изображение получают путем раз-

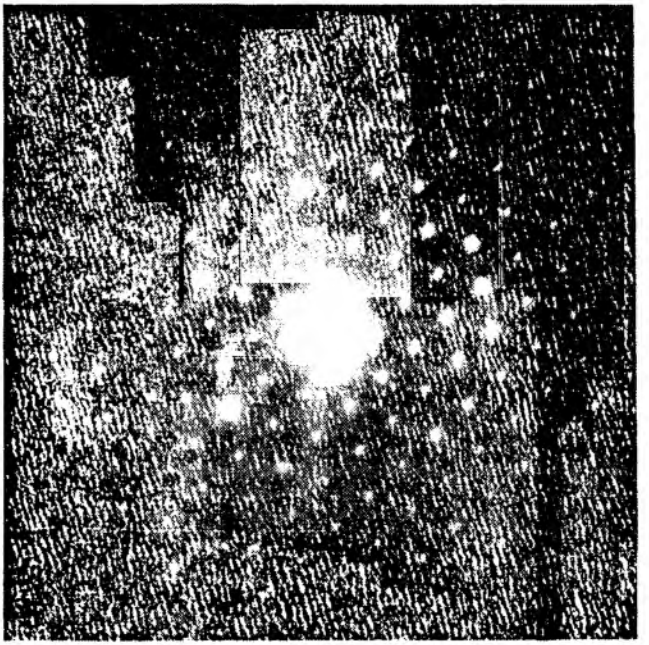


Рис. 128. Микродифракционная картина кристалла диккита из Крыма

вертки на кинескопе телевизора. Снимки, полученные при помощи растрового микроскопа, приведены на рис. 130.

Люминесцентный анализ

Люминесцентный анализ основан на способности минералов или химических соединений светиться при облучении их ультрафиолетовыми, катодными и рентгеновскими лучами. Свечение может происходить также в результате термической обработки или трения. Природа этого явления изучена. Возбуждающие лучи сообщают электронам атомов достаточную энергию для перехода из положения близкого к ядру атома на орбиту, более удаленную от ядра. Благодаря этому электроны находятся в неустойчивом состоянии, и когда они возвращаются на старые орбиты, происходит выделение энергии — свечение.

Для работы с катодными лучами необходима специальная аппаратура. При работе с рентгеновскими лучами также необходима сложная аппаратура, поэтому чаще всего применяются ультрафиолетовые лучи. Люминесцентный анализ используют в разных вариантах и довольно широко.

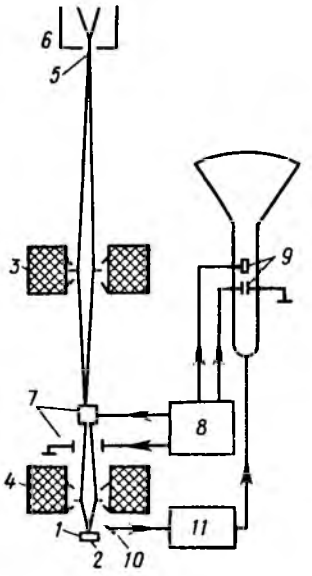


Рис. 129. Схема растрового электронного микроскопа:

1 — зондирующий электронный пучок; *2* — образец; *3—4* — линзы; *5* — наименьшее сечение пучка, *6* — электронная пушка; *7* — отклоняющие пластины; *8* — генератор развертки; *9* — пластины развертки кинескопа; *10* — коллектор; *11* — усилитель

1. *Для диагностики минералов в зернах и порошках.* Так, кальцит в ультрафиолетовых лучах светится красным цветом, в катодных — оранжевым, доломит в ультрафиолетовых лучах — желтый, в катодных — рябиновый, гипс в ультрафиолетовых лучах — зеленовато-синий, в катодных — фиолетовый, алмаз в ультрафиолетовых лучах — зеленый, в катодных — голубой и т. п. По характеру и интенсивности свечения в зернах и порошках можно различать ряд минералов. Характер свечения минералов был использован на Никитовском месторождении доломитов (Донбас) для контроля качества сырья (содержания доломита).

2. Для обнаружения и диагностики битуминозных веществ в породах (люминесцентно-битуминологический анализ). Существует целый ряд вариантов этого метода. Суть простейшего из них заключается в том, что на свежий излом породы капают каплю хлороформа, растворяющего и вытягивающего битум на поверхность. Появляется небольшое пятно, которое при облучении ультрафиолетовыми лучами светится: обычно битум С светится темным, оранжевым и голубым цветом, битум А — бурым, коричневым цветом и т. д. Однако характер свечения битумов зависит от их концентрации, поэтому капельным методом можно обнаружить присутствие битумов в породе, а определение их типов требует специального исследования.

Широко распространен полуколичественный (эталонный) анализ. Для этого битумы извлекают из породы растворителем и сравнивают свечение полученного раствора с эталонным раствором. Сравнивают визуально или фотометрически. Применяется также люминесцентно-капиллярный, люминесцентно-хроматографический, экстракционный и другие разновидности люминесцентно-битуминологического метода.

Источником ультрафиолетовых лучей служат кварцево-ртутные лампы, лампы накаливания со специальными нитями, люминоскопы ЛЮМ-1, ЛЮМ-2, ЛСП-101, люминесцентный микроскоп ЛМ-2 и другие модели. Для диагностики минералов и выявления битумов

применяется прямое облучение объекта, наблюдение ведется визуально.

3. Люминесцентный анализ применяют при *изучении ископаемых углей и отдельных ингредиентов углей.* Изучение свечения и спектров свечения (флюоресценции) спор и споринита используют для определения степени изменения органического вещества и вмещающих пород (стадий и этапов катагенеза). В. И. Ручнов

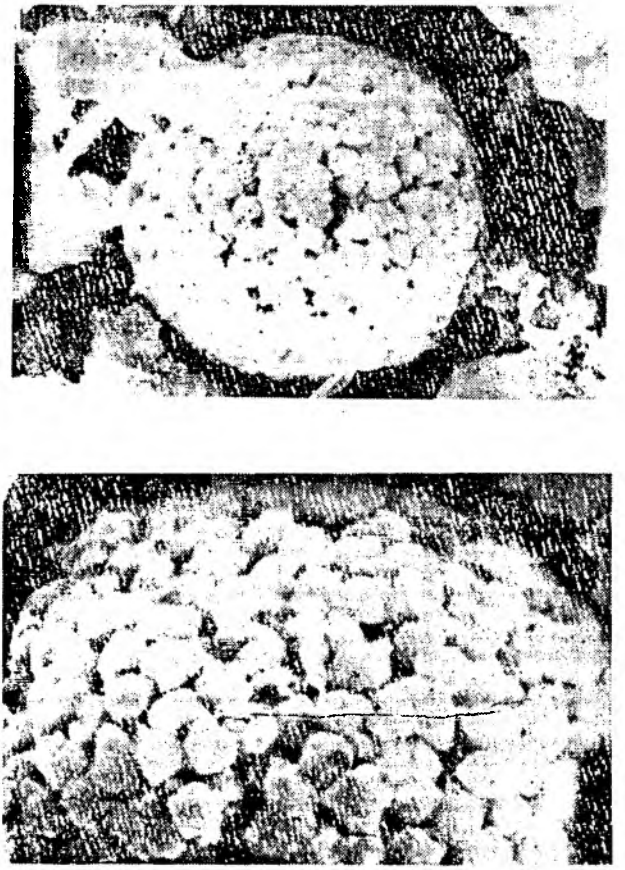


Рис. 130. Фрамбоиды пирита из современных осадков Калифорнийского залива. Снимки в растровом электронном микроскопе частиц, напыленных золотом, увеличение 6000 и 12 000

и Н. В. Лопатин (1976) провели многочисленные определения интенсивности флюоресценции спор IF_s в относительных единицах при длине волны монохроматического света 546 мкм и установили:

интенсивность флюоресценции спор для подстадии протокатагенеза $Пк_2$ изменяется в пределах 1,0—0,39, мезокатагенеза $Мк_1$ — 0,39—0,27, $Мк_2$ — 0,27—0,22 и $Мк_3$ — 0,22—0,12.

4. *Термолюминесценция карбонатных пород.* В. Г. Максенков (1966) и другие применили изучение явления термолюминесценции для корреляции осадочных толщ. Известняки и доломиты предварительно облучали мощным источником гамма-излучения, затем нагревали и далее регистрировали интенсивность свечения. Известняки различных стратиграфических горизонтов имели разную интенсивность свечения, постоянную для каждого горизонта, отмечена также прямая зависимость интенсивности термолюминесценции известняков от их возраста.

Детально методы люминесцентного анализа описаны в специальных руководствах и монографиях (см. библиографию). Другие методы исследования осадочных пород (электрохимические, ядерные, спектроскопические и химические) также представляют собой отдельную тему и в рамках настоящей книги не могут быть освещены. Химический анализ в виде классической «мокрой» химии изживает себя и постепенно заменяется атомно-адсорбционным, рентгеноспектральным и др.

Глава XVII

Описание минералов и методические указания по их определению

Породообразующие минералы осадочных пород

Окислы и гидроокислы кремния. К этой группе принадлежит кварц, халцедон, кварцин и опал.

Кварц — наиболее распространенный минерал 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, реже в виде хорошо образованных и иногда идеально правильных кристаллов различного габитуса, не несущих следов какой-либо механической обработки, каемок нарастания на обломочных зернах, псевдоморфоз по древесине (аутигенный).

Среди зерен обломочного кварца установлено восемь типов (рис. 131): непрозрачные, полупрозрачные, прозрачные без включений, с игольчатыми включениями, с изометрическими включениями, трещиноватые, регенерированные и опалесцирующие.

Тип кварца определяется в жидкости с показателем преломления $\leqslant 1{,}550$ при помощи бинокуляра или обычного поляризационного микроскопа в отраженном свете.

Оптические свойства кварца приведены 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.

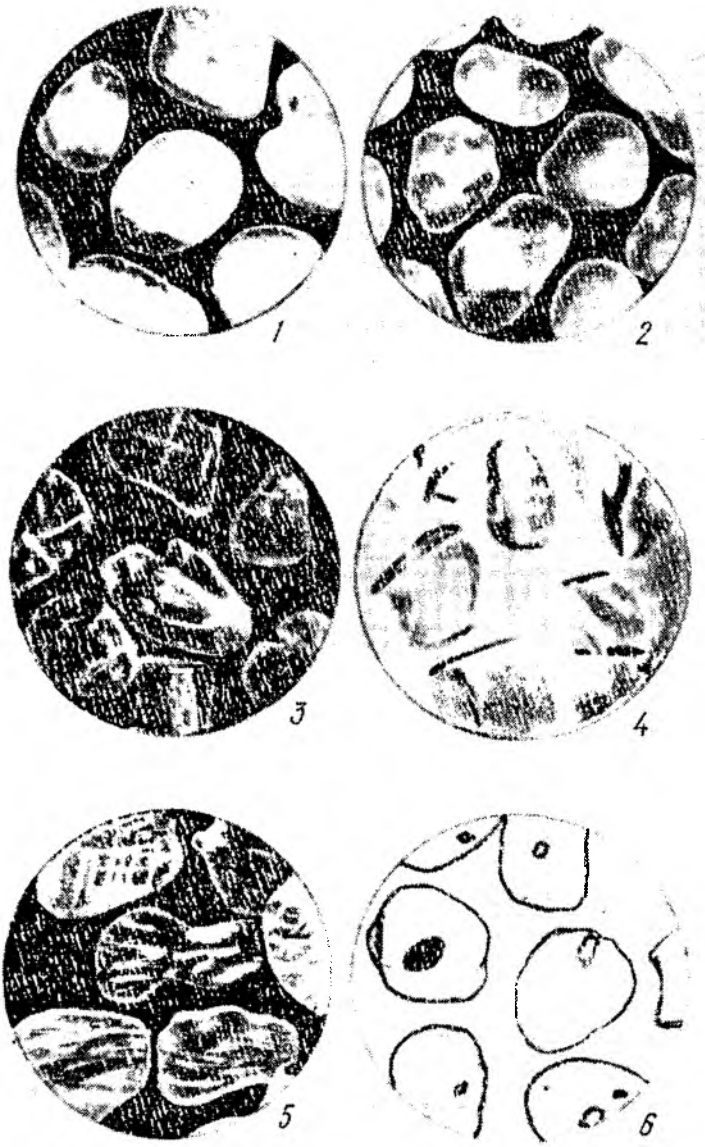


Рис 131. Типы обломочного кварца (по Г. П. Леммлейну и В. К. Князеву):

1 — непрозрачный; *2* — полупрозрачный; *3* — трещиноватый; *4* — кварц без включений; *5* — кварц с игольчатыми включениями; *6* — кварц с изометрическими включениями. Увеличение 30; снято в глицерине

Таблица 68. Окислы и гидроокислы кремния

Свойства	Минералы			
	кварц	кварцин	халцедон	опал
Ng	1,544 (*No*)	1,540—1,544	1,533—1,539[1]	Изотропен, показатель преломления от 1,400 до 1,460—1,480, чаще 1,43—1,45, редко до 1,490. При 3,5% H_2O n=1,459, при 8,9% H_2O n = 1,446
Nm	—	1,535—1,537	—	
Np	1,553 (*Ne*)	1,530—1,534	1,530	
Ng — Np	0,009	0,007—0,010	0,010	
2*V*	Одноосный положительный, редко двуосный 2E ± 12—24°	60—87°	Одноосный, редко двуосный	Показатель преломления опала скелета радиолярий из современных осадков Тихого океана 1,440—1,450, диатомовых водорослей 1,460—1,475
Погасание	Прямое	Прямое	Прямое	Изотропен
Удлинение	Положительное	Положительное	Отрицательное	
Цвет	Бесцветный	Бесцветный	Бесцветный или окрашен в различные цвета	Бесцветный, желтый, бурый, зеленый, черный
Плотность	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 (0111)	Нет	Нет	Нет
Состав	SiO_2	SiO_2	SiO_2	$SiO\,n\,H_2O$, содержание H_2O до 34%
Сингония	α-кварц тригональный β-кварц гексагональный	—	—	Аморфный (аморфная SiO_2 + α-кварц или α-кристобалит)

[1] Показатели преломления халцедона часто близки к показателю преломления кварца.

Кварцин и халцедон встречаются в виде волокнистых и радиально-лучистых агрегатов, каемок на обломочных зернах (цементирующие вещества), псевдоморфоз по другим минералам и органическим остаткам.

Опал слагает скелеты кремневых организмов, выполняет поры и пустоты (цемент); часто встречается в виде мельчайших шариков.

Окислы и гидроокислы 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 очень высоких показателей преломления (гематит, гетит, манганит) и непрозрачности (минералы марганца и железа). Под микроскопом их определяют в отраженном свете по цвету, блеску, форме и реакциям с различными реактивами.

Гидроокислы алюминия, если они не загрязнены железом, сравнительно легко определяются кристаллооптическим методом. Для надежного определения необходимы, кроме кристаллооптического, химический, термический и другие анализы. Основные физические свойства минералов этих трех групп приведены в табл. 69.

Полевые шпаты. Полевые шпаты характеризуются низким двупреломлением, низкими показателями преломления, косым угасанием, а также почти постоянным наличием двойников (плагиоклаз, микроклин). В основном это аллотигенные минералы и встречаются в виде угловатых и угловато-окатанных зерен. Они бесцветные или серовато-буроватые. Хорошо окатанные зерна сравнительно редки из-за наличия совершенной спайности.

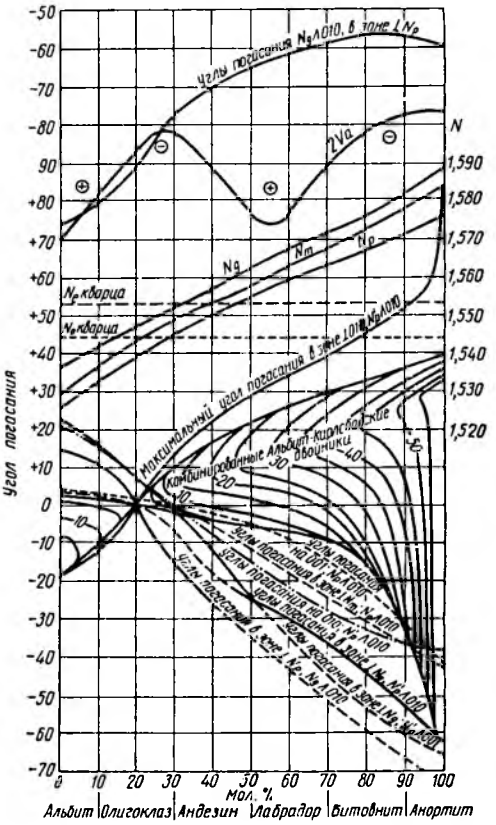


Рис. 132. Оптические константы плагиоклазов

Наибольшим распространением пользуются кислые плагиоклазы и щелочные полевые шпаты.

Наряду с обломочными довольно часто встречаются и аутигенные полевые шпаты (в песчаниках, известняках). Они образуют каемки нарастания на обломочных зернах и кристаллы правильной формы. В настоящее время установлено, что среди аутигенных полевых шпатов встречаются почти все разновидности полевых шпатов.

В шлифе полевые шпаты определяют по светопреломлению, оптическому знаку и углам погасания.

Кристаллы с $n<n$ КБ[1] относятся к ряду калиевых полевых шпатов (—) и кислым плагиоклазам — альбиту и олигоклазу, пример-

[1] КБ — канадский бальзам.

Таблица 69. Окислы алюминия,

Свойства	Минералы				
	гидраргиллит	диаспор	бемит	гематит	гетит
Ng	1,580—1,595	1,750	1,651—1,661	3,220(*No*)	2,35—2,40
Nm	1,554—1,581	1,722	1,645—1,646	2,940(*Ne*)	2,35—2,39
Np	1,544—1,567	1,702	1,638—1,646	0,280	2,21—2,26
Ng — Np	0,015—0,030	0,048	0,013—0,015		0,140
2V	(—) 0—20°	(+)84°	(—)0,80°	Одноосный отрицательный	Небольшой отрицательный
Погасание	Косое $cNg = 21°$	Прямое $Ng = a$	Прямое $Ng = b$		
Плеохроизм	Нет	Нет	Нет	В срезе (0001)	Плеохроичен в желто-оранжевых тонах
Удлинение	Положительное и отрицательное	Отрицательное	Отрицательное	Положительное	
Цвет	Белый, серый, красноватый, зеленоватый, в шлифе бесцветный	Белый, желтоватый, зеленоватый, в шлифе бесцветный	Белый, желтый	Красный, красно-бурый	Темно-бурый, желто-бурый
Плотность	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	Совершенная по (001)	Совершенная по (010)	Совершенная по (010)	Отдельность по (0001) —и (1011)	Совершенная по (010)
Состав	$Al(OH)_3$	$AlO(OH)$	$AlO(OH)$	Fe_2O_3	$HFeO_2$
Сингония	Моноклинная	Ромбическая	Ромбическая	Гексагональная	Ромбическая

Минералы				
липидокрокит	лимонит	пиролюзит	манганит	псиломелан-вад
2,51 2,20 1,94 0,570 (—) 83°	Изотропен $n = 2{,}05$, непрозрачен, в отраженном свете ржаво-коричневый, в тонких зернах просвечивает желто-бурым цветом	Анизотропен (реже изотропен), непрозрачен в отраженном свете, стально-серый, пурпурно-серый с полуметаллическим блеском	2,53 2,24 2,24 0,29	Изотропен, в отраженном свете серо-белый, красно-бурые внутренние рефлексы
Прямое $Np = a$ $Nm = c$			В отраженном свете серовато-бурый, непрозрачен, в тонких зернах просвечивает	
Ng — буро-желтый, Nm — оранжево-желтый, Np — желтый, бесцветный				
Кроваво-красный	Темно-бурый, желто-бурый	Черный	Черный — блеск полуметаллический	Черный, буровато-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)	Нет	Совершенная (по 110)	Совершенная по (010)	Нет
FeOOH	$Fe_2O_3 nH_2O$	MnO_2	$MnO_2 \times Mn(OH)_2$	$mMnO \times \times MnO_2 \cdot nH_2O$
Ромбическая	Аморфный	Квадратная	Моноклинная	Аморфный

но до № 10 (+). Минералы с $n>n$ КБ 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 ⊥ (010) и определения плагиоклазов по показателям преломления.

При определении максимального угла симметричного угасания в разрезе ⊥ (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 ‖ нитями окуляра).

3. Если след плоскости (010) повернуть на 45° относительно нити окуляра, двойниковая структура также исчезнет.

Затем измеряют угол погасания одной системы двойников и другой. Углы должны быть равны; если они отличаются на 2—3°, берут среднее из двух отсчетов. Если углы не симметричны, разыскивают другое зерно.

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 видна спайность по (010) и (100) и Np лежит в остром углу.

Номера плагиоклаза определяются по диаграмме (рис. 132).

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 (устанавливается в разрезах, перпендикулярных оптической оси или острой биссектрисе). Микроклин отличается «микроклиновой» решеткой, обусловленной развитием полисинетических двойников по двум взаимно перпендикулярным направлениям, и косым погасанием. 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 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 — пелитизируются (образуются каолинит и галлуазит), ортоклаз обычно (иногда микроклин) покрывается буроватой корочкой — налетом, содержащим окислы железа.

Все изложенное может быть с успехом применено для определения полевых шпатов в иммерсии. Определение в иммерсии на-

чинается с определения светопреломления, затем осности и знака, далее угла погасания в ориентированных разрезах (см. схему на с. 376).

Точным методом определения плагиоклазов 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 плагиоклазов номера плагиоклазов определяются с точностью $\pm 5\%$.

Если измерить показатель преломления плагиоклаза в изотропном сечении, точность определения будет выше (табл. 70, рис. 132).

Слюды. Слюды имеют высокие показатели преломления и высокое двупреломление, отрицательный знак и небольшой угол оптических осей, весьма совершенную пинокоидальную 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).

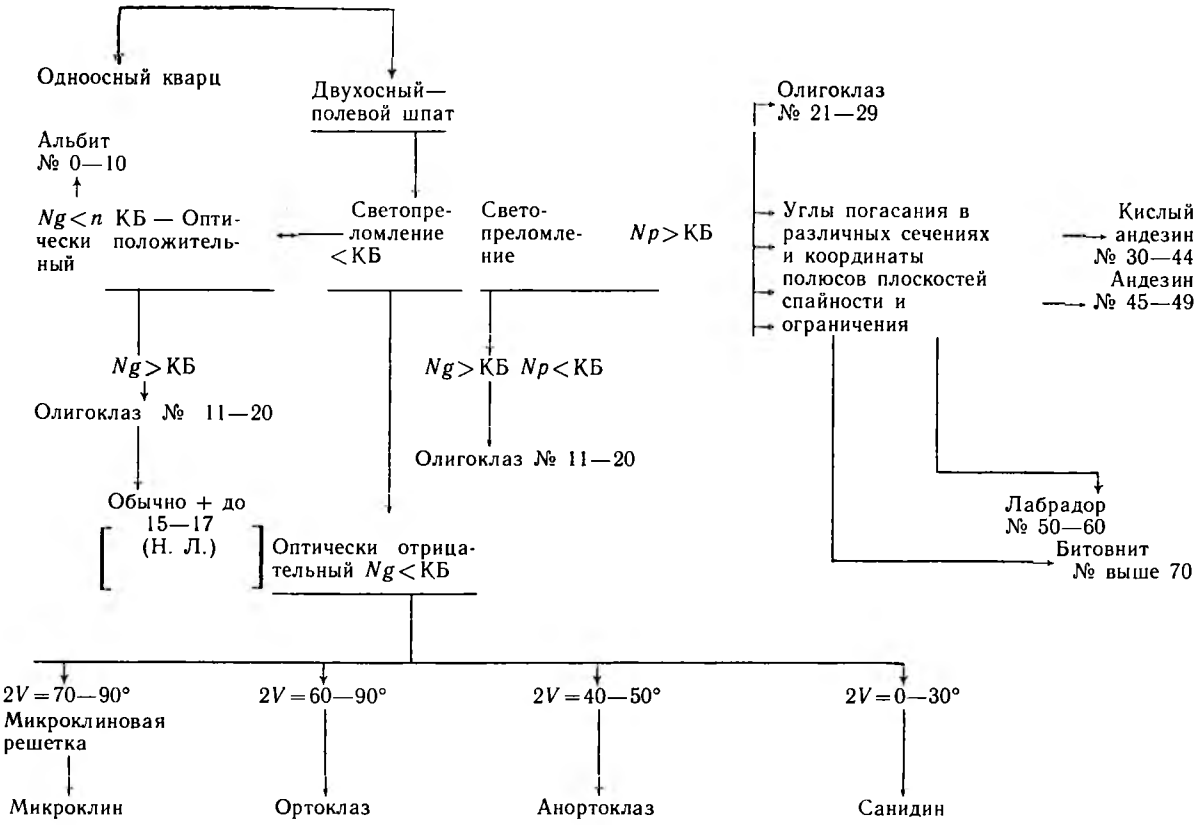
Описанные свойства слюд в чистом виде проявляются в шлифах. В иммерсионных препаратах слюды выглядят несколько иначе. Листочки слюд ложатся на плоскость спайности по базопинакоиду и благодаря этому имеют низкое двупреломление, характерное «облачное погасание» или совершенно изотропны. Окрашенные слюды 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 выветрелы, гидратизированы или хлоритизированы (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. В осадочных породах глининстые минералы распространены широко. Они составляют большую и сложную группу слоистых и слоисто-ленточных силикатов и алюмосиликатов. Структура их слоистая или слоисто-ленточная. Отдельные слои образованы связанными между собой тетраэдрами и октаэдрами. В вершинах тетраэдров располагаются ионы кислорода, в центре — кремния (иногда алюминия в четверной 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 (диоктаэдрические). Эти слои образуют двухслойные (один слой тетраэдров и один слой

Схема определения полевых шпатов (по Шугову, 1957)



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) 0,71—0,72 нм. Базальные отражения *OOl* первого порядка 0,71—0,72, второго — 0,355—0,360, четвертого — 0,1775—0,1800 нм.

У гидрослюды решетка состоит из набора трехслойных пакетов толщиной 1,0—1,02 нм. Базальные отражения *OOl* первого порядка 1,00—1,02, второго — 0,50—0,51, четвертого — 0,250—0,255 нм.

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 0,96—1,001 нм при отсутствии воды и обменных катионов до 1,7—1,8 нм и более при высоком содержании воды и обменных катионов (среднее значение при нормальной влажности примерно равно 1,40—1,50 нм).

Наряду с обычными глинистыми минералами существуют более сложные образования — смешанно-слойные сростки минералов. Пространственная решетка таких сростков состоит из пакетов, принадлежащих различным минералам: монтмориллониту и хлориту (d=2,80 нм), гидрослюде и каолиниту (d=1,70 нм), монтмориллониту и каолиниту (d = 2,10—2,30 нм) и др. Эти минеральные образования представляют собой своеобразные «гибриды» и рядом ученых рассматриваются как *эпитаксические срастания*. В изучении их особенно большое значение имеет рентгеновский анализ — единственный метод, позволяющий выявлять эти сростки.

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 быть комплексным с применением оптического, хроматического и капельного анализов. Параллельно некоторая часть образцов должна изучаться точными методами: рентгеновским, термическим и электронномикроскопическим. Сводка оптических и некоторых других свойств глинистых минералов дана в табл. 72—74.

Хлориты. Они широко распространены в осадочных породах, образуются на всех стадиях осадочного процесса (аутигенные), принадлежат к алюмосиликатам со слоистой решеткой, состоящей из четырехэтажных пакетов или слоев (слюдоподобного и бруситоподобного или гидраргиллитового). Существуют также хлориты со структурой каолинитового или серпентинового типа (так называемые септехлориты d_{001} = 0,7 нм).

По химическому составу среди хлоритов выделяются железистые хлориты или лептохлориты, обычно плохо окристаллизованные (ми-

Таблица 70. Полевые шпаты

Константы	Минералы						
	альбит № 0	альбит № 5	олигоклаз № 15	олигоклаз № 25	андезин № 35	андезин № 45	лабрадор № 55
Ng	1,536	1,539	1,544	1,549	1,554	1,560	1,565
Nm	1,529	1,532	1,540	1,546	1,551	1,556	1,560
Np	1,525	1,529	1,536	1,542	1,547	1,553	1,557
Ng — Np	0,017	0,010	0,008	0,007	0,007	0,007	0,008
2V	(+)71°	(+)76°	(+)84°	(−)82°	(−)85°	(+)88°	(+)75°
Дисперсия	*r<v*	*r<v*	*r>v*	*r>v*	*r>v*	*r>v*	*r > v*
Углы погасания:							
зона ⊥ (010)	−20°	−15°	−8°	−7°	+17°	+25°	+31°
зона ⊥ *Ng*	+2—+21°	+21°	+12°	±3°	−7°	−19°	−30°
зона ⊥ *Nm*	+1°	0°	+1°	0°	−1°	−4°	−18°
зона ⊥ *Np*	+74°	+75°	+84°	−84°	−73°	−73°	−63°
На (001) *b Np'*	+4°	+2°	+2°	+1°	−2°	−4°	−8°
На (010) *c Np'*	+20°	+18°	+12°	+4°	−4°	−12°	−18°
Твердость	5,5—6	6	6	6	6	6	6
Плотность г/см³	2,61	2,63	2,64	2,64	2,65	2,67	2,70
Состав	$NaAlSi_3O_8$ 100%	Ab95% An5%	Ab85% An15%	Ab75% An25%	Ab65% An35%	Ab55% An45%	Ab44% An56%
Сингония	Триклинная						

Таблица 71. Слюды

Константы	Минералы		
	мусковит	парагонит	лепидолит
Ng	1,588—1,624	1,600—1,609	1,555—1,570
Nm	1,582—1,619	1,599—1,605	1,553—1,563
Np	1,552—1,572	1,564—1,577	1,535—1,540
Ng — Np	0,036—0,054	0,028—0,038	0,022—0,030
2V	(−)30—45°	(−)40° ±	(−)0—45°
Дисперсия	—	—	—
Плеохроизм и цвет	Бесцветный, псевдоабсорбция	Бесцветный, псевдоабсорбция	Розовый, красный, фиолетовый, бурый
Твердость	2—2,5	2	2—3
Плотность, г/см³	2,76—3,0	2,85	2,8—2,9
Состав	$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$	$NaAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$	$KLiAl[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$
Сингония			

Минералы

битовнит № 75	анортит № 95	микроклин	ортоклаз	санидин	анортоклаз	цельзиан
1,574	1,585	1,529	1,526	1,525—1,530	1,530	1,594
1,572	1,580	1,526	1,523	—	1,529	1,588
1,565	1,573	1,522	1,519	1,520	1,523	1,583
0,009	0,012	0,007	0,007	0,005—0,006	0,007	0,010
(—)86°	(—)47°	(—)83°	(—)70°	(—)20°	(—)82—54°	(+)86°
$r<v$	$r<v$	$r>v$	$r>v$	$r>v$	$r>v$	?
*				$r<v$		
+42°	+56°	+19°	0°	0°	+2°	0°
—40°	—62°	+10°	5°	0°	+9°	0°
—28°	—40°	+15°	0°	+5°	+1—4°	0°
—58°	—58°	88°	90°	90°	89°	0°
—27°	—35°	+10—15°	0°	0°	+2°	0°
—31°	—37°	+5°	+5°	+5°	+4° —10°	28°
6	6	6	6	6	6	6
2,73	2,76	2,55	2,57	2,58	2,57	3,38
Ab25% An75%	Ab5% An75% $CaAlSi_2O_8$	$KAlSi_3O_8$	$KAlSi_3O_8$ Моноклинная	$KAlSi_3O_8$ Моноклинная	$KAlSi_3O_8$ Триклинная	$BaAlS_{12}O_8$ Моноклинная

флогопит	сидерофиллит	биотит	лепидомелан	Примечание
1,565	1,670	1,600—1,660	1,670—1,690 (до 1,710)	У всех слюд наблюдается весьма совершенная спайность по базопинакоиду и прямое угасание относительно спайности
1,564	1,670	1,600—1,660	1,670—1,690	
1,535	1,616	1,560—1,600	1,616—1,630	
0,030	0,054	0,040—0,060	0,054—0,066	
(—) малый	(—) малый	(—) 0—20°	(—) небольшой	
—	—	$r<v$ слабая	$r<v$ слабая	
Цвет желтовато-бурый, красный, зеленоватый		$Ng \simeq Nm$ коричневый до непрозрачного	$Ng \simeq Nm$ красно-коричневый	
		Np — желто-коричневый до бесцветного, реже плеохроизм в зеленых тонах	Np — светло-коричневый	
2—3	2—3	2—3	3	
2,75	3,19	3,02—3,12	3,00—3,20	
$KMg_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2$	$K_2Fe_5Al[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$	$K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$	$KFe_3[(Al, Fe)Si_3O_{10}](OH)_2$	
Моноклинная				

нералы типа шамозита, тюрингита), магнезиально-железистые и магнезиальные хлориты (рипидолит, корундофилит, клинохлор, пеннин).

Описаны также алюминиевые хлориты. Это весьма редкие минералы.

Рентгеноструктурные исследования показали, что в этой группе минералов широко развит изоморфизм и полиморфизм — структурная политипия. На основании рентгеновских данных в настоящее время выделяются многие политипы хлоритов (см. I часть, главу II).

Хлориты характеризуются слюдоподобным обликом (это обычно листочки или чешуйки), как правило, низким двупреломлением и наличием аномальных индигово-синих цветов интерференции, зеленой и зеленовато-бурой окраской и ясным плеохроизмом. Показатели преломления хлоритов средние и только у железистых разновидностей несколько более высокие.

Достоверное определение осадочных (аутигенных диагенетических и раннекатегенетических) хлоритов микроскопическим анализом невозможно, поэтому необходимо исследование рентгеноструктурным и другими физико-химическими методами.

Хлориты в осадочных породах могут быть как аллотигенными, так и аутигенными минералами. Так, например, пеннин, клинохлор, прохлорит, корундофиллит, амезит чаще аллотигенные, а тюрингит и шамозит, рипидолит и афросидерит — почти всегда аутигенные.

Кроме того, в осадочных породах часто встречаются хлоритизированные цветные слюды и другие темноцветные минералы.

Диагностика хлоритов основана на использовании комплекса признаков, среди которых наибольшее значение имеют: двупреломление, оптический 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 двуосные отрицательные (табл. 76).

Так как в одноосных отрицательных $Ng = No$ и наблюдается в любом сечении минерала, можно рекомендовать следующую схему определения карбоната в иммерсии.

Двуосные отрицательные	*Одноосные отрицательные*
$Ng > 1{,}700$ — церуссит	$No < 1{,}665$ — кальцит
$Ng > 1{,}680 < 1{,}700$ — арагонит	$No > 1{,}665 < 1{,}686$ — доломит (магнезиальный)
	$No > 1{,}686 < 1{,}700$ — параанкерит
	$No = 1{,}700$ — магнезит
	$No > 1{,}700 < 1{,}725$ — брейнерит
	$No > 1{,}725 < 1{,}740$ — анкерит
	$No > 1{,}740 < 1{,}780$ — доломит (железистый)
	$No > 1{,}780$ — пистомезит, сидерит, родохрозит

Таблица 72. Минералы группы каолинита, галлуазита, аллофана

Константы	Минералы				
	каолинит	накрит	диккит	галлуазит	аллофан
Ng	1,560—1,570	1,563	1,568	—	Изотропный
Nm	1,559—1,569	1,562	1,562	1,470—1,550	n=1,47—1,51 (до 1,57)
Np	1,553—1,563	1,557	1,561		
Ng — Np	0,006—0,007	0,006	0,007	Низкое, почти изотропен	—
2V	(—)20—55°	(—)40—90°	(+)52—82°	—	—
Удлинение	+	+	+		
Погасание	Почти прямое, косое	Косое	Косое		
cNp	1—4°	8—10°	7—13°		
aNm	2—3°	10—12°	15—22°		
Цвет	Бесцветный, желтовато-буроватый	Бесцветный	Бесцветный	Бесцветный, серовато-голубоватый, зеленоватый	Бесцветный, зелено-бурый, бледно-голубой
Облик	Псевдогексагональные, пластинки, чешуйки, вермикулитоподобные агрегаты	Псевдогексагональные пластинки	Псевдогексагональные пластинки	Листочки, чешуйки, розетки	Агрегаты, землистые массы
Эндотермический эффект	1) 500—600° C	1) 500—600° C 2) 600—700° C	1) 600—700° C	1) 100—150° C 2) 545—600° C	1) 150° C 1) 920°C
Экзотермический эффект	1) 930—1010° C	1) 950—1020° C	1) 950—1030° C	1) 920—1060° C	
Состав	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8nH_2O$	$Al_2O_3SiO_2n\cdot H_2O$ аморфный
Сингония	Моноклинная				

Таблица 73. Гидрослюды

Константы	Минералы							
	гидробиотит	гидромусковит (серицит)	гидрослюда Львовской мульды	иллит	стильпномелан	глауконит	селадонит	сколит
Ng	1,600—1,630	1,580—1,600	1,587	1,598—1,574	1,576—1,735	1,570—1,660	1,638	1,586
Nm	до 1,582		1,581	?	1,576—1,735	—	1,630	1,581
Np	1,545—1,590	1,550—1,560	1,564	1,544	1,546—1,625	1,545—1,630	1,625—1,608	1,559
Ng — Np	0,033—0,037	0,030—0,040	0,023	0,030—0,035	0,030—0,110	0,022—0,030	0,013—0,030	0,027
2V	(—) небольшой или 0°	(—) небольшой	(—)19°	(—)5° небольшой	(—) небольшой — близок к 0°	(—)0—20°	(—) небольшой	(—)0—90°
Удлинение	+	+	+	?	+ Ng ∧ $a = 0°$	?	+	?
Угасание	Прямое	Прямое	Прямое					
Цвет	Бурый, яблочно-зеленый, желто-зеленый	Бесцветный	Бесцветный, синеватый, коричневый	Бурые, желто-бурые, бесцветный	Коричневый, зеленый, желтый $Ng = Nm > Np$	Зеленый, желто-зеленый	Зеленый	Зеленый

Продолжение табл. 73

Константы	Минералы							
	гидробиотит	гидромусковит (серицит)	гидрослюда Львовской мульды	иллит	стильпномелан	глауконит	селадонит	сколит
Облик	Листочки	Чешуйки, листочки	Чешуйки	Чешуйки	Чешуйки, листочки	Агрегаты мельчайших чешуек	Пластинки, чешуйки, волокна, коломорфные агрегаты	
Эндотермический эффект	—	1) 550° С 2) 800—900° С 3) 1050—1100° С	—	1) 100—150° С 2) 500—650° С 3) 840—900° С	1) 150—200° С 2) 530—550° С 3) 650—670° С	1) 70—100° С 2) 450—550° С	—	
Экзотермический эффект	—	—	—	1) 950° небольшой	1) 330—350° С 2) 800° С	1) 900-950°С		
Состав	Промежуточный между слюдами и каолинитом				$Mg_2(Fe^{2+}, Mn^{2+})_6Al_2Si_{12}O_{30}(OH)_{10} + Mg_2(Fe^{3+}, Mn^{3+})_6Al_2Si_{12}O_{30}(O, OH)_{10}$	$K(Mg, Fe^{2+})(Al, Fe^{3+}) \times \pm [Si_4O_{10}](OH)_2 + K(Al, Fe^{3+})_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$		
Сингония			Моноклинная				Моноклинная	

Таблица 74. Минералы группы монтмориллонита и палыгорскита

Свойство	Минералы				
	монтмориллонит	бейделлит[1]	нонтронит	палыгорскит	сепиолит
1	2	3	4	5	6
Ng	1,513—1,565 (чаще 1,530—1,565)	1,531—1,600 (чаще 1,536—1,565)	1,585—1,655	1,512 (до 1,560)	1,525—1,529 (до 1,547)
Nm	1,513—1,565	—	1,585—1,650	—	—
Np	1,487—1,543 (чаще 1,480—1,510)	1,494—1,559	1,560—1,625	1,505	1,515—1,520 (до 1,536)
$Ng - Np$	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)
$2V$	(—) 15—25°	(—) небольшой	(—) от малого до большого, чаще 25—35°	—	(—) 0—60°
Удлинение		—	+		+
Погасание	cNp		$cNp \approx 0$		$cNg = 0$
Цвет	Бесцветный	Бесцветный, желтовато-розовый	Светло-желтый, желто-зеленый, оливково-зеленый, бурый	Бесцветный	Бесцветный, бледно-желтый
Облик	Пластинки, чешуйки, волокна	Чешуйки, пластинки	Волокна, чешуйки	Спутанно-волокнистый	Волокна, чешуйки
Эндотермический эффект	1) 100—180° С 2) 600—640° С 3) 800—900° С	1) 100—200° С 2) 500—600° С 3) 750—930° С	—	1) 100—150° С 2) 200—350° С 3) 400—550° С 4) 700—800° С	1) 80—200° С 2) 300—600° С 3) 800—900° С
Экзотермический эффект	1) 900°	1) 800—1000° С	—	1) 800—900° С	1) 800—900° С
Состав	$m\{(Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2\}$ $p\{(Al, Fe^{...})_2[Si_4O_{10}](OH)_2 nH_2O$	—	$Fe_2[Si_4O_{10}](OH_2)nH_2O$	$MgAl_2[Si_4O_{11}](OH)_2 \times 4H_2O$	$Mg_3[Si_4O_{11}]H_2OnH_2O$
Сингония		Моноклинная			

[1] 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.

Таблица 75. Хлориты

Свойство	Минералы					
	пеннин	делессит	клинохлор	рипидолит	тюрингит	шамозит
1	2	3	4	5	6	7
Nm	1,57—1,58	1,59—1,61	1,57—1,59	1,61—1,63	1,65—1,68	1,62—1,66
$Ng - Np$	0,003	0,000—0,004	0,004—0,010	0,001—0,004	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	Оливково-зеленый до темно-зеленого	Темно-зеленый до черного
Погасание	$cNg = 0$	$cNp = 0—7°$	$cNg = 2°$	—	—	—
Дисперсия	$r>v(-)$ $r<v(+)$	—	$r<v$	—	$r>v$	—
Плеохроизм	$Ng \geqslant Nm > Np(-)$ $Ng > Nm \geqslant Np(+)$	$Ng \geqslant Nm > Np$	$Ng < Nm \leqslant Np$	$Ng < Nm = Np$	$Ng \geqslant Nm > Np$	$Ng \geqslant Nm > Np$
Твердость	2,0—2,5	—	2,0—2,5	2,0	2—2,5	3
Плотность, г/см³	2,60—2,85	2,8	2,61—2,78	2,90	3,15—3,19	3,03—3,40
Состав	$(Mg, Fe)_2Al [AlSi_3O_{10}](OH)_8$	—	$(Mg, Fe)_4Al [Al, Si_3O_{10}](OH)_8$	$(Mg, Fe, Al)_3Mg_3 [Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10}](OH)_8$	$Fe^{2+}_{3,5}(Al, Fe^{3+})_{1,5} [Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}](OH)_8 nH_2O$	$Fe^{2+}_4Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8 nH_2O$
Эндотермическая реакция	1) 100—180° 2) 550—650° 3) 700—800°	(для осадочных хлоритов)			1) 150—250° C 2) 500—650° C 3) 750—850° C	
Экзотермические реакции	1) 800—850° C				1) 850—900° C	
Сингония	Моноклинная					

Если карбонаты крупнозернистые и в препаратах преобладают зерна, выколотые по спайности, они определяются по *Ne'* на плоскости спайности по ромбоэдру.

Ne'	*Минералы*	*Ne'*	*Минералы*
1,566	кальцит	1,607—1,613	брейнерит
1,587—1,591	доломит	1,655	ферродоломит
1,601—1,607	парааанкерит	1,673	пистомезит
	магнезит	1,702	родохрозит
		1,747	сидерит

В шлифах карбонаты определяются с помощью окрашивания. Для этого срезают часть покровного стекла, спиртом или ксилолом смывают бальзам и окрашивают шлиф. Окрашенный шлиф просматривают под микроскопом.

Карбонаты — аутигенные породообразующие минералы карбонатных пород и конкреций. Аллотигенные карбонатные минералы встречаются сравнительно редко. Следует особо отметить широкое распространение поликомпонентных изоморфных смесей Fe, Ca, Mg и Mn, особенно в карбонатных конкрециях (см. табл. 76).

Сульфаты и хлориды. Сульфаты и хлориды представляют собой аутигенные минералы осадочных пород. Только барит, а иногда ангидрит встречаются как аллотигенные образования.

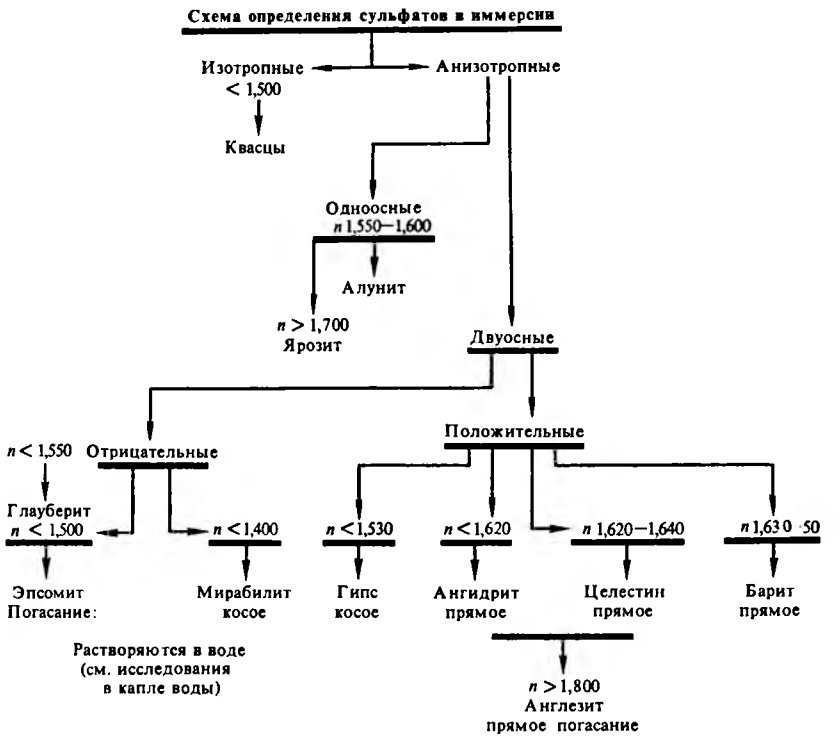
Оптические свойства и растворимость в воде и кислотах настолько различны, что отличить их друг от друга не представляет больших трудностей (см. схему). Затруднительно отличить барит от целестина. Для уверенной диагностики барита и целестина необходимы микрохимические реакции и спектральный анализ (табл. 77).

Минералы соляных месторождений определяют в капле воды (по В. А. Вахромеевой). Небольшое 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 (микроскопы 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 покрываются непрозрачным налетом продуктов неполного растворения. В момент растворения изучают интерференционную окраску мелких зерен (d — 0,02—0,04 мм) и характер растворения в воде. Исследование остальных свойств минералов необходимо для уточнения предварительного определения (см. схему на с. 387 и 391).

Вулканическое стекло. Обломки вулканического стекла являются породообразующими или акцессорными компонентами осадочных пород и современных осадков. Они обычно угловатые и остроугольные, разного размера, часто пузыристые, пронизанные газовыми ка-

налами, иногда флюидальной структуры. Некоторая часть обломков стекла содержит вкрапленники кварца, полевого шпата, темноцветных минералов.

В современных морских осадках поры и пустоты в обломках стекла бывают выполнены глинистым веществом, глауконитом, цеолитами.



По цвету различают бесцветные, бурые или желтовато-бурые, зеленые и темно-серые до черных стекла. Чаще всего встречается бесцветное стекло с показателем преломления от 1,490 до 1,530, реже бурое и желтовато-бурое с показателями преломления 1,540—1,590 и иногда желтовато-зеленое, зеленое и темно-серое с высоким показателем преломления: от 1,590 до 1,630.

К вторичным изменениям вулканического стекла относится монтмориллонитизация, цеолитизация, реже хлоритизация (табл. 78).

Фосфаты. Минералы этой группы характеризуются средними показателями преломления и низким двупреломлением. Значительная часть фосфатов изотропна, большинство их бесцветно, некоторые имеют желтоватые и буроватые оттенки. Они легко разлагаются HCl, поэтому часто отсутствуют во фракциях. Почти все они яв-

Таблица 76. Карбонаты

Свойства	Минералы				
	кальцит	доломит	анкерит	феррodоломит	магнезит
No	1,658	1,679—1,686	1,728—1,741	1,765	1,700
Ne	1,486	1,502—1,505	1,531—1,536	1,555	1,509
No — Ne	0,172	0,177—0,181	0,197—0,205	0,210	0,191
Ne[1] на (1010)	1,566	1,587—1,591	1,625—1,633	1,655	1,602
Угол спайного ромбоэдра	74°55′	—	Спайность совершенная по (1011) —	—	72°30′
Плотность, г/см^3	2,71	2,87—2,94	3,02—3,12	3,2	2,98
Твердость	3	3.5—4,0	3,5—4,0	3,5—4,0	3,5—4,5
Отношение к HCl	Бурно вскипает	Слабо вскипает в холодной	Не вскипает в холодной	Не вскипает в холодной	Не вскипает в холодной
Состав	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$ 100%—90% $CaFe(CO_3)_2$ 0—8%	$CaMg(CO_3)_2$ 52—24% $CaFe(CO_3)_2$ 45—70% $CaMn(CO_3)_2$ 2—4%	$Ca, Fe(CO_3)_2$ 100%	$MgCO_3$
Сингония			Тригональная		

[1] Минерал из конкреций триасового флиша Крыма. Отсутствие простых солей или бинарных смесей подтверждено рентгеновским и термическим анализом.

Таблица 77. Сульфаты и хлориды

Свойства	Минералы				
	ангидрит	барит	целестин	галит	сильвин
Ng	1,618—1,613	1,645—1,649	1,631	$n = 1{,}544$	$n = 1{,}490$
Nm	1,579—1,575	1,635—1,638	1,623	—	—
np	1,573—1,569	1,630—1,636	1,622	—	—
Ng — Np	0,045—0,042	0,012	0,009	—	—
2V	(+)36—42$_6$	(+)37$_6$	(+)50$_6$	—	—
Дисперсия	$r<v$	$r<v$ слабая	$r>v$	—	—
Погасание	Прямое $Ng = a$	Прямое $Ng = a$	Прямое $Ng = a$	—	—
Твердость	3—3,5	2,5—3,5	3—3,5	2,0	1,5—2,0
Плотность, г/см^3	2,89—2,96	4,5—4,7	3,9—4,0	2,1—2,2	1,97—1,99
Состав	$CaSO_4$	$BaSO_4$	$SrSO_4$	NaCl	KCl
Сингония	Ромбическая	Ромбическая	Ромбическая	Кубическая	Кубическая
Отношение к кислоте и воде	Растворяется в HCl	Не растворяется в HCl		Легко растворяется в воде	

брейнерит	пистомезит	сидерит	родохрозит	арагонит	изоморфная смесь (Fe, Ca, Mg, Mn)CO_3
1,707—1,718	1,788	1,875	1,816	1,685 (*Ng*)	1,780—1,850
1,517	1,570	1,633	1,600—1,597	1,681 (*Nm*)	?
0,190—0,202	0,218	0,242	0,216—0,218	1,530 (*Np*)	0,230
1,607—1,613	1,673	1,747	1,702	*Ng* — *Np* = =0,155	—
		—		(—)2 — 18° (2*V*)	
	Совершенная (1011)				
—	—	73°0′	73°9′	—	—
3,09	3,55	3,95	3,60—3,69	2,94	3,6—3,8
3,5—4,0	3,5—4,0	3,5—4,5	3,5—4,4	3,5—4	—
Не вскипает в холодной	Не вскипает в холодной	Не вскипает в холодной	Не вскипает в холодной	Бурно вскипает в холодной	Не вскипает в холодной
$MgCO_3$ 90—91% $FeCO_3$ 9—10%	$MgCO_3$ 49,8% $FeCO_3$ 50,2%	100% $FeCO_3$	$MnCO_3$	$CaCO_3$	$FeCO_3$ 53,6% $CaCO_3$ 35,8% $MgCO_3$ 7,5% $MnCO_3$ 3,1%
	Тригональная			Ромбическая	Тригональная

карналлит	гипс	эпсомит	квасцы	глауберит	мирабилит
1,494	1,530	1,460	Изотропны	1,536—1,529	1,398
1,475	1,523	1,455	*n* = 1,456— 1,458	1,532—1,527	1,396
1,466	1,521	1,432	Часто анизотропны	1,515—1,507	1,394
0,028	0,009	0,028	—	0,021—0,022	0,004
(+)70°	(+)58°	(—)51°		(—) малый	(—)80°
—	сильная *r* > *v*	слабая *r* > *v*		сильная *r* > *v* и *r* < *v* наклонная	слабая *r* > *v*
Прямое *Ng* = *a*	Листочки развиты по (010), угасание 13—37°	Прямое *Np* = *b*	—	—	*cNg* = 31°
2—3	1,5—2	2—2,5	2	3	1,5—2,3
1,6	2,31—2,37	1,77	1,76	2,85	1,46
$KClMgCl_2$ $6H_2O$	$CaSO_4 2H_2O$	$MgSO_4$ $7H_2O$	$KAl[SO_4]_2$ $12H_2O$	$Na_2Ca[SO_4]_2$	Na_2SO_4 $10H_2O$
Ромбическая	Моноклинная	Ромбическая	Кубическая	Моноклинная	Моноклинная
Растворяется в воде	Растворяется в воде			Растворяется в воде	

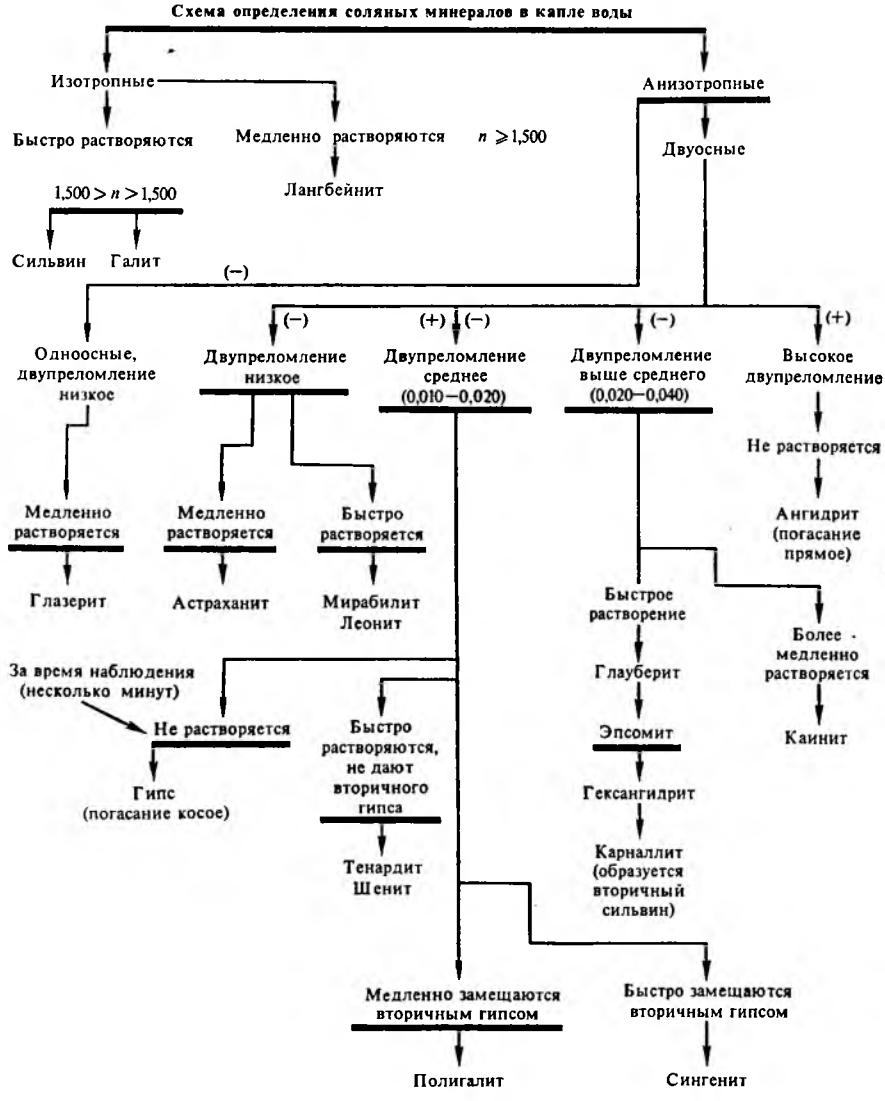


Схема определения соляных минералов в капле воды
Изотропные
Быстро растворяются
Медленно растворяются
n ⩾1,500
Лангбейнит
1,500 > n >1,500
Сильвин
Галит
Анизотропные
Двуосные
(−)
(−)
(+) (−)
(−)
(+)
Одноосные, двупреломление низкое
Двупреломление низкое
Двупреломление среднее (0,010−0,020)
Двупреломление выше среднего (0,020−0,040)
Высокое двупреломление
Не растворяется
Ангидрит (погасание прямое)
Медленно растворяется
Медленно растворяется
Быстро растворяется
Глазерит
Астраханит
Мирабилит
Леонит
Быстрое растворение
Более медленно растворяется
Глауберит
Каинит
За время наблюдения (несколько минут)
Не растворяется
Быстро растворяются, не дают вторичного гипса
Эпсомит
Гипс (погасание косое)
Гексангидрит
Тенардит
Шенит
Карналлит (образуется вторичный сильвин)
Медленно замещаются вторичным гипсом
Быстро замещаются вторичным гипсом
Полигалит
Сингенит

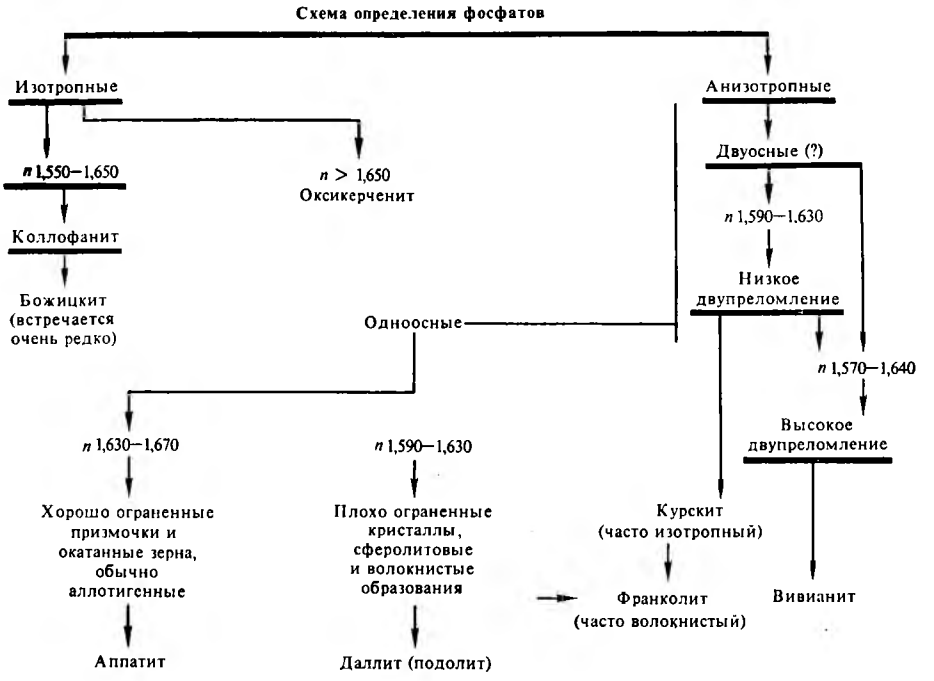


Таблица 78. Свойства вулканического стекла

Содержание SiO_2, %	Плотность, г/см³	Показатель преломления		Цвет
		в древних породах	в современных осадках Тихого океана	
75	2,10	1,490	1,494—1,505	Бесцветное
70	2,35	1,506		»
65	2,45	1,516	1,515—1,535	»
60	2,55	1,528		»
55	2,65	1,544	1,545—1,590	Желтовато-бурое, зеленое
50	2,80	1,582		
46	3,00	1,620	1,593—1,605	Темно-серое

ляются аутигенными минералами осадочных пород (кроме апатита) (табл. 79).

Цеолиты. Свойства большинства цеолитов близки друг к другу; это легкие минералы, бесцветные в шлифах и иммерсии. Характеризуются низким светопреломлением и двупреломлением, оптические константы близки или частично перекрываются (табл. 80).

При определении цеолитов рекомендуем пользоваться приведенной ниже схемой.

Цеолиты — аутигенные минералы осадочных пород. В осадках и осадочных породах чаще всего встречаются анальцим, шабазит, филлипсит, гейландит, ломонтит и морденит.

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°), характерной спайностью под углом 124°, густой окраской, главным образом в зеленых тонах, сильным (за исключением тремолита) плеохроизмом.

Роговые обманки различают по двупреломлению, окраске и плеохроизму, показателям преломления, характеру и ориентировке индикатрисы (главным образом углам 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, *Ng* обычно в пределах 1,660—1,700) и большой угол погасания. Показатели преломления большинства других роговых обманок ниже 1,660 (*Ng*).

Роговые обманки в иммерсии выглядят несколько иначе, чем в шлифах. В иммерсии почти никогда не наблюдаются зерна роговой обманки с двумя системами трещин спайности (разрезы поперек призмы). Обычно в иммерсии зерна удлиненные, призматического габитуса с угловатыми или зазубренными вершинами, игольчатые, копьевидные и неправильной формы.

Для пироксенов в отличие от амфиболов характерны отсутствие плеохроизма (или слабый плеохроизм в крупных зернах), большие углы угасания (обычно больше 30°) или прямое погасание (ромбические пироксены и эгирин), высокие ($Ng > 1{,}700$) показатели преломления (гиперстен, клиноэнстатит, пижонит, диопсид, геденбергит, авгит, эгирин), слабое (ромбические пироксены), среднее (моноклинные) и высокое (щелочные) двупреломление. Только константы эгирина и базальтической роговой обманки частично перекрываются (эгирин обычно призматический, копьевидный или игольчатый, базальтическая роговая обманка часто волокнистая) (табл. 81).

Пироксены отличаются друг от друга по ряду признаков, из которых наибольшее значение имеют двупреломление, показатели преломления, характер и ориентировка индикатрисы (главным образом углы погасания в ориентированных сечениях).

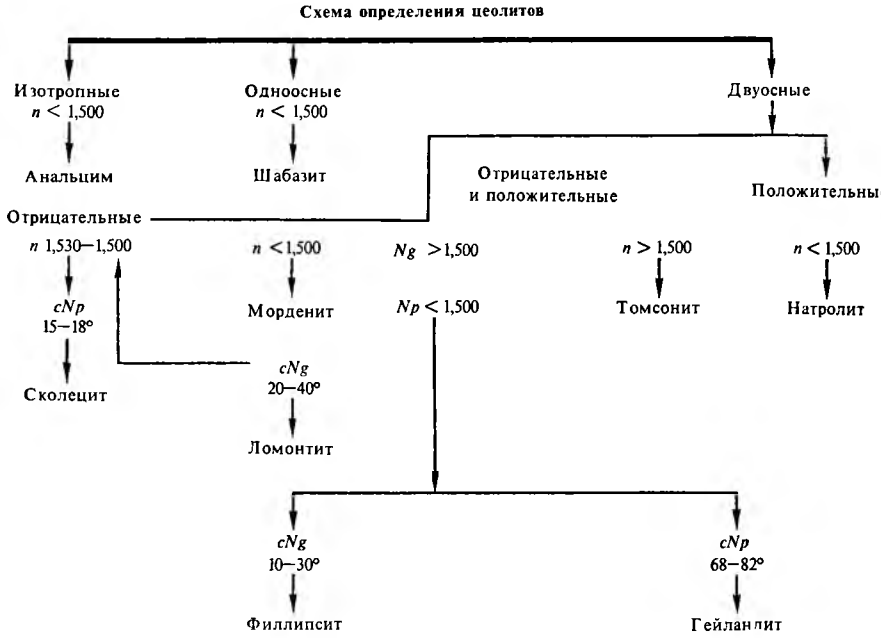
Зерна пироксенов в иммерсии имеют сходный с амфиболами га-

Таблица 79. Фосфаты

Свойства	Минералы					
	апатит	даллит (подолит)	курскит	франколит (штаффелит)	коллофанит	вивианит
Ng	1,667—1,634	1,635—1598	—	1,630—1,627	Изотропный	1,636—1,626
Nm	—	—	1,595—1,600	—	$n = 1{,}569—1{,}630$	1,603—1,598
Np	1,664—1,629	1625—1592	—	1,624—1,614	—	1,580—1,570
Ng — Np	0,007—0,003	0,004—0,007	0,007	0,005—0,013	—	0,066—0,047
2V	Одноосный, редко псевдодвуосный	Одноосный, иногда псевдодвуосный	Чаще коллоидный, изотропный, реже микрокристаллический или радиально-лучистый	Одноосный, отрицательный гексагональный	Аморфный	±85 + 90 Двуосный
Плотность, г/см³	3,18—3,21	3,08—3,12	2,9—3,0	3,1	2,6—2,9	2,71
Твердость	5	4—5	—	4—4,5	2—3,5	2,0
Состав	$Ca_5(PO_4)_3$ (Fe, Cl, OH)	$Ca_{10}(PO_4)_6$ CO_3	—	$Ca_{10}[PO_4]_6$ $[Fe_2OH_2CO_3O]$	Коллоидный франколит	$Fe_3[PO_4]_2$ $8H_2O$
Сингония	Гексагональные				Аморфный	Моноклинный
Цвет	Бесцветный, зеленоватый, бурый, иногда плеохроичный	Бесцветный, желтовато-бурый	Бесцветный	Бесцветный	Бесцветный или желто-бурый	Бесцветный, на воздухе зеленоватый, синий, буроватый плеохроичный
Отношение к HCl	Растворяется	Растворяется	Растворяется	Растворяется	Растворяется	

битус. Зерна с двумя системами трещин спайности исключительно редки (табл. 82).

Гранаты. Гранаты изотропны или слабо двупреломляют (аномалия). Показатели преломления их изменяются в широких пределах — от 1,705 до 2,010 (альмандин — $n = 1{,}830$, спессартин — 1,800,



андрадит — 1,895, гроссуляр и пироп — 1,735—1,705). 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, преобладают угловатые и угловато-окатанные зерна.

Для диагностики гранатов наибольшее значение имеют показатель преломления, плотность и химический состав (табл. 83).

Циркон, турмалин, сфен, монацит, ксенотим. Перечисленные минералы встречаются главным образом в магматических породах гранатоидного ряда — нормальных и щелочных, а также в породах

нефелин-сиенитовых формаций. Сфен характерен в основных и средних породах, турмалин — в метаморфических. В осадках и осадочных породах они почти всегда являются аллотигенными компонентами, представленными в виде окатанных, угловато-окатанных и угловатых зерен, а также правильных кристаллов (циркон, сфен, турмалин). Показатели преломления циркона 1,926—1,968, турмалина 1,613—1,698 (чаще 1,622—1,642), сфена 1,840—2,093, монацита 1,795—1,841, ксенотима 1,721—1,816, двупреломление высокое (особенно у сфена, который обладает также сильной дисперсией).

Наиболее распространен циркон. Это «кварц» тяжелой фракции. Его 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 двуосный, обладает косым погасанием, обнаруживаемым 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 и идиоморфных кристаллов.

В метаморфизованных глинистых породах встречаются аутигенные мелкие кристаллы турмалина правильной формы, почти неокрашенные или слабо окрашенные в синеватые и зеленоватые тона (табл. 84).

Андалузит, силлиманит, ставролит, дистен, корунд, эпидот, цоизит, дюмортьерит, хлоритоид, топаз. Силлиманит, ставролит и дистен характерны для метаморфических пород, в осадочных породах встречаются обычно совместно, широко распространены в современных палеогеновых и неогеновых отложениях. Дистен наблюдается в виде угловатых и угловато-окатанных призматических зерен. Почти всегда имеется спайность по одному или двум направлениям. Он обнаруживает косое погасание около 30°, содержит различные включения: жидкости, газа, углистых частиц, кристаллов и т. п. Показатели преломления его 1,713—1,734, двупреломление 0,012—0,015.

Силлиманит встречается в виде удлиненных угловато-окатанных зерен, призмочек и иголочек. От дистена отличается прямым погасанием, низким показателем преломления (1,655—1,684), окраской и более высоким двупреломлением.

Ставролит отличается от дистена и силлиманита высоким показателем преломления (1,739—1,762), желто-бурой окраской и плеохроизмом.

Совместно с триадой силлиманит — ставролит — дистен часто встречаются андалузит и корунд.

Андалузит характеризуется низким показателем преломления и двупреломления (1,629—1,646), отрицательным удлинением (в отличие от силлиманита).

Корунд одноосен, имеет высокий показатель преломления (1,759—1,768) и низкое двупреломление. Встречаются окрашенные

Таблица 80. Цеолиты[1]

Свойства	Минералы				
	анальцим	шабазит	томсонит	морденит	натролит
Ng	Изотропный	(*No*) 1,480—1,490	1,518—1,545	1,473—1,482	1,485—1,493
Nm	$n = 1{,}489$	(*Ne*) 1,478—1,485	1,513—1,532	1,475—1,477	1,476—1,482
Np	—1,479		1,511—1,530	1,471—1,478	1,473—1,480
Ng — *Np*	Оптические аномалии благодаря двойникованию	0,002—0,005	0,006—0,020	0,002—0,004	0,011—0,013
2*V*		(+) небольшой или одноосные—, реже +	(+)47—75°	(+) большой	(+)60—63°
Дисперсия	Анизотропные, кристаллы двуосные отрицательные	—	$r > v$, ясная	$r < v$, слабая	$r < v$, слабая
Твердость	5—5,5	4—5	5—5,5	4—5	5—5,5
Плотность г/см^3	2 2—2,3	2,03—2,16	2,24—2,40	2,15	2,25
Цвет	В шлифах и зернах обычно бесцветные				
Состав	$Na[AlSi_3O_6]$ H_2O	$CaNa[AlSi_2O_6]$ $6H_2O$	$CaNa_2$ $[Al_5Si_3O_{20}]$ $6H_2O$	CaK_2Na_2 $[Al_2Si_9O_{22}]$ $6H_2O$	Na_2 $[Al_2Si_3O_{10}]$ $2H_2O$
Сингония	Кубическая	Тригональная	Ромбическая	Моноклинная	Ромбическая
Угасание	—	—	Прямое	$cNp = 40$	Прямое Ng-c

[1] Кроме цеолитов, в таблице дается описание пренита — аутигенного минерала.

разновидности корунда, например синий корунд — сапфир (в обломочных породах триасовой флишевой формации Крыма).

Минералы группы эпидота характерны для метаморфических и выветрелых магматических пород. В осадочных породах аллотигенны, но могут быть и аутигенными образованиями, возникающими 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, зеленой окраски, реже бесцветных (мелкие зерна). Узнаются обычно по бутылочно-зеленой окраске и высокому двупреломлению (эпидот), низкому двупреломлению и прямому погасанию (цоизит), низкому двупреломлению и косому погасанию (клиноцоизит). Показатели преломления эпидота 1,712—1,779, цоизита 1,696—1,706, клиноцоизита 1,706—1,735, двупреломление эпидота высокое, цоизита и клиноцоизита низкое.

Хлоритоид — породообразующий минерал кристаллических сланцев, в осадочных породах — аллотигенный. Диагностика хлоритоида не представляет трудностей. Он единственный минерал слюдо-

Минералы				
сколецит	ломонтит	филлипсит	гейландит	пренит
1,519	1,516—1,525	1,486—1,514	1,505—1,501	1,632—1,669
1,518	1,514—1,524	1,484—1,509	1,499—1,497	1,617—1,641
1,512 0,008 (—)86°	1,504—1,513 0,011—0,012 (—)25—35°	1,483—1,504 0,003—0,010 (+)60—80°	1,498—1,496 0,006—0,007 (+)34°	1,611—1,630 0,022—0,039 (+)65—69° спайность, совершенная по (100) и (001)
$r<v$, слабая	$r<v$, ясная	$r>v$, слабая	$r>v$	$r>v$
5 2,3	3—4 2,23—2,41	4—4,5 2,2	3,5—4 2,2	6—6,5 2,80—2,95
				Бесцветный
$Ca[Al_2Si_3O_{10}]$ $3H_2O$	$Na_2Ca[AlSi_2O_6]$ $4H_2O$	Ca, K_2 $[Al_2S_4O_{12}]$ $4,5H_2O$	$CaNa_2$ $[AlSi_3O_8]_2 5H_2O$	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}$ $(OH)_2$
Моноклинная $cNp=15$ —18°	Моноклинная $cNg=20$ —40°	Моноклинная $cNg=10$ —30° ±	Моноклинная $cNp=68$ —85°	Ромбическая $cNg=0°$

образующегося по полевым шпатам в стадии метагенеза.

подобного облика зеленой или синей окраски с плеохроизмом и высоким показателем преломления (1,710—1,770, двупреломление 0,007—0,010). Кроме хлоритоида, слюдоподобный облик и высокий показатель преломления характерен лепидомелану, но он окрашен в красно-бурые и красные тона.

Дюмортьерит и топаз (1,659 *Np*, 1,686 *Ng* у первого и 1,607—1,629 *Np* и 1,617—1,638 *Ng* у второго) попадают в осадки при разрушении метаморфических и изверженных пород, встречаются сравнительно редко и являются аллотигенными (табл. 85).

Ильменит, лейкоксен, рутил, анатаз, брукит. Эти широко распространенные акцессорные минералы встречаются почти во всех типах осадочных пород, генетически связаны, главным образом, со средними и основными магматическими породами, 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 (сагенит) и в измененных глинистых породах.

Анатаз и брукит чаще бывают аутигенными, реже аллотигенными. Ильменит и продукт его разрушения — лейкоксен — обычно ал-

Таблица 81. Амфиболы

Свойства	Минералы					
	антофиллит	актинолит	обыкновенная роговая обманка	базальтическая роговая обманка	рибекит	арфедсонит
1	2	3	4	5	6	7
Ng	1,640—1,661	1,638—1,655	1,672—1,713	1,711—1,796	1,691—1,697	1,642—1,708
Nm	1,630—1,655	1,627—1,644	1,655—1,711	1,698—1,769	1,643—1,695	1,696
Np	1,619—1,642	1,611—1,628	1,634—1,693	1,650—1,702	1,688—1,693	1,633—1,695
Ng — Np	0,018—0,020	0,027	0,018—0,025	0,060—0,094	0,003—0,004	0,005—0,012
2V	(+)89—114°	(—)80—81°	(—)38—70°	(—)55—66°	(—)68—90°	(—)90°
Цвет	Бурый, зеленый, в шлифах бесцветный	Зеленые, зелено-желтые	Зеленая	Коричнево-бурый	Синий до черного	Черный
Плеохроизм	$Np \geqslant Nm > Ng$	$Ng > Nm > Np$	$Ng > Nm > Np$	$Ng > Nm > Np$	$Np > Nm > Ng$	$Np > Nm > Ng$
Дисперсия	—	$r < V$	—	—	—	Сине-зеленые тона
Угасание	$cNg = 0$	$cNg = 8—15°$	$cNg = 15—25°$ (обычно 16—19)	$cNg = 0—10°$	$cNp = 0—5°$	$cNp = 5—15°$
Твердость	5,5—6	5—6	5,5—6	5—6	4	5,5—6
Спайность		(110) соверш.	с углом 124°	несоверш.		
Плотность, г/см³	3,09—3,1	2,99—3,04	3,1—3,2	3,2—3,5	3—3,45	3,44—3,46
Состав	$(Mg, Fe)_7$ $[Si_4O_{11}]_2$ $(OH)_2$	$Ca_2(Mg, Fe)_5$ $[Si_4O_{11}]_2$ $(OH)_2$	$NaCa_2$ $(Mg, Fe)_4$ $Al, Fe^{\cdots}$ $[AlSi_3O_{11}]$ $(OH)_2$	$NaCa_2$ $(Mg, Fe)_4$ $Al, Fe)$ $[AlSi_3O_{11}]_2$ $(OH)_2$	$Na_2Fe_3^{\cdots}$ $Fe_2^{\cdots}$ $[Si_4O_{11}]_2$ $(O, OH)_2$	$Na_2(FeMg)$ $(Fe^{\cdots}, Al)$ $[Si_4O_{11}]_2$ $(OH, F)_2$
Сингония	Ромбическая	Моноклинная	Моноклинная	[Fe_2O_3 и TiO_2 до 3%]	Моноклинная	Моноклинная

Таблица 82. Пироксены

Свойства	Минералы						
	энстатит	бронзит	гиперстен	диопсид	геденбергит	авгит	эгирин
Ng	1,671	1,665	1,705	1,694—1,700	1,736—1,752	1,710—1,724	1,787—1,814
Nm	1,665	1,659	1,702	1,671—1,673	1,720—1,735	1,687—1,706	1,768—1,801
Np	1,660	1,656	1,692	1,664—1,671	1,710—1,725	1,682—1,700	1,742—1,777
$Ng - Np$	0,009—0,010	0,009	0,013	0,029—0,030	0,026	0,018—0,026	0,045—0,052
$2V$	(+)70°	(±)80°	(—)75°	(+) 56—63°	(+)60°	(+)50—60°	(+) 60—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
Плеохроизм	—	—	В зеленых и красных тонах	В шлифе бесцветный	Слабый $Ng > Nm \geqslant Np$	Буроватый	Резкий плеохроизм $Np > Nm > Ng$
Дисперсия	$r > V$ слабая	—	$r > V$ слабая	$r > V$ слабая	$r > V$ слабая	$r > V$	$r > V$ слабая
Угасание	$cNg = 0$	$cNg = 0$	$cNg = 0$	$cNg = 38°$ до 45°	$cNg = 48°$	$cNg = 40—45°$	$cNg = 2—5°$
Твердость	5—6	—	5—6	5—6	5,5—6	5—6	5—6
Спайность	На призме (110) совершенная под $\angle 87—89°$						
Плотность	3,1—3,4	—	3,4—3,5	3,11—3,42	3,5—3,6	3,2—3,6	3,27—3,55
Состав	$MgSiO_3$	$MgSiO_3$ до 14% FeO	(Mg, Fe) SiO_3 >14% FeO	$CaMgSi_2O_6$	$CaFeSi_2O_6$	Ca(Mg, Fe, Al) [(Si, Al)$_2O_6$]	Na, $FeSi_2O_6$
Сингония	Ромбическая			Моноклинная			

Таблица 83. Гранаты

Свойства	Минералы					
	пироп Py	альмандин Al	спессартин Sp	уваровит Uv	гроссуляр Gr	андрадит And
1	2	3	4	5	6	7
n	1,705	1,830	1,800	1,860 обычно двупреломляет	1,735 обычно двупреломляет	1,895 Обычно двупреломляет
Цвет	Красный, реже черный. В шлифе красный до желто-бурого	Красный, бурый, фиолетово-розовый. В шлифе красный, розовый, в мелких зернах почти бесцветный	Красный, желто-бурый. В шлифе розовый	Зеленый	Желтый, бурый, зеленовато-красный. В шлифе бесцветный	Черный, красный, бурый, зеленоватый, в шлифе темный
Плотность г/см^3	3,51	4,80	4,18	3,80	3,53	3,75
Твердость	7—7,5	7—7,5	7—7,5	6,5—7,5	6,5—7,5	6,5—7,5
Состав	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	$CaFe_2Si_3O_{12}$
Сингония	Кубическая					

Таблица 84. Физические свойства циркона, турмалина и других минералов

Свойства	Минералы					
	циркон	турмалин	сфен	монацит	ксенотим	рутил
Ng	1,968—1,985(*Ne*)	1,636—1,698(*No*) (чаще 1,642)	1,943—2,093	1,841		2,902(*Ne*)
Nm	—	—	1,870—2,040	1,796	1,816(*Ne*)	—
Np	1,923—1,926(*No*)	1,613—1,667 (чаще 1,622)	1,840—1,950	1,795	1,721(*No*)	2,615(*No*)
Ng — Np	0,043—0,058	0,020—0,040 (чаще 0,020)	0,100—0,182	0,045	0,095	0,287
2V	Одноосный положительный	Одноосный отрицательный	(+)20—40°	(+)13—15°	Одноосный положительный	Одноосный положительный
Погасание	Прямое	Прямое	Косое $cNg = 36—51°$	Косое	Прямое	Прямое
Плеохроизм	Нет	*No* — синий, коричневый, зеленый, *Ne* — светлоокрашенный до бесцветного	Плеохроирует в желто-бурых тонах	Нет	Слабый в желто-бурых тонах	Сильный в красно-бурых и желтых тонах
Удлинение	Положительное	Отрицательное	Отрицательное	Положительное	Положительное	Положительное
Цвет	Бесцветный	Зеленый, коричневый, синий и др.	Бурый	Желтый, желто-бурый	Бурый, желтый буро-красный	Красный, бурый
Плотность, г/см³	4,2—4,8	3,28—3,30	3,4—3,56	4,9—5,3	4,45—4,56	4,20—4,25
Твердость	7,5	7—7,5	5—5,5	5—5,5	4—5	6,5—6
Спайность	Несовершенная по (110) и (111)	Нет или несовершенная по (1120)	Совершенная по (110)	Совершенная по (001), хорошая по (100) и (010)	Совершенная по (110)	Совершенная по (110) и (100)
Состав	$Zr\,SiO_4$	$(Na, Ca)(Mg, Al)_6[Si_6Al_3B_3(O, OH)_{30}]$	$Ca\,Ti\,[SiO_4]$	$(Ce, La, Nd, Pr)\,PO_4$	YPO_4	TiO_2
Сингония	Квадратная	Тригональная	Моноклинная	Моноклинная	Квадратная	Квадратная

Таблица 85. Физические свойства андалузита, силлиманита и других минералов

Свойства	Минералы				
	андалузит	силлиманит	ставролит	дистен	корунд
1	2	3	4	5	6
Ng	1,639—1,646	1,677—1,684	1,750—1,762	1,728—1,734	1,768(No)
Nm	1,632—1,641	1,657—1,670	1,744—1,753	1,721—1,722	
Np	1,629—1,637	1,655—1,661	1,739—1,746	1,713—1,718	1,759(Ne)
$Ng - Np$	0,009—0,011	0,020—0,023	0,011—0,015	0,012—0,015	0,009
$2V$	(—)75—86°	(+)25—30°	(+)80—90°	(—)82—84°	Одноосный отрицательный
Погасание	Прямое $Np=c$	Прямое $Ng=c$	Прямое $Ng \perp (001)$	Косое $cNg'=27—32°$	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
Плотность, г/см^3	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	$Al_2(SiO_4)O$	$Al(AlSiO_5)$	$FeAl_4(SiO_4)_2O_2(OH)_2$	$Al_2(SiO_4)O$	Al_2O_3
Сингония	Ромбическая	Ромбическая	Ромбическая	Триклинная	Гексагональная

эпидот	цоизит и клиноцоизит	дюмортьерит	хлоритоид	топаз
7	8	9	10	11
1,723—1,779	1,702—1,706 (цоизит)	1,686—1,692	1,728—1,740	1,617—1,638
1,719—1,763	1,712—1,735 (клиноцоизит)	1,683—1,691	1,717—1,734	1,610—1,631
1,712—1,729	1,696—1,702 (цоизит)	1,659—1,675	1,714—1,731	1,607—1,629
0,023—0,050	1,708—1,723 (клиноцоизит)	0,011—0,027	0,009—0,014	0,008—0,010
(—)68—98°	1,696—1,702 (цоизит) 1,706—1,715 (клиноцоизит)	(—)20—52°	(+)36—68°	(+)48—67°
Косое с $Np = 0—12°$	0,005—0,009 (цоизит) 0,006—0,023 (клиноцоизит) Прямое (цоизит) косое (клиноцоизит) (+)0—60° (цоизит (+)7—90° (клиноцоизит)	Прямое	$cNg = 3—30°$	Прямое погасание в призматических сечениях
$Nm > Ng > Np$ в зеленых тонах	Зеленоватый, розоватый, бесцветный	$Np > Nm > Ng$ в голубовато-синих тонах	$Ng > Nm > Np$ в зеленовато-синих тонах	Окрашенные зерна плеохроичны
Положительное и отрицательное	—	Отрицательное	Отрицательное	Положительное
Зеленовато-желтый, бутылочно-зеленый	Зеленовато-розовый, бесцветный	Голубой, синий	Зеленый, синий	Бесцветный, желтый, зеленый, красноватый
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) (клиноцоизит)	7 Хорошая по (100), мегняется по (110)	5—6 Совершенная по (001)	8 Совершенная по (001)
$Ca_2(Al, Fe)_3 Si_3O_{12}(OH)$	$Ca_2Al_3(OH) Si_3O_{12}$	$Al_4 [Al_4BSi_3O_{19} (OH)]$	$Fe''Al_2 [AL_2SI_2O_1 = [(OH)_4$	$Al_2[SiO(_4 (F, OH)_2$
Моноклинная	Ромбическая (цоизит), моноклинная (клиноцоизит)	Ромбическая	Моноклинная или триклинная	Ромбическая

лотигенные минералы осадочных пород. Образование анатаза и брукита связано с разрушением силикатов и сложных окислов, содержащих титан (цветные слюды, ильменит, лейкоксен). По мнению Н. В. Ренгартена, в угленосных отложениях Караганды и Кавказа анатаз и брукит образуются за счет органо-минеральных соединений, содержащих титан.

Наиболее устойчивая модификация — тетрагональный рутил.

Диагностика минералов двуокиси титана не представляет большой трудности, так как они имеют разные основные константы. Кроме того, брукит в связи с сильной дисперсией обычно не гаснет в скрещенных николях и обладает аномальной индигово-синей интерференционной окраской. 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 них часты квадратные сечения — изотропные, и обнаруживающие характерный геометрический рисунок благодаря спайности по (111).

Рутил встречается в виде удлиненных призматических или овальных зерен с красно-коричневой, желто-бурой и золотистой окраской. У него прямое погасание, высокие показатели преломления и двупреломления. Показатели преломления анатаза 2,488—2,561, брукита 2,583—2,740, рутила 2,615—2,902, двупреломление высокое, особенно у рутила.

Ильменит и лейкоксен непрозрачны, часто оба минерала заключены в одном и том же зерне. В отраженном свете ильменит стально-серый с металлическим блеском, лейкоксен — белый, желтовато-белый. В отличие от магнетита ильменит не реагирует на магнит.

Пикотит, шпинель, магнетит, хромит, флюорит. Хромшпинелиды связаны, главным образом, с основными и ультраосновными изверженными породами. Они достаточно устойчивые и довольно широко распространенные. Наиболее распространен магнетит, встречающийся почти во всех осадочных породах в виде зерен неправильной формы или правильных кристаллов (октаэдры). Он часто окислен — с поверхности покрыт коркой окислов или гидроокислов железа (бурый, желто-бурый, красный). От других рудных минералов отличается высокой магнитностью (проверка при помощи магнита в незакрепленном иммерсионном препарате).

Не менее часто встречается пикотит в виде характерных осколчатых зерен со стеклянным 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 изотропности и низкому показателю преломления. Показатели преломления пикотита 2,05, шпинели 1,713—1,726 (до 1,750), флюорита 1,433 (1,442—1,457 у иттристой разновидности), хромита 2,069.

Пирит, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит. Сульфиды железа и тяжелых металлов — аутигенные минералы осадочных пород

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). Возможно, что некоторые месторождения свинца и цинка имеют осадочное происхождение. В современных осадках часто встречается моносульфид (гидротроилит — аморфный) и дисульфид (мельниковит — аморфный). Они черные, сажистые. Это коллоидальные образования. Гидротроилит легко растворяется в HCl, мельниковит не растворяется. Возможно, в нем есть кристаллическая фаза пирита, обнаруживаемая иногда рентгеном.

Литература

К введению

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., 1947.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., 1975.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М., 1951.

Грамберг И. С. Палеогидрохимия терригенных толщ., Л., 1973.

Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., 1967.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., 1969.

Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. М., 1948.

Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Основы петрологии углей, М., 1960.

Иванов Г. А. Угленосные формации. М., 1967.

Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск, 1976.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., 1974.

Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., 1978.

Логвиненко Н. В. Основы методики исследования осадочных пород. 2-е изд., Харьков, 1962.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., 1968.

Металлы в осадочных толщах. М., 1965.

Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин/Под ред. Викуловой М. Ф. М., 1957.

Методы изучения осадочных пород/Под ред. Страхова Н. М. М., 1957, т. 1 и 2.

Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Л., 1968, т. 1 и 2.

Милло Ж. Геология глин. Л., 1968.

Периодические процессы в геологии/Под ред. Логвиненко Н. В. Л., 1976.

Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М., 1981.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М., 1940, т 1 и 2.

Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд / Под ред. Холодова В. Н. М., 1975.

Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М., 1977.

Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л., 1977.

Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— Геохимия, 1976, № 8.

Рухин Л. Б. Основы литологии. 3-е изд. Л., 1969.

Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А. и др. Седиментология. М., 1980.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., 1961.

Совещание по осадочным породам: Доклады М., 1952, вып. 1.

Совещание по осадочным породам: Доклады. М., 1955, вып. 2.

Состояние и задачи советской литологии: Доклады: М., 1970.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород/Под ред. Татарского В. Б. и Рухина Л. Б. Л., 1958, т. 1 и 2.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., 1960—1962, т. 1, 2 и 3.

Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., 1971.

Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., 1976.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., 1958.

Тимофеев П. П. Об основных проблемах современной литологии.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6.

Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Проблема энергетики осадочного процесса.— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 1.

Тихомиров С. В. Факторы осадочного процесса и его основной закон.— Изв. вузов. Сер. геология и разведка, 1972, № 3.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973.

Шепард Ф. Морская геология. 3-е изд. Л., 1976.

Dunoyer de Segonzac G. The transformation of clay minerals. Sedimentology, 1970, v. 15.

Fuchtbauer H. Sediments and Sedimentary Rocks. Stutgart, 1975.

Initial report of Deep Sea Drilling Project. Washington, Government Print. Office, 1969—1979, v. 1—43.

Krumbein W., Sloss L. Stratigraphy and Sedimentation. San Franc., L., 1963.

Milliman J. D. Recent sedimentary carbonates. Berl., Spring., 1974.

Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks. N. I., San Franc., L., 1975. Thizd Edition.

Selly R. An Introduction to Sedimentology. Asad. Press, Wash., 1976.

К 1 части

Атлас текстур и структур осадочных пород. Ч. 1. Обломочные и глинистые породы/Под ред. Хабакова А. В. Л.—М., 1962; ч. 2. Карбонатные породы. Л., 1969.

Биогеохимия диагенеза осадков океана/Под ред. Волкова И. И. М., 1976.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 59.

Волков И. И. Физико-химические условия среды осадкообразования и их изменения в диагенезе.— В кн.: Химия океана. Геохимия донных осадков. М., 1979, т. 2.

Диагенез и катагенез осадочных образований / Ларсен Г. и Чилингар Дж. М., 1971.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962.

Логвиненко Н. В. О флишевых текстурах триасовых отложений Крыма.— Изв. ВУЗов. Сер. геология и разведка, 1961, № 3.

Логвиненко Н. В. О метагенезе терригенных пород геосинклиналей.— Изв. вузов. Сер. геология и разведка, 1966, № 3.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Стадии изменений каменноугольных отложений Большого Донбасса.— В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., 1971.

Логвиненко Н. В. Бич-рок некоторых островов Тихого океана:— Сб.: Литология и палеогеография Л., 1976, № 2.

Логвиненко Н. В. Диагенез карбонатных осадков.— В кн.: Химия океана. Геохимия донных осадков. М., 1979, т. 2.

Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., 1966.

Нгуен Бьеу. К вопросу о количественной оценке вторичных изменений песчаных пород.— Вестник ЛГУ, 1973, № 12.

Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием.— В сб.: Горючие ископаемые. Докл. советских геологов, МГК, 25 сессия. М., 1976.

Орлова Л. В. Новый метод количественной оценки степени изменения структуры обломочных пород.— В сб.: Реферативная информация о законченных НИР в вузах УССР. Киев, 1974, вып. 8.

Петров Т. Г. Обоснование варианта общей классификации геохимических систем.— Вестник ЛГУ. Сер. геология и география, 1971, № 18.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., 1967.

Стащук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., 1968.

Черников О. А. Преобразование песчано-алевритовых пород и их пористость. М., 1969.

Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., 1972.

Энгельгардт В. Поровое пространство осадочных пород. М., 1964.

Эпигенез и его минеральные индикаторы/Под ред. А. Г. Коссовской. М., 1971.

Alexandersson T. Intergranular growth of marine aragonite and Mg-calcite-

evidence of precipitation from supersaturated sea water. J. Sediment. Petrol., 1972, vol. 42, № 2.

Alexandersson T. Carbonate cementation in coralline algae nodudes in the Skaggeraak North Sea. J. Sediment. Petrol., vol. 44, 1974, № 1.

Compaction of coarse-grained sediments./Eds G. V. Chilingarian, and E. H. Wolf Amsterdam — Oxford — New Jork, 1976, 2.

Davies P. J., Kinsley D. U. Organic and inorganic factors in recent beach-rock formation on Heron Island, Great Barrier Reef. J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 1.

Davies T. A., Supko P. R. Oceanic sediments and their diagenesis. J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 2.

Friedman G. M. The making and unmaking of limestone or downs and ups of porosity. J. Sediment. Petrol., 1975, vol. 45, № 2.

Kisch H. J. (1969).— Coal rank and burial-metamorphis mineral facies. In: Advances in organic geochemistry. Oxford, 1968.

Manheim F. T., Chan K. M., Kerr D., Sundo N. Interstitial water on small core samples. Initial reports DSDP, 1974, vol. 23.

Matter A. Burial diagenesis of pelitic and carbonate deep-see sediments from the Arabian sea. Initial reports DSDP, 1974, vol. 23.

Moore C. H. Intertidal carbonate cementation. Grand West Indies. J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43. № 1.

Stehli F. G., Hower J. Diagenesis of carbonate sediments. J. Sediment. Petrol., vol. 31, 1961, № 3.

Ко II части

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 149.

Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние).— Изв. АН СССР. Сер. геолог. М., 1967, № 11.

Горючие сланцы: Пер. с англ./Под ред. Нено Т. Ф., Чилингара Дж. В. Л., 1980

Иванов А. А, Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений СССР М., 1960.

Карбонатные породы / Под ред. Чилингара Д., Бисселла Г., Файфбриджа Р М., 1971, т. 1 и 2.

Матвеев А. К. Геология угольных месторождений СССР. М., 1960.

Матвеев А. К. Угольные бассейны и месторождения зарубежных стран. М., 1979.

Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа/Под ред. Ханна В. Е. М., 1978.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., 1976.

Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. и др. Геохимия осадочного марганцоворудного процесса.— Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 185.

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба:— Тр. ГИН АН СССР. М., 1964, вып. 94.

Фациальные типы глинистых пород/Викулова М. Ф., Бурков Ю. К., Македонов А. В. и др. Л., 1973.

Шванов В. Н. Песчаные породы и методика их изучения. Л., 1969.

Узембио В. В. Соляные месторождения и солепроявления восточных районов СССР. М., 1966.

Taylor J. H., Sedimentary ores of iron and manganese and their origin, In Sedimentary ores: ancient and modern, James H. L. (ed.), Leicester, University Press, 1967.

Van Krevelen D. W. Coal. Berlin, 1961.

К III части*

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы.— Геохимия, 1956, № 2.

* См. также работы Страхова, Лисицына, Логвиненко, Попова, Иванова, Вассоевича, Жемчужникова, Тимофеева и др., помещенные в списке литературы к введению и ко II части.

Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., 1957.

Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., 1971

Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятие ритмичности и цикличности. БМОИП. Отд. геол., 1955, № 3.

Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1956, кн. 3, 4.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., 1971.

Литология и генезис таврической формации Крыма/Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. и др. Харьков, 1961.

Логвиненко Н. В. Опыт генетической классификации угленосных формаций.— Советская геология, 1968, № 8.

Логвиненко Н. В. Морская геология. Л., 1980.

Методы корреляции угленосных толщ и синономики угольных пластов. Л., 1968.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М., 1956, т. 1 и 2.

Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магнетизм океана / Под ред. Безрукова П. Л. М., 1979.

Осадочные и вулканогенные формации/Под ред. Вассоевича Н. Б., Драгунова В. И. Л., 1966.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., 1968.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР, 1961, в. 37.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геолог., 1960, № 5.

Яншин А. Л. Глубоководные отложения геологического прошлого.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, 1977.

Garrels R. and Mackenzie F. Evolution of Sedimentary Rocks, 1971, W. W. Norton and Company, New York.

Richter-Bernburg G. Solar cycle and other climatic periods in varvitic evaporites. Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.

К IV части*

Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б. и др. Методы электронной микроскопии минералов. М., 1969.

Иванова В. П. Термограммы минералов.— Зап. Всесоюзн. минерал. общ-ва, сер. 2, 1961, № 1.

Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., 1965.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. О системе изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса.— Докл. АН СССР. М., 1961, т. 138, № 1.

Логвиненко Н. В., Лазаренко А. А. О применении электрофореза для выделения и накопления глинистых частиц.— В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., 1962.

Логвиненко Н. В., Кулеско Г. И., Колесниченко Д. П. Новый вариант установки для термического анализа.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., 1962.

Лопатин Н. В., Ручнов В. И., Емец Т. Ц. К применению радиооптической спектроскопии для изучения преобразования органического вещества.— В сб.: Исследование органического вещества в современных и ископаемых осадках. М., 1976.

Маслов В. П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремнистых). М., 1973.

Руководство по рентгеновскому исследованию минералов / Под ред. Франк-Каменецкого В. А. Л., 1975.

---

* См. также работы по методике, помещенные в списке литературы к введению.

Рожков Г. Ф., Соловьев Б. С. Результаты систематизации дробных ситовых анализов.— Литология и полезные ископаемые. 1974, № 5.

Сергеева Н. Е. Введение в электронную микроскопию минералов. М., 1977.

Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М., 1965.

Топор Н. Д. Дифференциальный термический и термовесовой анализ минералов. М., 1964.

Трегер В. Е. Таблицы для определения породообразующих минералов. М., 1958.

Черкасов Ю. А. Применение фокального экранирования при измерении показателей преломления иммерсионным методом.— В кн.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. М., 1957.

Passega R. Texture as characteristic of clastic deposition. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1957, vol. 41.

Watanabe M., Shinagawa H., Shirota K. Observation of metal crystal lattice image.— «Sixth Int. Congr. Electr. Microsc.», vol. 1. Kyoto, 1966.

Предметный указатель

Абиссальная область 192, 224
Абсолютный возраст 136
Айсберги 44
Аккумуляция 32
Аккумулятивные формы 32
— террасы 32
Акцессорные минералы 392
Алеврит 145
Алевролит 145, 147
Аллотигенные компоненты 86, 87
— минералы 86
Амфиболы 392, 398
Анализ гранулометрический 271
— иммерсионный 287
— капельный 322, 325
— люминесцентный 365
— рентгеноструктурный 353
— спектральный 270
— термический 343
— химический 270
— хроматический 322
Антрацит 205
Арагонит 388, 389
Аргиллит 152, 162
Аркозы 142
Аспидные сланцы 163
Ассоциации аллотигенных минералов 87
Асфальт 213
Атоллы 192, 223
Аутигенные компоненты 12, 86
— минералы 92, 93
Аутигенно-минералогическое направление 11

Бактерии 43
— анаэробные 43
— аэробные 44
— сульфатредуцирующие 50
Барит 388
Барханы 41
Бекке полоска 288
Бензидин солянокислый 323, 324
Бич-рок 53, 54
Богхед 208
Бокситы 164—167
— геосинклинальные 164
— платформенные 164
Болота 203
Бородатые зерна 77
Брахиоподы 98
Брекчии 133
— вулканические 133
— литогенетические 134
— сопочные 134
— тектонические 134
— химические 134
Бромоформ 283
Бурый уголь 209

Вад-псиломелан — см. псиломелан-вад 373
Валуны 162
Витрен 204
Витринит 81
Водоросли багряные 100
— диатомовые 96
— зеленые 100
— синезеленые 100
Воды поровые (иловые) 48, 50
Волноприбойные знаки 108
Восстановительные условия 49
Вулканическое стекло 101
Вулканогенный материал (компоненты) 101
Выветривание 19, 23, 26
— механическое 19
— физическое 19

Галечник 130
Галит 197, 198, 388
Галька 130
Гастроподы 98
Гейзерит 178, 179
Гематит 372
Геохимическое направление 11
Гетит 372
Гиббсит (гидраргиллит) 372
Гидрослюды 377, 382
Гидротроилит 403
Гнероглифы 115, 119
— биоглифы 116
— механоглифы 116
Гипс 389
Глауберит 389
Глауберитовая порода 199
Глауконит 135, 136, 382
— аутигенный 136
— гидротермальный 136
— обломочный 136
Глауконитолиты 136
Глауконитовые пески 138
Глина 152
— аллювиальная 158
— делювиальная 158
— красная глубоководная 156, 157, 225
— лагунная 157
— ледниковая 158
— морская 156
— озерная 157
— элювиальная 158
Глинистый сланец 152, 162
Глинистые минералы 375
— — группы гидрослюд 382—383
— — каолинита 381
— — монтмориллонита 384
Горючие сланцы 203
— газы 213
Гравелит 130
Гравий 130
Гравитационная коррозия 66
Градационная слоистость 34
Гранулометрический анализ — см. анализ гранулометрический 271
Граувакки 142
График Хюльстрема 30
Графическое изображение результатов анализа 315
Губки 96

Давление стресса 77
Двупреломление 297
Дебаеграмма 357
Дезинтеграция пород 279
Делювий 29
Дериватограф 349—351
Диагенез 46—60
— восстановительный 48
— карбонатных осадков 53
— кремнистых осадков 58
— окислительный 48
— терригенных осадков 48
Диаграмма Пассега 278, 279
— Рухина 278
Диатомит 178, 181
Диатомовые водоросли 96
Диатомовый ил 96, 225
Диспергирование образцов 359
Дисперсия 305
— биссектрис 306
— двупреломления 305
— оптических осей 305
— показателей преломления 305
Дисперсионный эффект 288

Дистен 404
Дифференциация осадочная механическая 44
— — физико-химическая 45
— — хемобиогенная 45
— — химическая 45
Доломит (минерал) 183, 388
Доломиты (породы) 189
— водорослевые 189
— обломочные 190
— оолитовые 190
— хемогенные 190
Дресва 130
Дресвит 130
Дюны 41
Дюрен 205
Дюрено-кларен 206

Железистые породы 168
Железные руды 171, 169
— — бурожелезняковые 169
— — сидеритовые 169
— — шамозитовые 169
Железомарганцевые конкреции 172
Жидкость Туле 283
— Клеричи 283
— Клейна 283
— Роджерса (сплав) 283

Знаки ряби волнения 108
— — течений 108
— — эоловые 108

Иглокожие 98
Известняки 183, 184
— алевритовые 194
— биогенные 186
— водорослевые 188
— детритовые 186
— копрогенные 188
— обломочные 185
— органогенно-обломочные 185
— онколитовые 187
— оолитовые 188
— песчаные 193
— рифовые (коралловые) 187
— строматолитовые 187
— хемогенные 188
Изучение пород в шлифах 329
Ил диатомовый — см. диатомовый ил 96, 225
— кокколитовый 192, 224
— радиоляриевый — см. радиоляриевый ил 225
— фораминиферово-кокколитовый 192, 224
— фораминиферовый — см. фораминиферовый ил 224
Иллит (гидрослюда) 382
Ильменит 4,397
Иммерсионные жидкости 294
Инкорпорация 66
Интерференционная окраска 297
Интерференционные фигуры одноосных минералов 302
— — двуосных минералов 304
Информационная энтропия 105

Каменная соль 199
Каолинит 381
Кальцит 183, 388
— высокомагнезиальный 54, 55
Карбонатизация 85
Карбонатные конкреции 51, 52
Карбонаты 388
Карналлит 388
Карналлитовая порода 199
Катагенез 62, 63
Кварц 368, 370
Кварцин 368, 370
Кварциты 78
Кеннель 204
Кеннель-богхед 204
Кларен 204
Клярено-дюрен 205

Классификация осадочных пород 102
— фаций 218
— циклов седиментации 241
Кливаж течения 77
Кливаж разрыва 77
Кокколитофориды 99
Коллоиды 35
Компенсаторы 299
Конгломераты 129, 130
— озерные 131
— потоковые 133
— речные 131
— флювиогляциальные 131
— эоловые 131
Конкреции 51, 53
— сульфидов железа 51
— сидерита 51
— кремневые 52
— фосфатные 52
Конформация 66
Кораллиновые водоросли — см. литотамнии 100
Коралловые рифы 192, 223
Кора выветривания 26
Корреляция минералого-петрографическая 262
Космогенный материал 101
Кости позвоночных 100
Костяные брекчии 176
Коэффициент номинеральности 232
— степени изменения пород 68
— степени изменения структур песчаников 68
Коэффициенты Фолка и Варда 277
Красная глубоководная глина — см. глина красная глубоководная 156, 225
Кремневые конкреции — см. конкреции кремневые 52
Кривые нагревания 343
Курскит 393

Латериты 164, 165
Лед глетчерный 44
— припайный 44
Ледниковые отложения 43
Лёсс 145, 146
Лёссовидные суглинки 146
Лигниты 205
Лидиты — см. фтаниты 178, 181
Литогенез 17
Литогенеза типы 17—18
Литология 9, 12
Литотамнии — см. багряные водоросли 100
Люминесцентный анализ — см. анализ люминесцентный 365

Манганит 172
Марганцевые породы 172
Марши и ватты 147
Мел 187
Мергель 191
Метагенез 75
Метиленовый голубой 323, 324
Метод косого освещения 292
сравнительно-литологический 11
Микростилолитовые швы 66
Минералы аллотигенные (терригенные) 86
— аутигенные 86
— индикаторы pH 93
— индикаторы Eh 93
— индикаторы солености 94
Моллюски 98, 99
Монтмориллонит 384
Морены 43
Мраморизованные известняки 78
Мутьевые потоки 33, 34
Мшанки 93

Нерастворимый остаток 281
Несогласия эррозионные и др. 268
Нефть 210
— ароматическая 210
— метановая 210
— нафтеновая 210

— нафтено-метано-ароматическая 210
— нафтено-ароматическая 210
— парафиновая 210

Обломочные породы 129
Озокерит 213
Окатанность 87
Оолиты 188
Опал 368, 370
Опоки 182
Опоковидные породы 182
Определение минералов по таблицам 306
— ориентировки индикатрисы 298
Оптический знак минералов 302—304
Органические остатки 95
Осадкообразование 28
— в областях аридного климата 40
— в областях гумидного климата 28
— в областях нивального климата 43
Остракоды 99
Отдельность осадочных пород 125
— — — грифельная 127
— — — оскольчатая 126
— — — параллелепипедная 125
— — — плиточная 125
— — — щеповидная 125

Палеогеографические реконструкции 237
Палеодиктион 117
Палыгорскит 384
Парагенетические ряды совместного осаждения минералов 94
Парагенетические ряды превращений минералов 94
Пелециподы 99
Пелитоморфные структуры 123
Пеллеты 188
Пепел вулканический 150
Периодичность осадконакопления 251
Пески 134
Песчаники 134
— аллювиальные (речные) 144
— аркозовые 142
— водно-ледниковые 144
— глауконитовые 141
— граувакковые 142
— кварцевые 142
— кварцево-глауконитовые 142
— кварцево-полевошпатовые 142
— литоидные 143
— морские 149
— озерные 143
— полевошпатово-кварцевые 140
полевошпатовые 140
— — граувакки 142
— эоловые 144
Песчаники-кварциты 78
Пипеточный метод 273
Пирит 402, 403
Пироксены 392, 399
Планктон 223
Плеохроизм 296
Пляж 32
Пляжевые породы — см. бич-рок 53, 54
— —, текстуры 32
Пляжевая слоистость 32, 113
Подсчет содержания минералов 314
Показатель преломления 288
Полевые шпаты 378
Поперечное перемещение обломочного материала 32
Пористость 69, 144, 164, 195
Прибой 32
Примеры описания шлифов 341
Пролювий 29
Продольное перемещение обломочного материала 32
Псиломелан-вад 373

Радиоляриевый ил 225
Радиолярии 95
Радиоляриты 178, 181
Ракушечник 186
Ранговые формулы 105
Реакции окрашивания 323, 324
Рентгеновские трубки 354
— камеры 355
Рентгеноструктурный анализ 353
Реплики 362—364
Ритмы флиша 244
Рифы барьерные 187
Рифовые(коралловые) известняки 187
Рифовые породы (риф-рок) 53
Роговые обманки 399
Родохрозит 386, 389
Россыпи 33
— пляжей 33
Рутил 397, 401, 404

Сапропелевый ил 203
Сапропель 203
Сапроколлиты 207
Сапропелиты 207
Седиментогенез 28
Седиментология 12
Сидерит 388
Силициты 178
Силлиманит 402
Сильвин 388
Сильвинит 199
Скорость осадконакопления 46, 225
Слоистость горизонтальная 113
— градационная 114
— знаков волн 112
— пляжевого типа — см. пляжевая слоистость 32, 113
— потоковая 111, 112
— прибрежно-морская 112
— эоловая 113
Смешаннослойные минералы 359
Слюды 375, 378
Соли (солевые породы) 196
Спикулы губок 96
Спонголит 178
Спрединг 226
Срединно-океанические хребты 226
Стадии изменения осадочных пород 62, 81
Стадийное изменение силикатов 84
Стадия гипергенеза 19
— диагенеза 46
— катагенеза 62
— метагенеза 75
— седиментогенеза 28
Ставролит 404
Структуры горных пород 117—119
— — алевритовые 118
— — гранобластовые 124
— — — детритусовые 122
— — — катакластические 124
— — — кристалические 123
— — — микрозернистые 123
— — — мозаичные 120
— — — направленной коррозии и кристаллизации 77
— — — ооидные 121
— — — пелитовые 121
— — — пелитоморфные (микритовые) 123
— — — псаммитовые 118
— — — псаммо-пелитовая 118
— — — псефитовая 118
— — — псефито-псаммитовая 118
— — — сегрегационно-линзовидные 122
— — — шиповидные 121
Суглинки 147, 148, 149
Сульфатредуцирующие бактерии 50
Сульфаты 388
Сульфатные породы 196
Сульфиды железа 402, 403
Супеси 147, 148, 149
Сутуро-стилолитовая поверхность 114

Такыры 42
Текстуры горных пород 107
— — —, верхней поверхности пласта 107
— — —, средины пласта 110
— — —, нижней поверхности пласта 115
Тентакулиты 99
Термолюминесценция 368
Термопары 345
Терригенно-минералогические провинции 267
Терригенно-минералогическое направление 10
Терригенные компоненты — см. аллотигенные компоненты 86, 87
Типы литогенеза — см. литогенеза типы 17—18
Торф 203
Трепел 178
Турбидиты (мутьевые потоки) 33, 34
Туфогенные породы 151
Туффиты 151
Туфы вулканические 150
Тяжелые жидкости 282—286

Уголь алевритовый 208
— бурый 205
— газовый 206
— глинистый 208
— гумусовый 204
— длиннопламенный 206
— жирный 206
— каменный 205
— липтобиолитовый 207
— песчаный 208
— сапропелевый 207
— тощий 206
Ультразвук 280, 359

Фации (определение) 217
— гипергенеза 226
— зеленых сланцев 80
— катагенеза 228
— континентальные 218, 219
— метагенеза 229
— морские 218, 222
— — абиссальные 224
— — батиальные 223
— — мелководные 222
— переходные от суши к морю (дельтовые и лагунно-заливные) 221
— пляжа 222
— поймы 219
— прирусловых отмелей 219
— русловые 219
— седиментогенез-диагенеза
Филлитоподобные сланцы 163
Флюоресценция спор 367
Фокальное экранирование 294
Фораминиферово-диатомовый ил 224
Фораминиферовый ил 224
Форамнниферы 96
Формации карбонатные 248
— кварцево-песчаные 248
— кремнисто-вулканогенные 251
— молассовые 246
— соленосные 250
— угленосные 240
— флишевые 244
Фосфатные конкреции 52
Фосфориты 174
— пластовые геосинклинальные 176
— желваковые (конкреционные) платформенные 176
Фтаниты и лидиты 178, 181
Фюзен 204

Халцедон 370
Хлидолиты 149
Хлорндные породы 199
Хлориды 388
Хлоритоид 405
Хлориты 385
Хроматический анализ — см. анализ хроматический 322
Хрящ 130

Цемент 54, 119
— аморфный 119
— базальный 119
— выполнения пор 119
— глинистый 137
— карбонатный 137
— контактовый 119
— коррозионный 119
— кремнистый 137
— кристаллический 119
— крустификационный 119
— поровый 119
— пойкилитовый 119
— смешанный 119—120
Цементация 54, 119
Центрифуга 284
Цеолитовые красные глины — см. глина красная глубоководная 156, 225
Цеолиты 390, 396
Цефалоподы 98
Циклы угленосные 253
— однородные 241
— регрессивные 241
— трансгрессивные 241
— элементарные 241

Щебень 130
Шельф 56
— мелководный 56
— глубоководный 56
Шельфовые фации 222

Эволюция осадконакопления 256
— — глинистых пород 259
— — карбонатных пород 259
— — кремнистых пород 256
— — угленосных формаций 256
— — хемобиогенного осадконакопления 259
— — химического состава осадочных пород 259
Электромагниты 286
Электронная микроскопия 359
Электронный микроскоп 360, 361
— — растровый 364, 366
Электростатическое разделение 287
Электродиализ 287
Электрофорез 287
Эоловые отложения 41
Энстатит 399
Эпидот 405
Эпсомит 389

Янтарь 310
Ярозит 83
Яшмы 178, 180

Оглавление

Предисловие 3
Введение 5
История возникновения и развития петрографии осадочных пород 5
Предмет и задачи петрографии осадочных пород и ее связь с другими науками 10
Методы исследования и практическое значение петрографии осадочных пород 13
Часть первая. **Условия образования, состав, строение и классификация осадочных пород** 16

Глава первая. Стадии образования осадочных пород 19

Стадия гипергенеза 19
Стадия седиментогенеза 28
Стадия диагенеза 46

Глава вторая. Стадии изменения осадочных пород 62

Стадии катагенеза 62
Стадия метагенеза 75
Изменения осадочных пород на поверхности земли — гипергенез 80

Глава третья. Составные части осадочных пород 86

Глава четвертая. Классификация и текстурно-структурные особенности осадочных пород 102

Часть вторая. Описание осадочных пород 128

Глава пятая. Обломочные и глинистые породы 129

Обломочные породы 129
Глинистые породы 152

Глава шестая. Глиноземистые, железистые, марганцевые, фосфатные и кремнистые породы 164

Глиноземистые породы — аллиты 164
Железистые породы 168
Марганцевые породы 172
Фосфатные породы 174
Кремнистые породы — силициты 177

Глава седьмая. Карбонатные породы и соли 183

Карбонатные породы 183
Соляные породы, или соли 196

Глава восьмая. Каустобиолиты 202

Торф, сапропель, ископаемые угли 203
Нефть, твердые битумы, горючие газы 210

Часть третья. **Состав, строение и условия образования осадочных толщ** . . . 215

Глава девятая. Фации и палеогеография 216

Фации 216
Палеогеография 230

Глава десятая. Формации осадочных пород 239

Глава одиннадцатая. Периодичность и эволюция осадконакопления 251

Периодичность осадконакопления 251
Эволюция осадконакопления 256

Глава двенадцатая. Литостратиграфия и корреляция осадочных толщ 261

Часть четвертая. **Методы исследования осадочных пород** 269

Глава тринадцатая. Определение гранулометрического состава и подготовка пород к минералогическому анализу 271

Определение гранулометрического состава 271
Подготовка пород к минералогическому анализу 279

Глава четырнадцатая. Минералогический анализ 287

Иммерсионный метод 287
Хроматический и капельный анализы 322

Глава пятнадцатая. Изучение осадочных пород в шлифах 329

Глава шестнадцатая. Физико-химические и физические методы исследования . 343
Термический анализ 343
Рентгеноструктурный анализ 353
Электронная микроскопия 359
Люминесцентный анализ 365
Глава семнадцатая. **Описание минералов и методические указания по их определению** 368
Породообразующие минералы осадочных пород 368
Наиболее распространенные акцессорные минералы осадочных пород . . . 392
Литература 406
Предметный указатель 411

Николай Васильевич Логвиненко
ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (с основами методики исследования)

Заведующий редакцией А. Г. Гаврилов. Редактор Ю. А. Елков. Младший редактор И. П. Оболенская. Художник А. А. Акимов. Художественный редактор Т. А. Коленкова. Технический редактор Э. М. Чижевский. Корректор С. К. Завьялова.

ИБ № 3282

Изд. № Е-408. Сдано в набор 09.12.82. Подп. в печать 12.01.84. Т-03229. Формат 60×90/16. Бум. тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Объем 26 усл. печ. л. Усл. кр.-отт. 26. Уч.-изд. л. 29,33. Тираж 7000 экз. Зак. 3936. Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Высшая школа». 101430, Москва, ГСП-4, Неглинная ул., д. 29/14.
Республиканская ордена «Знак Почета» типография имени П. Ф. Анохина Государственного комитета Карельской АССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 185630, г. Петрозаводск, ул. «Правды», 4.