

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-летия Союза ССР

В Ы П У С К 761

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

(состав,
текстуры,
типы разрезов)

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В. И. Бгатов



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

А в т о р ы

Ю. П. Казанский, О. А. Бетехтина, А. В. Ван, П. Н. Верзилин, В. М. Гавшин, А. И. Гайгала, А. Д. Додатко, П. В. Зарицкий, А. В. Ивановская, В. С. Кусковский, В. А. Наумов, В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца, С. Н. Охалин, В. Г. Петров, Р. С. Родин, З. Я. Сердюк, Л. С. Соколова, Г. И. Таныгин, С. С. Фаустов, Р. А. Цыкин, В. Ф. Шугуров

Осадочные породы (состав, текстуры, типы разрезов)/Казанский Ю. П., Бетехтина О. А., Ван А. В. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 269 с.

ISBN 5—02—029520—5.

В монографии на современном уровне рассмотрены минералогия, структуры, текстуры, петрография, физические свойства осадочных пород применительно к условиям крупномасштабной съемки. Приведены примеры изучения разрезов наиболее распространенных типов литологических ассоциаций (кремнистых, глинистых, вулканокластических, карбонатных, флишевых и др.), а также рассмотрены особенности палеогеографических исследований в полевых условиях. Обращено внимание на необходимость применения конкреционного анализа и особенности картирования в закарстованных районах.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся осадочными породами и особенностями их изучения в полевых условиях.

Табл. 20. Ил. 85. Библиогр.: 267 назв.

Р е ц е н з е н т ы

доктора геолого-минералогических наук

Н. П. Запывалов, С. Б. Шацкий

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитие геологических исследований представляет собой процесс, прежде всего связанный с более углубленным изучением вещественного состава горных пород. Это в равной степени относится и к осадочным породам. Степень подробности их изучения зависит от конкретных задач, которые ставятся геологической действительностью.

Предлагаемая монография является продолжением книги «Осадочные породы. Классификация, характеристика, генезис», изданной в 1987 г. Если в последней была произведена ревизия существующих представлений с целью выработки многоцелевой классификации осадочных пород, то авторы этой книги ставили задачу на современном уровне информировать читателя о состоянии полевых наблюдений в ряду минералы — осадочные породы с их структурами и текстурами — сочетания пород в разрезах, а также о существующих приемах полевой обработки собранного материала.

Сведения о составе минералов, слагающих осадочные породы, подобраны таким образом, чтобы, во-первых, они охватили как можно больше минеральных индивидуумов, не только породообразующих, но и аксессуарных, а во-вторых, содержали исчерпывающие сведения по диагностике минералов в полевых условиях. Особое положение среди компонентов осадочных пород занимают обломки и агрегаты более древних образований магматического, метаморфического и осадочного происхождения. Их статус еще в достаточной степени не разработан. Дается подробная характеристика обломков магматических и метаморфических пород, вулканокластических продуктов, а также полевых методов их изучения. Велика роль этого материала не только при диагностике осадочных пород, но и для определения их генезиса, а также стратиграфических построений.

Значительное место в работе уделено характеристике структурных и текстурных признаков. Существует значительное количество обобщающих работ по этим вопросам [Шрок, 1950; Справочное руководство..., 1957; Седиментология, 1980; Рейнек, Сингх, 1981; и др.], однако одни из них устарели, а в других не дается полной характеристики структур и текстур, встречающихся в осадочных породах. Авторы придают большое значение правильной диагностике осадочных структур и текстур, которые рассматриваются как показатели не только генезиса осадков и пород, но и элементов строения и которые можно использовать для стратиграфии и корреляции осадочных отложений. В специальную главу выделен конкреционный анализ, который в СССР получил широкое развитие и применяется в геохимии, литологии, стратиграфии и поисках полезных ископаемых.

Сведения о составе и строении осадочных пород фиксируются в главе, посвященной петрографии. Основное внимание уделено макроскопическим диагностическим признакам. Это, естественно, сократило количество петрографических типов по сравнению с предыдущим изданием [Осадочные породы..., 1987]. Новым разделом в этой главе является заключительная часть, в которой дается характеристика метаморфизованных осадочных пород.

Особо важное место при полевых работах занимает документация естественных разрезов и искусственных горных выработок. Высокий уровень этого процесса обеспечивает объективность всех последующих выводов и обобщений. Существующие наборы пород в естественных разрезах и искусственных выработках разделяются на литологические (породно-слоевые) ассоциации, различающиеся преобладанием одного класса осадочных пород (кремнистых, силлитных, карбонатных и др.) или присутствием представителей нескольких классов. В зависимости от того, какие наборы слоев изучаются, возникает необходимость специализированного подхода к тем или иным разрезам. Естественно, в природе существует значительное количество типов переслаивания осадочных пород. В монографии даны примеры для наиболее распространенных из них.

Особенность площадного распространения некоторых типов осадочных пород — закарстованность их в зоне воздействия поверхностных и грунтовых вод. Это приводит, с одной стороны, к исчезновению в разрезах наиболее растворимых осадочных пород (соляных, сульфатных и др.), а с другой — к формированию полостей, которые заполняются своеобразными карстовыми осадками.

Опыт многолетних исследований показывает, что первые шаги по обобщению геологического материала рационально производить уже в полевых условиях. Применительно к осадочным породам такие построения производятся для реконструкции палеогеографии, определения источника материала, путей его переноса. Не менее важны заключения о характере рельефа времени формирования конкретных осадков или осадочных толщ. Полнота сбора этих сведений корректируется еще в полевых условиях.

Авторы при составлении и оформлении работы пользовались советами и помощью В. И. Бгатова, Н. П. Запывалова, С. Б. Шацкого, Л. Н. Макаровой и др. Всем им приносится наша искренняя благодарность.

МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Наиболее универсальным методом полевого изучения минералов осадочных пород является определение по внешним признакам. Обычно оно дополняется простейшими качественными химическими испытаниями. Для некоторых трудно диагностируемых минералов полевое определение коррелируется и уточняется в лабораторных условиях оптическими, физико-химическими и физическими методами исследования. При полевом определении необходимо учитывать все диагностические признаки и характерные особенности минерала. Только в этом случае можно говорить о более или менее правильной диагностике минералов. При определении важны также сведения по условиям нахождения минералов и минеральным парагенезисам.

При описании минералов принята следующая классификация: самородные элементы, сульфиды, окислы и гидроокислы, силикаты, фосфаты, сульфаты, бораты, карбонаты, нитраты, хлориды, фториды. Список минералов включает наиболее распространенные, а также имеющие практическое значение минеральные виды.

При характеристике минералов в качестве основных первоисточников использованы работы А. Г. Бетехтина [1956], Г. П. Бушинского [1975], В. А. Вахрамеевой [1954], А. А. Годовикова [1975], У. А. Дира и др. [1965, 1966], Ю. Н. Занина [1975], А. А. Кухаренко [1961], Н. В. Логвиненко и Э. И. Сергеевой [1986], В. А. Наумова [1981], Н. А. Смольянинова и Е. С. Синегуба [1950], Я. Я. Яржемского [1984] и других, а также «Минералогическая энциклопедия» под редакцией К. Фрея [1985], «Справочное руководство по петрографии осадочных пород» под редакцией В. Б. Татарского [1958] и справочник «Минералы» под редакцией Ф. В. Чухрова и Э. М. Бонштедт-Кушлетской [1963, 1965, 1967]. Ссылка на остальные работы дана в тексте. Генетические типы минералов и их особенности распространения изложены в главах III—IX.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Сера самородная — S. Полиморфные модификации: ромбическая α -сера, устойчива в природных условиях; при температуре 95,6 °C переходит в моноклинные β - и γ -серу; аморфная μ -сера в природных условиях быстро переходит в α -серу. Кристаллы α -серы имеют дипирамидальный, усеченно-дипирамидальный, реже пинакоидальный и ромботетраэдрический габитусы. Часто встречается в зернистых, реже порошковатых, почковидных и шаровых агрегатах, налетах и корочках. Известны псевдоморфозы по гипсу, ангидриту, бариту, целестину. Цвет яркий светло-желтый. Оттенки зависят от изоморфных и механических примесей: зеленоватый указывает на примесь глинистого вещества, красноватый и розоватый обусловлены Se или Fe^{3+} , розовый — небольшой примесью органического вещества, различной густоты коричневые оттенки и черный цвет — содержанием битумного вещества. Черта

соломенно-желтая, почти отсутствует. Блеск на гранях стеклянный, в изломе жирный. В кристаллах просвечивает. Спайность несовершенная по (001), (110) и (111), проявляется редко. Твердость 1—2. Очень хрупкая.

Легко растворяется в сероуглероде, скипидаре, керосине, но не разлагается в HCl и H₂SO₄. Легко плавится. Загораясь от спички, горит голубым пламенем с выделением запаха SO₂. При трении электризуется отрицательно. Присутствие самородной серы можно проверить обработкой порошка породы сероуглеродом: растворенная сера при испарении сероуглерода выпадает в виде кристаллов.

СУЛЬФИДЫ

Пирротин (магнитный колчедан) — Fe_{1-x}S — гексагональный. Кристаллы таблитчатые гексагональные, реже столбчатые и пирамидальные; встречаются редко. Обычно в массивных или мелкозернистых агрегатах. Цвет темный, бронзово-желтый с бурой побежалостью. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Непрозрачный. Спайность несовершенная по (1010). Отдельность по (0001). Излом неровный до полураковистого. Твердость 4. Довольно хрупкий.

Магнитен в разной степени. При прокаливании распространяет запах SO₂ и плавляется в черную магнитную массу. В HCl растворяется с трудом с выделением H₂S.

Пирит (серный колчедан) — FeS₂ — кубический. Кристаллы кубического, октаэдрического, пентагон- и дидодекаэдрического облика со штриховкой, перпендикулярной соседним граням. Агрегаты в виде кристаллических сростков, конкреций, конкреционных линз и прожилков, друз и корочек, редко оолитов. Обычно тонкорассеянный в виде зоо- и фитоморфоз, агрегатов фрамбоидального пирита, простых идиоморфных форм. Цвет соломенно-, латунино-желтый, иногда с желтовато-бурой и пестрой побежалостью. Черта зеленовато- или буровато-черная. Блеск сильный металлический. Непрозрачный. Спайность весьма несовершенная по (100) и (111), иногда (110). Излом неровный, иногда раковистый. Твердость 6—6,5. Относительно хрупкий.

Перед паяльной трубкой горит голубым пламенем, распространяя запах SO₂. В восстановительном пламени плавится в магнитный шарик. В HCl не растворяется. В отличие от марказита тонкий порошок при нагревании в HNO₃ разлагается с выделением порошковатой серы.

Марказит — FeS₂ — ромбический. Представляет собой полиморфную модификацию пирита, отличаясь более постоянным составом. Кристаллы таблитчатые или дипирамидальные со штриховкой параллельно ребру между гранями (010) и (001). Обычно сдвойникованы и образуют копье- или гребневидные (в форме петушиного гребня) сростки. В отличие от пирита кубических кристаллов не образует. Часто наблюдается в конкрециях разнообразной формы: звездчатых агрегатов, искривленных корок, шаровидных стяжений «икряной» структуры, псевдоморфоз по органическим остаткам, а также тонкодисперсного сажистого вещества — мельниковита.

Цвет светлый бронзово-желтый с сероватым или зеленоватым оттенком. В свежем изломе почти белый, имеет в отличие от пирита зеленоватый оттенок. Черта серовато- или буровато-черная. Блеск металлический. Непрозрачен. Спайность несовершенная по (101). Излом неровный. Твердость 6—6,5. Хрупок.

По свойствам сходен с пиритом. При кипячении в 3-процентном растворе AgNO₃ становится табачно-бурым, красным, затем синим, тогда как пирит слегка буреет.

Сфалерит (цинковая обманка) — ZnS — кубический. Основной изоморфной примесью является Fe, нередко присутствуют Mn, Cd, Ga, Ge,

In, Co, Hg и другие примеси. Сравнительно чистая разновидность носит название клейофан, железистая — марматит, кадмийсодержащий сфалерит — пришбрамит, землистая коллоидная разновидность — брункит.

Кристаллы тетра-, кубоокта- и додекаэдрического габитуса. Часто проявляются полисинтетические, контактные и взаимопроникающие двойники, а также пластинчатые сростки. В сплошных массах яснозернистый, распознается благодаря резко проявленной совершенной спайности по ромбододекаэдру (110) в отдельных зернах. Реже встречаются скорлуповатые, почковидные, колломорфные, землистые и оолитовые агрегаты, брункит порошковатый. Клейофан бесцветный, прозрачный, напоминает канифоль. Брункит беловато-серый. По мере увеличения содержания железа сфалерит становится бурым или коричневым, марматит имеет черный цвет. Зеленая окраска обусловлена присутствием Co и Fe, красная — Sn, In, Ag и Mo, желтая — Ge, Ga, Cu, Hg, Cd. Черта белая, светло-желтая до темно-коричневой. Блеск жирный или алмазный. Прозрачен или просвечивает в сколах. Излом раковистый ровный, ступенчатый. На поверхности излома иногда наблюдается двойниковая штриховка. Некоторые светлоокрашенные разновидности люминесцируют при разламывании и царапании иглой в темноте. Твердость 3,5—4. Хрупкий, раздавливается легко.

В окислительном пламени на угле дает белый налет ZnO , светящийся при прокаливании. Налет, смоченный $Co(NO_3)_2$ и вновь прокаленный, окрашивается в зеленый цвет. Разлагается в концентрированной HCl с образованием H_2S . В поверхностных условиях легко окисляется с образованием сульфата цинка, легко растворимого в воде.

Галенит — PbS — кубический. Кристаллы кубического, кубооктаэдрического, октаэдрического, реже пластинчатого, столбчатого и скелетного облика. Обычен в зернах, в пылевидной вкрапленности, гнездах, прослоях либо прожилках и жплах. Цвет свинцово-серый. Черта серовато-черная. Блеск металлический, с поверхности часто тусклый. Непрозрачный. Спайность совершенная по кубу (100). По спайности наблюдаются треугольные ямки выкрашивания. Твердость 2—3. Мягкий, но не ковкий.

Перед паяльной трубкой легко плавится. На угле при выделении серпнистого газа образует желтый налет PbO . При прокаливании с KI дает желтовато-зеленый налет PbI_2 и сплавляется в королек металлического свинца. Легко разлагается крепкой HNO_3 , выделяя белый осадок $PbSO_4$. В HCl разлагается труднее. При окислении покрывается корочкой англезита, в карбонатной среде переходит в церрусит, иногда с выделением самородной серы.

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ АЛЮМИНИЯ

Корунд — Al_2O_3 — тригональный. Кристаллы обычно хорошо образованы: боченковидные, столбчатые, дипирамидальные, пластинчатые. Габитус зависит от химизма исходных материнских пород. На гранях призм дипирамид и пинакоида часто наблюдается косая штриховка в трех направлениях. Штриховка в горизонтальном направлении обусловлена двойникованием по (1011). При отсутствии примесей бесцветен. Фиолетово-красная окраска обусловлена примесью Cr, желтая — Ni, зеленовато-серая — V, фиолетово-синяя — Ti и Fe, фиолетово-розовая — V и Cr. Обычен синевато- и желтовато-серый цвет. Блеск алмазный до стеклянного, перламутровый на (0001). Просвечивает в тонких сколах. Драгоценные разновидности прозрачны. Спайность отсутствует. Излом неровный до раковистого. Хрупкий. Твердость 9. В кислотах не растворим. Перед паяльной трубкой не изменяется. В растворимое состояние переводится сплавлением с бисульфатом калия.

Диаспор — $AlO(OH)$. Al частично замещается Fe, Mn, Cr. Ромбический. Таблитчатые кристаллы являются индикатором более высокотемпературных месторождений, столбчатые и игольчатые по оси c — низкотемпературных с более быстрой кристаллизацией. Кристаллы чаще всего наблюдаются в порах и трещинах бокситов. Обычно распространен в листоватых и тонкошелуячатых агрегатах с размером частиц менее 0,1 мм, иногда скрытокристаллический. Часто встречается в виде бобовин и оолитов и входит в состав основной массы. Цвет белый, сероватый, в присутствии железа или марганца — зеленоватый, розоватый, бурый, светло-фиолетовый. Черта белая. Блеск сильный стеклянный, на плоскостях спайности — перламутровый. Прозрачен или просвечивает. Спайность совершенная по (010), несовершенная по (110), весьма несовершенная по (100). Излом раковистый. Твердость 6,5—7. Очень хрупок. Перед паяльной трубкой не плавится, растрескивается. При прокаливании с раствором $Co(NO_3)_2$ синееет. Кислоты не действуют. В H_2SO_4 разлагается только после сильного прокалывания. При накаливании в пробирке распадается на мелкие белые чешуйки.

Бёмит — $AlO(OH)$ — ромбический. Кристаллики очень мелкие, форма их разнообразная: ромбоэдрическая, чечевицеобразная, призматическая, игольчатая, микроволокнистая, шестиугольные таблички, встречаются в порах и трещинах бокситов и продуктах разложения нефелина. Макроскопически различимые кристаллики редки. Обычно скрытокристаллический в коллоидных и метаколлоидных выделениях. Бесцветен или белый, в зависимости от примесей желтоватый, зеленовато-желтый, розоватый. Черта белая. Блеск в изломе стеклянный, по спайности перламутровый. Прозрачен, в основной массе просвечивает в сколах. Спайность совершенная по (010). Твердость 3,5—4.

В кислотах не растворим. Перед паяльной трубкой не плавится, белеет, становится матовым, таблички расщепляются по спайности. В закрытой трубке выделяет воду. Надежная диагностика возможна рентгеновскими методами.

Гиббсит — $Al(OH)_3$ — моноклинный. Кристаллы псевдогексагональные, таблитчатые по (001), иногда столбчатые. Обычны двойники, полисинтетические и сложные, часто в виде характерных звезд — тройников кристаллов, неправильных массах, лизолитах, конкрециях, цементе между ними. Реже встречается как выполнение пор и псевдоморфозы по полевым шпатам, кварцу, темпоцветным минералам, каолиниту и материнским породам. Хорошо образованные кристаллы есть только в порах. В составе неправильных масс рентгеноморфен, скрыто- и микрокристаллический. Первые две формы являются алюмогелем.

Бесцветный или белый, изоморфные и механические примеси придают желтый, розовый, красный, бурый и зеленый оттенки. Черта белая. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен или просвечивает. Спайность по (001) весьма совершенная. Твердость 2,5—3,5.

При нагревании в закрытой трубке выделяет воду, белеет, становится непрозрачным. Перед паяльной трубкой не плавится, белеет, расщепляется по плоскостям. Смоченный $Co(NO_3)_2$ после прокалывания в отсутствие Fe окрашивается в ярко-синий цвет. Капля спиртового раствора ализарина окрашивает порошок в ярко-розовый цвет. Легко растворяется в холодной HCl и медленно в крепкой H_2SO_4 .

Алюмогель представляет собой гель окисей и гидроокисей алюминия. Синонимы: боксит, алюмогелит, ферриалюмогель (с примесью окислов железа). Размеры кристалликов в алюмогелите около 0,1 мкм и менее. Иногда в нем присутствуют рентгеноаморфные фазы.

Байерит — $Al(OH)_3$ — тригональный. Кристаллы игольчатые, столбчатые, трапецие-, клиновидные и в виде шестиугольных табличек размером 0,01—0,1 мм. Агрегаты скрытокристаллические, тонкодисперсные, волокнистые, сферолитовые. Образуют мономинеральные выделения

в пустотах и бобовины, встречается в смеси с гиббситом, иногда дласпором. Наиболее крупные кристаллы наблюдались в сидеритизированном боксите. Цвет белый.

Нордстрандит — $Al(OH)_3$ — триклинный. Предполагается, что нордстрандит не новый минерал, а разновидность байерита с сильно неупорядоченной структурой. Кристаллы пластинчатые клиновидные и таблитчатые ромбовидные размером 1—4 мм. Агрегаты щетковидные, радиально-лучистые. Бесцветный, белый или розовый (от включений окислов железа). Блеск перламутровый. Прозрачен. Твердость 3. Хрупкий, легко выкрашивается. Надежным способом диагностики является рентгеновский метод.

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА

Гематит — Fe_2O_3 — тригональный. Кристаллы таблитчатые, пластинчатые, иногда ромбоэдрические. На (0001) наблюдается штриховка по трем направлениям, параллельным ребрам (0001) : $(10\bar{1}1)$, треугольные углубления, треугольные пирамиды нарастания, признаки естественного травления. Встречаются двойники прорастания и срастания по (0001); распространены двойники по $(10\bar{1}1)$ с углом между базопинакоидами $64^\circ 48'$ — при нарастании на крупный кристалл располагаются под углом 120° друг к другу. Характерны сростки тонкопластинчатых кристаллов почти параллельно граням (0001) — железные розы. Агрегаты чешуйчатые, зернистые, листоватые, оолитовые конкреционные скрыто- и тонкокристаллические либо рыхлые, землистые. Тонкокристаллический гидрогематит, содержащий до 8 % воды, часто колломорфный. Известны псевдоморфозы гематита по магнетиту (мартит), пириту, иногда сидериту. Кристаллические агрегаты имеют стальное-серый до черного с синеватым оттенком цвет, скрытокристаллические — матово- и ярко-красные. Черта вишнево-красная или красная. Блеск металлический до матового. В очень тонких пластинках просвечивает густо-красным цветом. Спайность отсутствует, отдельность по $(10\bar{1}1)$ и (0001) обусловлена двойникованием. Излом полураковистый до неровного. В кристаллах хрупкий, в тонких пластинках упругий. Твердость 5—6. Перед паяльной трубкой не плавится. На угле в восстановительном пламени темнеет и становится магнитным. Медленно растворяется в HCl. Раствор с желтой кровавой солью K_4FeCN_6 дает берлинскую лазурь.

Магнетит — $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$ — в химическом составе Fe^{2+} обычно замещается в небольших количествах Ca, Mn, Ni, Co, Zn. Могут иметь место непрерывные замещения между Mg и Fe^{2+} вплоть до магнезиоферрита. В больших количествах V и Cr часто замещают Fe^{3+} . В структуру магнетита может входить Ti, при высоких содержаниях образует твердые растворы магнетит — ильменит и магнетит — ульвошпинель. Их называют титаномагнетитом.

Кристаллизуется в кубической сингонии. Кристаллы октаэдрические, часто неполнообразованные, реже доэдрические, очень редко кубического облика. Грань (110) имеют штриховку параллельно диагонали ромбов. Двойники по (111), иногда неделимые двойники уплощены. Агрегаты зернистые, оолитовые, конкреционные, реже колломорфные или сажистые. Цвет черный, иногда с синеватой побелалостью. Черта черная. Блеск металлический, в тонкозернистых массах до матового. В проходящем свете в тончайших срезах просвечивает бурым. Отдельность по (111), преимущественно у титаномагнетита с пластинчатыми включениями ильменита. Излом неровный. Хрупок. Твердость 5,5—6.

Сильно магнитен. Порошок растворяется в HCl. В окислительном пламени вначале превращается в маггемит, затем в гематит, теряет магнитные свойства. Солянокислый раствор с 20-процентным KCNS образует

на фильтровальной бумаге красное пятно, исчезающее от SnCl_2 , это реакция на Fe^{3+} .

Гётит — FeOOH . Обычными примесями являются Al, Si, Ca, Mg, P, S, Cr, Mn. Адсорбированная вода содержится в гидрогётите. Кристаллы встречаются редко и имеют игольчатый или столбчатый облик, иногда наблюдаются колеччатые двойники. Обычен в натечных, почковидных или сталактитовых агрегатах с тонким параллельно- или радиально-волоконистым строением, в чешуйчатых, охристых или землистых массах, в конкрециях, пизолитах, оолитах, жеодах. Цвет темно-бурый до черного, а также желтовато- и красновато-бурый. Черта желтовато-бурая, буроватая, оранжево-желтая. Блеск алмазный, полуметаллический до матового у гидрогётита, шелковистый у волокнистых разновидностей. В тонких осколках прозрачный. Спайность по (010) совершенная, по (100) менее совершенная. Излом неровный, у волокнистых и игольчатых разновидностей занозистый. Хрупкий. Твердость 5,0—5,5.

Растворяется в HCl и HNO_3 . При прокаливании в стеклянной трубке выделяет воду, краснеет, превращается в Fe_2O_3 . При длительном прокаливании переходит в Fe_3O_4 , становится магнитным, приобретает черную окраску.

Ленидокрокит (рубиновая слюдка) — FeOOH — ромбический. Кристаллы таблитчатые по (010), нередко образуют сростки. Агрегаты кристаллические, пластинчатые, чешуйчатые, волокнистые, перистые, пучковидные, радиально-волоконистые. Цвет рубиново-, вишнево-красный, оранжево-бурый; иногда с золотистым оттенком. Черта оранжевая, кирпично-, вишнево-красная. Блеск полуметаллический до алмазного, у волокнистых агрегатов — шелковистый. В тонких сколах просвечивает рубиново-красным цветом. Спайность по (010) весьма совершенная, по (001) совершенная, по (100) заметная. Хрупок. Твердость 5.

Растворяется в HCl . При прокаливании становится черным и магнитным. При обработке растворами AgNO_3 в присутствии щелочей образуется феррит серебра.

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ МАРГАНЦА

Браунит — $\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{4+}\text{O}_3$. До 40 % Mn^{4+} может замещаться Si, до 20 % Mn — окисным железом. Si стабилизирует Mn^{2+} в структуре браунита. Тетрагональный. Кристаллы дипирамидальные, призматические и клиновидные. Агрегаты зернистые. Цвет стально-серый, железно-, буровато-черный до черного. Черта темно-серая, буровато-черная, черная. Блеск металлический, металлоидный или смоляной. Непрозрачный. Спайность совершенная по (101). Излом неровный до полураковинистого. Хрупок. Твердость 6—6,5.

Разлагается в HCl с выделением хлора и хлопьевидного кремнезема. В HNO_3 разлагается на MnO и MnO_2 (в осадке). Порошок браунита при кипячении в H_2SO_4 (1 : 1) образует раствор розового или фиолетового цвета. Перед паяльной трубкой не плавится. С бурой и фосфорной солью дает розово-фиолетовый перл в окислительном пламени, обесцвечивающийся в восстановительном. С содой в восстановительном пламени дает голубовато-зеленый сплав.

Пиrolюзит — MnO_2 — тетрагональный. Кристаллы от длинно- до короткопризматических, иногда игольчатые, вытянутые по оси c. Обычны дендриты, плотные тонкозернистые и скрытокристаллические оолитовые, пизолитовые конкреционные, почковидные, корковые, сплошные линзобразные и желваковые колломорфные и метаколлоидные агрегаты, реже рыхлые и землистые массы. Среди плотных, слабо раскристаллизованных масс нередки волокнистые, тонкошестоватые, лучистые и зернистые агрегаты. Цвет стально-серый до черного, иногда с синеватой побежалостью. Черта черная или синевато-черная. Блеск металлический, у зем-

листных агрегатов — матовый, у тонкошестоватых — шелковистый. Непрозрачный. Спайность совершенная по (001). Излом перовный. Хрупок. Твердость 6—6,5.

Перед паяльной трубкой не плавится. При сильном прокаливании на угле превращается в бурую Mn_3O_4 . При сплавлении с содой дает массу зеленого цвета. В нагретой соляной кислоте растворяется с выделением хлора. Полированная поверхность быстро темнеет от концентрированной H_2SO_4 , KCN, 20-процентной $FeCl_3$. Вскипает от H_2O_2 , быстро вскипает и чернеет от $H_2SO_4 + H_2O_2$.

Вернадит — $MnO_2 \cdot nH_2O$ — аморфный или слабо раскристаллизован. Псевдотетрагональный (?). Образует сплошные слабо раскристаллизованные, иногда землистые массы, патечные выделения, корки. Плотный вернадит имеет колломорфное строение. Цвет темно-бурый до черного, плотные разности имеют смоляно-черный цвет. Черта шоколадно-бурая. Блеск в изломе смоляной. Непрозрачен или просвечивает красновато-бурым цветом. Излом раковинистый. Твердость от 2 до 6 (у плотных разностей).

Легко растворяется в HCl с выделением хлора. Перед паяльной трубкой не плавится. С бурой и фосфорной солями дает фиолетовый перл в окислительном пламени. В закрытой стеклянной трубке выделяет много воды.

Гаусманит — $MnMn_2O_4$ — тетрагональный. Кристаллы дипирамидальные, нередко образуют друзы. Часто грани покрыты горизонтальными штрихами. Встречаются двойники и сростки из пяти кристаллов. Агрегаты зернистые. Цвет черный. Черта коричневая или красновато-бурая. Блеск у неокисленных кристаллов сильный полуметаллический или алмазный. Просвечивает в очень тонких осколках. Спайность ясная по (001), менее ясная по (101) и (112). Излом неровный. Хрупок. Твердость 5—5,5.

В HCl растворяется с выделением хлора. Горячий раствор равных количеств H_2SO_4 и H_2O окрашивается в розово-фиолетовый или розовый цвет. Перл буры в окислительном пламени окрашивается в фиолетовый цвет. Для точной диагностики необходимы минераграфические исследования.

Криптомелан — $K_{1-2}Mn_8O_{16} \cdot xH_2O$. Химический состав непостоянный. Mn (преимущественно Mn^{4+} , частично Mn^{2+}) замещается Cu, Zn, Co, Ni. K изоморфно замещается Ba, иногда Na. В зависимости от соотношения содержания K и Ba проявляется замещение кислорода гидроксильными группами. Обычно содержит некоторое количество адсорбированной воды, иногда U. Тетрагональный или моноклинный.

Кристаллы короткопризматические, иногда иголячатые. Агрегаты почковидные, скрытокристаллические плотные или рыхлые тонкозернистые и тонковолокнистые метаколлоидные. Цвет стальной, голубовато-серый, черный. Черта коричневатая-черная. Блеск полуметаллический. Непрозрачный. Твердость 6—6,5, у волокнистых агрегатов 1.

Вскипает от действия H_2O_2 . С точностью может быть установлен по данным химического анализа и рентгенометрически.

Голландит — $(Ba, K)_{1-2}Mn_8O_{16} \cdot xH_2O$. Mn, содержащийся преимущественно в виде Mn^{4+} , изоморфно замещается Mn^{2+} , Fe^{3+} , Ti. Ba изоморфно замещается K, Pb, Na. Тетрагональный или моноклинный. Кристаллы призматические, удлиненные по оси c. Обычны полисинтетические двойники. На гранях призм штриховка вдоль оси c. Агрегаты тонкозернистые, шестоватые или иголячатые, плотные, массивные, тонкие колломорфные, корковидные. Цвет на свежем сколе серебристо-серый с металлическим блеском. На воздухе становится черным со смолистым или полуметаллическим блеском. Черта черная. Непрозрачный. Спайность ясная по (110). Легко раскалывается на штрихованные осколки или волокна параллельно оси c. Хрупкий. Твердость 6 на гранях кристалла, на плоскостях излома меньше.

Для диагностики важны химический анализ и рентгенометрия. Часто находится в тесном срастании и образует парагенетическую ассоциацию изоструктурных минералов — голландита, коронадита и криптомелана. При этом более ранние ассоциации имеют колломорфное строение, более поздние образуют петьельчатые и ячеистые текстуры.

Тодорокит — $(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Ba})_2\text{Mn}_5^{4+}\cdot\text{O}_{12}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — ромбический или моноклинный. Встречается в полосчатых, сферолитовых, волокнистых, почко- и дендровидных агрегатах, состоящих из мелких игольчатых кристаллов, иногда губчатый. Цвет темно-коричневый, черный. Черта темно-коричневая. Блеск металлический, иногда полиметаллический. Спайность совершенная по (001) и (100). Мягкий, пачкает бумагу. Притягивается электромагнитом. Твердость 1,5—2,5.

Растворяется в HCl с выделением Cl. Легко растворяется в подкисленной H_2O_2 . Реактивы действуют более сильно, чем на криптомелан.

Псиломелан (романешит) — $(\text{Ba}, \text{K}, \text{Mn}, \text{Co})_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}\cdot x\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный или ромбический. Встречается в землистых и плотных тонкокристаллических образованиях, характерных натечных концентрически-зональных формах, почковидных, оолитовых, конкреционных и дендритовых агрегатах. Цвет от темно-стально-серого до черного. Черта коричнево-черная до черной, блестящая. Блеск полуметаллический до матового у рыхлых разновидностей. Непрозрачен. Хрупкий. Твердость 5—6, у землистых разновидностей меньше.

В HCl растворяется с выделением хлора. Горячая смесь H_2SO_4 и H_2O окрашивается порошком псиломелана в розовый цвет. Перед паяльной трубкой растрескивается и окрашивает иламя в зеленый цвет. Неплавкий или слегка оплавляется. В закрытой трубке многие разновидности выделяют воду.

Манганит — MnOOH — моноклинный. Кристаллы коротко- и длиннопризматические до игольчатых. На призматических гранях грубая вертикальная штриховка. Распространены двойники срастания, прорастания, коленчатые, крестовидные. Обычны скрытокристаллические и тонкозернистые агрегаты в виде плотных корок, полусферических стяжений, оолитов, пизолитов, сплошных плотных, реже землистых масс. На стенках пустот и внутренней поверхности органических остатков часто образует агрегаты копьевидных и тонкокристаллических кристалликов. Темный стально-серый до черного, гидроманганиты бурые. Часто буровато-черная или пестрая побежалость. Черта бурая, красновато-бурая. Блеск полуметаллический в кристаллах, матовый в агрегатах. В тонких осколках иногда слабо просвечивает. Спайность весьма совершенная по (010), совершенная по (110), несовершенная по (001). Излом неровный. Хрупок. Твердость 3,5—4.

В HCl растворяется с выделением хлора. В небольших количествах растворяется в H_2SO_4 . В смеси равных количеств H_2SO_4 и H_2O не окрашивает раствор в розовый или розово-фиолетовый цвет. Перед паяльной трубкой не плавится. В закрытой трубке выделяет воду. С бурой и фосфорной солью реагирует на Mn.

ОКИСЛЫ КРЕМНИЯ

α -Кварц — SiO_2 — тригональный. Аллотрипный кварц встречается в изометричных обломках неправильной формы разной степени округленности: от остроугольных до округленных. Некоторые зерна имеют правильные кристаллографические очертания. Отмечаются корродированные и регенерированные зерна. Часто содержит включения минералов и минералообразующей среды.

Обычно бесцветный, реже молочно-белый, желтоватый и других оттенков, иногда черный. Блеск стеклянный. Прозрачный, полупрозрачный и непрозрачный при обилии включений. Иногда поверхность покрыта

пигментной пленочкой гидроокислов железа. Спайность выражена слабо. Излом раковистый. Твердость 7.

Устойчив к воздействию химических реактивов: порошок растворяется только в плавиковой кислоте. Перед паяльной трубкой не плавится. С содой плавится со вспучиванием.

Волокнистые разновидности кварца представлены халцедоном, кварцином и лютецитом. Их агрегаты в срезах обладают концентрически-зональным или полосчатым строением. Отличие их друг от друга возможно в шлифах.

α -Тридимит — SiO_2 — ромбический (псевдогексагональный). Наблюдается в виде гексагональных пластинок, клиновидных кристаллов, веерообразных групп кристаллов, мелкокристаллических агрегатов. Обычно двойники сростания и прорастания. Угол между базопинакоидами у кристаллов-двойников $35^\circ 18'$, у тройников $70^\circ 36'$. Цвет белый, сероватый, желтоватый, бесцветный. Блеск стеклянный, на (0001) перламутровый. Прозрачен или просвечивает. Спайность несовершенная по (0001) и $(10\bar{1}0)$ под углом 60° . Твердость 6,5. Растворяется в горячем насыщенном растворе соды.

α -Кристобалит — SiO_2 — тетрагональный (псевдокубический). Кристаллы октаэдрического, реже кубического или скелетного облика, часто образуют двойники по шпинелевому закону. Агрегаты почковидные, сферолиты скрытокристаллические и тонковолокнистые. Цвет белый, молочно-белый, в почковидных корочках слегка голубоватый. Черта бесцветная. Блеск тусклый или стеклянный. Полупрозрачный. Спайность не наблюдается. Излом мелко раковистый. Твердость 6,5—7. Хрупкий. Растворим в кипящей соде. В кислотах, кроме HF, нерастворим. При нагревании до $200\text{--}270^\circ\text{C}$ становится мутным, после охлаждения — прозрачным. Волокнистые разновидности кристобалита представлены люссатитом и люссатином, чешуйчатые — псевдолюссатином.

Опал — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Рентгеноаморфная разновидность опала носит название опал-А. Он является главной составной частью панцирей диатомей, спикул кремнистых губок, скелетов радиолярий, некоторых фораминифер и мшанок. В опоках и трепелах, по данным растровой электронной микроскопии [Муравьев, 1983], слагает ядра глобулярных частиц — леписфер, внешние зоны которых представлены неупорядоченным кристобалитом, или опалом-СТ. Так как между собой они образуют тесные сростания, ни в образцах, ни в шлифах опал-А и опал-СТ неразличимы (за исключением люссатита, см. кристобалит) и обычно рассматриваются под общим названием опал.

Цвет молочно-белый или сероватый, в зависимости от примесей может быть желтоватым, голубоватым, буроватым, красноватым, зеленым или черным. Для полупрозрачных разновидностей типична призация. Черта белая до слабо окрашенной (для цветных разновидностей). Обычно матовый, блеск отсутствует, в плотных натечных разновидностях блеск до стеклянного. В пористых массах имеет низкую твердость (в диатомитах — 1, в опоках — 2,5), мажется. В плотных стеклоподобных бедных водой разновидностях твердость 5,5—6,5. Хрупкий. Излом раковистый до неровного.

При нагревании сильно растрескивается. В закрытой трубке (пробирке) выделяет воду. В кислотах не разлагается. Растворяется в KOH и HF. Обезвоженный опал с шипением растворяется в соде.

ОСТРОВНЫЕ СИЛИКАТЫ

Циркон — $\text{Zn}[\text{SiO}_4]$ — всегда содержит некоторое количество HF, часто присутствуют Fe^{3+} , Al, U, Th и другие элементы. Цирконы с повышенным содержанием Hf и Th (дипирамидальные) называются малаконами, содержащие U_3O_8 (призматические) — циртолитами. Тетрагональный. В материнских породах (гранитоидах) форма кристаллов

Химический состав и цвет гранатов

Минерал	Химический состав	Цвет
Пироп	$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	Темный, кроваво-красный, часто прозрачен
Альмандин	$Fe^{2+}Al_2[SiO_4]_3$	Темно- или буро-красный с синеватым оттенком, иногда прозрачен
Спессартин	$Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	Желтовато-красный до красно-бурого
Уваровит	$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	Изумрудно-зеленый
Гроссуляр	$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	Зеленый, серо-зеленый, иногда красно-бурый
Андралит	$Ca_3(Fe^{3+}, Ti)_2[SiO_4]_3$	Бурый, зеленовато-бурый. Демантоид прозрачный зеленый. Меланит и шорломит черные
Гидрогроссуляр	$Ca_3Al_2Si_2O_8 \cdot [SiO_4]_{1-m}(OH)_{4m}$	Бесцветен или слабо окрашен

меняется от дигипирамидальной и сильноукороченной по оси *c* до призматической, тонкопластинчатой и игольчатой. Зависит от увеличения скорости кристаллизации. Цвет коричневый разных оттенков до белого и бесцветного, пурпурный (гиацинт), зеленый, черный (малакон). Разнообразие морфологии сохраняется и в аллотипном цирконе. Это хорошо образованные нередко зональные бесцветные кристаллы короткостолбчатого или удлиненно-призматического бипирамидального облика. Нередко встречаются обломки кристаллов и окатанные изометричные эллипсоидальные бледно-желтые и розоватые зерна. Включения обычны и представлены пузырьками жидкости и газа, цирконом, рутилом, турмалином.

При нагревании не плавится. В кислотах не растворяется. При сплавлении порошка с содой разлагается, раствор сплава в 10-процентной HCl на фильтровальной бумаге окрашивается раствором ализарина в красно-бурый цвет с появлением хлопьевидного осадка. Цвет не исчезает от прибавления 3-процентной HCl.

Гранаты — кубические. Химический состав и цвет приведены в табл. 1.

Гранаты представляют собой твердые растворы, в которых преобладают два минерала, а остальные составляют 10—20 мол.%. А. Н. Винчелл [1949] считает, что в группе граната должно быть выделено только два минеральных вида: (Mg, Fe, Mn)Al-гранаты пиральспиты (по начальным частям названий пироп, альмандин и спессартин) и Ca (Al, Fe, Cr)-гранаты уграндиты (по названиям уваровита, гроссуляра и андрадита). Между ними отсутствует полный изоморфизм.

В осадочных образованиях гранаты встречаются в форме обломков разной степени округленности — от остроугольных до круглых. Реже наблюдаются кристаллы с правильными кристаллографическими очертаниями — ромбододекаэдрического или тетрагонтриоктаэдрического габитуса. Поверхность зерен гладкая, реже шершавая, в отдельных зернах ступенчатая и с клинообразными выростами. Пиропы, претерпевшие сильное растворение, превращаются в кубоиды. Блеск жирный, стеклянный, иногда близкий к алмазному (андрадит) или алмазный (шорломит). Спайность по (110) несовершенная, обычно отсутствует. Излом неровный до полураковистого. Твердость 6,5—7,5 (пиральспиты).

Легко узнаются по облику зерен, блеску, твердости. Перед паяльной трубкой, за исключением хромовых гранатов, легко плавятся, образуя шарики, окрашенные в различные цвета. Железистые разновидности становятся магнитными. В HCl с большим трудом растворяется лишь андрадит, выделяя студенистый кремнезем.

Хлоритонд — $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_3[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_4$. Колебания химического состава обусловлены изоморфными примесями: $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ от 0 до 40, $\text{Mn} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ от 0 до 17, $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Al}$ от 0 до 10 ат.%. Хлоритонд, обогащенный магнием, называется сисмондином, марганцем — оттрелитом. Моноклинный. Является характерным минералом глинистых пород низкой и средней ступеней метаморфизма. В осадках и осадочных породах обычно встречается в неправильных уплощенных и удлинённых зернах. Почти всегда заполнен тонкой углистой пылью, часто содержит включения кварца, магнетита, ильменита, турмалина, рутила. Темно-зеленый, в тонких обломках серовато-синий, зеленый. Черта зеленовато-белая. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности иногда слабый перламутровый. Спайность совершенная по (001), умеренная по (110), отдельность по (010). Твердость 5—6. Хрупкий.

От исходных хлоритов отличается высокой твердостью и хрупкостью. В H_2SO_4 разлагается.

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ

Каолинит — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ — триклинный или моноклинный. Хорошо образованные пластинчатые кристаллы каолинита встречаются исключительно редко, размер их лишь иногда достигает 1 мм. Обычны микроскопические изогнутые, червеобразные кристаллические образования, тонко- и крупнозернистые пластинчатые и чешуйчатые агрегаты и землистые массы. Рыхлый, напоминающий мел, или массивный плотный. На ощупь жирный. Отдельные чешуйки бесцветны. Сплошные массы имеют белый цвет, нередко с красноватым, буроватым, зеленоватым и голубоватым оттенком. Блеск отдельных чешуек и пластинок перламутровый, сплошных масс — матовый. Спайность по (001) весьма совершенная. Твердость 1 — 2,5.

Сильно гигроскопичен: в высушенном виде липнет к языку. При смачивании пахнет глиной. Капля воды впитывается в течение 30 с, форма капли округлая, выпуклая, смоченный участок имеет небольшую гладкую круглую поверхность. В воде не разбухает, дает необычайно пластичное тело. В закрытой трубке выделяет воду. Перед паяльной трубкой не плавится. HCl и HNO_3 почти не действуют. В H_2SO_4 разлагается при сильном нагревании. Прокаленный до температуры 500°C полностью разлагается в HCl . Свободные от примеси железа образцы при прокаливании с $\text{Co}[\text{NO}_3]_2$ принимают красивый синий цвет (присутствие Al). 0,01-процентный раствор метиленового голубого окрашивает суспензию каолинита в фиолетовый цвет; окраска сохраняется при добавлении насыщенного раствора KCl .

Галлуазит — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Встречается в плотных гелеподобных полуматовых с восковым блеском в массах. В сыром состоянии («сметана») очень вязок и пластичен, напоминает каолинит. Плотный галлуазит, высушая на воздухе, необратимо обезвоживается, растрескивается и рассыпается на мелкие угловатые обломки метагаллуазита. Цвет белый с желтоватым, буроватым, красноватым, голубоватым или зеленоватым оттенком. Твердость 1—2,5, у костевидного до 4 и более. Хрупкий. Излом раковистый.

При нагревании не плавится. В закрытой трубке выделяет много воды. В кислотах и щелочах частично разлагается, особенно при нагревании. При прокаливании с раствором $\text{Co}[\text{NO}_3]_2$ дает синее окрашивание. В воде постепенно крошится без набухания. В сухом состоянии липнет к языку.

Пирофиллит — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ — моноклинный. Образует мелкие листоватые пластинки с пластинчатой спайностью, радиально-лучистые кристаллы и иглы, плотные сферолитовые агрегаты мелких кристаллов. Цвет белый, желтый, светло-голубой, сероватый или буровато-зеленый.

Блеск стеклянный с перламутровым отливом для пластинчатых агрегатов. Нередко полупрозрачный. Спайность по (001) совершенная. Твердость около 1. На ощупь жирный. В тонких листочках гибкий.

При нагревании расщепляется на тончайшие листочки и обращается в снежно-белую массу. При прокаливании в закрытой трубке выделяет воду и принимает серебристый отлив. При прокаливании с $\text{Co}[\text{NO}_3]_2$ имеет синий цвет. В кислотах не разлагается.

Тальк — $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ — моноклинный. Встречается в листочках и чешуйках, мелкозернистых и скрытокристаллических (стеатит) агрегатах. Бледно-зеленый, белый с зеленоватым, желтоватым, буроватым оттенком. Блеск стеклянный. Тонкие листочки прозрачны или просвечивают. Спайность по (001) совершенная. Твердость 1. На ощупь жирный. В тонких листочках гибкий.

Перед паяльной трубкой белеет, расщепляется, с трудом оплавляется по краям в белую эмаль. После сильного прокалывания приобретает значительную твердость (до 6). В кислотах нерастворим. При прокаливании с $\text{Co}[\text{NO}_3]_2$ становится в отличие от пирофиллита бледно-розовым.

Монтмориллонит — $\text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4\{(\text{Al}_{1,67}\text{Mg}_{0,33})\cdot[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\}^{0,33}$. Обладает способностью обменивать основания. Моноклинный. В сухом состоянии плотный, матовый, с неровным изломом. Цвет белый, с сероватым, зеленоватым или синеватым оттенком, иногда розоватый. Спайность микроскопических чешуек совершенная по (001), ясная по (110). Твердость 1—2. На воздухе теряет воду и становится порошковатым. В воде сильно набухает, образуя студенистую желеобразную массу. Флоридиновые глины в воде распадаются на мелкие кусочки. По наблюдениям А. Г. Бетехтина [1956], выходы бентонитовых глин, богатых монтмориллонитом, после дождей превращаются в густую массу скользящего студня. При высыхании они растрескиваются и одновременно всучиваются под влиянием разбухания внутренних участков. В результате они приобретают сморщенный, сильно трещиноватый, напоминающий кораллы, вид. В сухую погоду их поверхность очень рыхлая. К языку не прилипает. Капля воды на поверхности впитывается 4 мин, имеет плоскую форму, растекается на значительном участке, контур на влажной поверхности неправильный, рваный, амёбовидный. 0,01-процентный раствор метиленового голубого окрашивает суспензию монтмориллонита в фиолетовый и фиолетово-синий цвет, насыщенный раствор солянокислого бензида — в голубой, голубовато-синий или глубокий синий, 0,01-процентный раствор хризидина — в кирпично-, желто-красный цвет.

Сапонит — $(0,5\text{Ca}, \text{Na})_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4\{(\text{Mg}_{3-2,23}\text{Fe}_{0-0,75})_3\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}\} \times (\text{OH})_2\}^{0,33}$ — моноклинный. Наблюдается в виде отдельных чешуек, сферолитов, чешуйчатых агрегатов, псевдоморфозах по вулканическому стеклу, глиноподобных землистых массах. Цвет светлый зеленовато-серый, желтовато-, зеленовато-бурый, буровато-коричневый. Размер чешуек не более 0,5 мм. Твердость до 2,5. Хрупкий. Разбухающей способностью, как монтмориллонит и бейделлит, по-видимому, не обладает.

В сухом состоянии к языку не липнет. Перед паяльной трубкой в тонких кусочках оплавляется с трудом. Выделяет воду и чернеет. Разлагается серной кислотой. 0,01-процентный раствор метиленового голубого окрашивает суспензию в голубой цвет, с добавлением насыщенного раствора KCl окраска становится зеленовато-голубой.

Пальгорскит — $\{\text{Al}_{2x}\text{Mg}_{5-3x-y}(\text{H}_2\text{O})_4(\text{OH})_2[\text{Si}_5\text{O}_{20}]\}\text{Ca}_y \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, где $0,13 < x < 0,7$; y обычно ~ 0 . Ромбический или моноклинный. Агрегаты имеют спутанно-волокнистое строение и оригинальные физические свойства, отразившиеся в старых названиях минерала: горная кожа, горная пробка, горное дерево и др. Белый, иногда с желтоватым или серый с желтоватым или буроватым оттенком. В свежем состоянии размазывающийся, после длительного пребывания на поверхности жесткий, пористый, плавет в воде. Твердость 3.

При прокаливании легко сплавляется в желтоватое пузыристое стекло. При 700—800 °С спекается в твердую (твердость более 5) массу. В горячей H_2SO_4 разлагается с выделением скелета кремнезема.

Сепиолит (морская пенка) — $\{Mg_{3-x}Fe_{2x}(H_2O)_4 \times (OH)_4 \times [Si_{12}O_{30}]\} \times 4H_2O$ — ромбический или аморфный. Сплошные глиноподобные массы, при увлажнении сметанообразные, но не разбухающие от воды и не пластичные, фарфоровидные после высыхания. Иногда спутанно-волокнистый, несколько жирный на ощупь. Пористый, сильно прилипает к языку. В сухом состоянии плавает в воде. Цвет серовато-белый, белый, кремовый, красноватый, голубовато-зеленый. Непрозрачный. Мягкий. Твердость 2—2,5.

В закрытой трубке при температуре красного каления обезвоживается (с запахом гари). Перед паяльной трубкой некоторые разности чернеют, потом белеют и с трудом оплавляются по краям. При прокаливании с раствором $Co(NO_3)_2$ окрашивается в розовый цвет. В 10-процентной HCl растворяется в течение 12—48 ч с выделением геля кремнезема.

СЛОИСТЫЕ АЛЮМОСИЛИКАТЫ

Вермикулит — $Mg_x(H_2O)_4\{Mg_{3-x}[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$ — моноклинный. Встречается в виде мельчайших чешуек, но когда является продуктом изменения крупных кристаллов биотита — в виде крупных пластинок. Цвет бурый, зеленоватый, желтоватый или почти бесцветный. Блеск по сравнению с биотитом слабее, часто жирный. Спайность по (001) совершенная. Твердость 1,5. Упругость тонких листочков слабая или отсутствует.

По внешним признакам похож на выветрелый биотит или хлорит. При нагревании расслаивается, вспучивается, увеличиваясь во много раз в объеме и вытягиваясь в длинные червеобразные формы.

Гидрослюда — $\{Al_{2-x}(OH)_2[Si, Al]_2O_5\}_2K_{<1}(H_2O)$ — моноклинная. Минерал наиболее широко распространенных глинистых пород: пластичных глин и аргиллитов, а также метаморфизованных образований — сланцеватых аргиллитов. Встречается в микроскопических удлинено- и изометрично-пластинчатых чешуйках. Цвет белый или различных бледных оттенков. Вследствие примесей окраска разнообразна: белесая, голубоватая, коричневатая, зеленая, бурая, а в случае присутствия органики — черная. Часто содержит песчаную, алевротовую, иногда гравийную примеси. Спайность по (001) совершенная. Твердость 1—2. Породы, содержащие обломочную примесь, имеют шероховатый излом. Тонкодисперсные аргиллиты обладают плитчатостью и гладким матовым, раковистым и яшмовидным изломом.

Гидрослюдистые глины малопластичны, в воде не разбухают, но распадаются на мелкие комочки, чешуйки, пластинки. Аргиллиты в воде не размокают или размокают с большим трудом. Сланцеватые аргиллиты в воде не размокают. 0,01-процентный раствор метиленового голубого окрашивает суспензию гидрослюды (типа монотермита) в фиолетовый и фиолетово-синий цвет. При добавлении насыщенного раствора KCl окраска становится бирюзово-, светло-, сине-голубой. Насыщенный солянокислый раствор бензидина суспензию не окрашивает либо она приобретает грязновато-синий, сине-голубой цвет. 0,01-процентный раствор хризоидина окрашивает суспензию в желтый нечистый с коричневым или красным оттенком цвет.

Глауконит — $\{(Fe^{3+}, Fe^{2+})_{2-2,5}(OH)_2 \cdot [Al_2Si_{2-2}O_5]_2\}K_{<1} \cdot nH_2O$. Различные минералы внутри группы глауконита ведутся по преобладающему минералообразующему катиону: железистые (Fe^{3+}) — глауконит, алюминистые — сколит, магниезальные — булайинит. В этих минералах имеет место прямая корреляция Mg и Fe^{2+} , отношение которых остается близ-

ким 3 : 1. Гидротермальные глаукониты, называемые селадонитами, содержат двухвалентные катионы, связанные обратной зависимостью.

Округленная мелкая форма большинства зерен глауконита указывает на его образование путем стяжения вещества из окружающего илового осадка с захватом тонких механических примесей. Известны выделения глауконита в раковинах фораминифер и гастропод. Часто отмечается развитие его по спикулам губок, скелетам радиолярий, растительной ткани, замещение алюмосиликатов, особенно пластинок биотита, обволакивания зерен кварца. Цвет варьирует в широких пределах: от буровато- и темно-зеленого до желтовато-, бледно-зеленого и редко до бесцветного. В одном образце могут присутствовать зерна разной окраски. Блеск обычно матовый, у плотных разновидностей стеклянный. Непрозрачен. Спайность по (001) устанавливается редко, только в крупных индивидах. Твердость 2.

Легко узнается по цвету, форме зерен, низкой твердости. Легко сплавляется в темное магнитное стекло. Некоторые разновидности растворяются в HCl. 0,01-процентный раствор метиленового голубого окрашивает суспензию глауконита в синий или фиолетово-синий цвет. При добавлении насыщенного раствора KCl окраска остается синей. Насыщенный солянокислый раствор бензидина окрашивает суспензию в сине-, зеленовато-голубой цвет; 0,01-процентный раствор хризоидина — в кирпично-красный.

Клинохлор — $(Mg, Al)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2Mg_3(OH)_6$ — моноклинный. Встречается в гексагональных пластинках, таблечках, редко призматических и бочонковидных кристаллах. Часто в чешуйчатых до скрыточешуйчатых агрегатах. Цвет от травяно- до бледно-зеленого, желтый, иногда белый (лехтенбергит) с сероватым, розоватым или фиолетовым оттенком. В тонких листочках прозрачный или просвечивает. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Спайность по (001) весьма совершенная. Твердость 2—2,5. Листочки мягкие, гибкие, неупругие.

При прокаливании расщепляется, но не плавится. При сильном прокаливании, вследствие потери гидроксильных ионов, белеет. Полностью разлагается в H_2SO_4 .

Шамозит — $(Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot 3(Fe, Mg)(OH)_2$ — моноклинный. Образует оолитовые стяжения с концентрически-зональным строением, сгустки, мелкочешуйчатые или скрытокристаллические землистые агрегаты, входит в состав цемента обломочных пород. Цвет желтый, зеленовато-серый или зеленовато-бурый до черного. Блеск матовый или слабый стекловидный. Непрозрачный. Твердость 2,5—3.

Перед паяльной трубкой в окислительном пламени краснеет, в восстановительном — сплавляется в черное магнитное стекло. Разлагается в HCl с выделением студенистого кремнезема.

Бертерин — $(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg)_{2-3}[(Si, Al)_2O_5](OH)_4$ — моноклинный. Ранее выделялся как шамозит — 0,7 нм. Образует мелкие стяжения, конкреции, выполняет прожилки, поры и пустоты, отдельные линзы и прослои в бокситах и латеритах, встречается в перекрывающих бокситы черных и темно-зеленых бертерьиновых глинах и аргиллитах, присутствует в железорудных месторождениях, в форме оолитов наблюдается в морских отложениях в ассоциации с гидроокислами железа, каолинитом, шамозитом, сидеритом, иногда глауконитом. Цвет от голубовато-серого и темно-зеленого до черного блестящего и матового смоляноподобного. Твердость 3. Достоверная диагностика по данным рентгенографии.

КАРКАСНЫЕ АЛЮМОСИЛИКАТЫ

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Представляют собой твердые растворы $K[AlSi_3O_8]$ и $Na[AlSi_3O_8]$. Наиболее высокотемпературные формы обладают полной смесимостью. При охлаждении имеют место распад твердых растворов

и образование двух фаз, в одной из которых преобладает калий, в другой — натрий. Такие структуры носят название пертитов. Примесь $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ незначительна. Щелочные полевые шпаты разделяются на четыре серии. В серии высокий альбит — высокий санидин из природных образований встречаются лишь калиевые разновидности, содержащие более 67 % $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Они имеют моноклинную сингонию и представлены высокотемпературным санидином с неупорядоченной структурой. В серии высокий альбит — низкий санидин растворимость ограничена. Несмешивающиеся фазы имеют место на концах серий. Члены с высоким содержанием натрия (менее 37 % $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) имеют триклинную сингонию и названы а н о р т о к л а з а м и. Калиевые члены кристаллизуются в моноклинной сингонии и представлены санидинами. В серии низкий альбит — ортоклаз большая часть составов содержит 20—25 % $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, гетерогенна; она состоит из калиевого полевого шпата с вростками альбита и называется ортоклаз-микрпертитамми. Составы с содержанием 85—100 % $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ гомогенны и представлены моноклинным низкотемпературным ортоклазом. Наиболее чистая по составу разновидность ортоклаза носит название адуляра. В серии низкий альбит — микроклин твердые растворы ограничены еще больше. Фазы распада имеют крупные размеры и являются пертитом или микрпертитом. Они представлены м и к р о к л и н о м, который первоначально выделялся исследователями как одна фаза. Кристаллы имеют призматический облик.

Форма обломков неправильная, угловато-окатанная, призматическая, нередко со ступенчатыми сколами, обусловленными спайными поверхностями по (001) и (010) под углом почти 90°. Для ортоклаза (свежего) и санидина более характерна белая, сероватая и желтоватая окраска, для микроклина — розоватая до коричневой. Ортоклаз, переполненный мельчайшими включениями вторичных продуктов, буроватый, обычно непрозрачный, просвечивает лишь в краях. Адуляр прозрачен. Черта белая. Блеск стеклянистый, особенно у адуляра и санидина, у микроклина на плоскостях спайности слегка перламутровый. Твердость 6—6,5. Хрупкие, раздавливаются с трудом. Макроскопически щелочные полевые шпаты мало отличимы друг от друга. Быстрая идентификация группы в целом и отличие ее от плагиоклазов и кварца достигаются методом окрашивания. Для этого порода обрабатывается парами 40-процентной HF до 4—5 мин. После промывания породу помещают на 2—5 мин в концентрированный раствор $\text{Na}_3[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$ и затем промывают. При достаточном травлении щелочные полевые шпаты окрашиваются в ярко-желтый цвет, у плагиоклазов появляется белый налет, кварц изменениям не подвергается. Травление можно вести прямым методом (5—10 с) и применять другие реактивы. В 0,1-процентном растворе софранина щелочные полевые шпаты приобретают оранжевую окраску, плагиоклазы — краснофиолетовую. Метиленовый голубой окрашивает щелочные полевые шпаты в голубой цвет, плагиоклазы в синий, кварц остается бесцветным.

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Представляют собой непрерывный изоморфный ряд двух компонентов: альбита $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и аортита $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. В количестве до 12 % присутствует ортоклазовая составляющая $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Группа плагиоклазов включает шесть минералов: а л ь б и т, о л и г о к л а з, а н д е з и н, л а б р а д о р, б и т о в н и т, а н о р т и т. В соответствии с предложением Е. С. Федорова они обозначаются с помощью номеров, отражающих процентное содержание аортита: 0—10, 11—30, 31—50, 51—70, 71—90, 91—100. По относительному количеству кремнекислоты плагиоклазы № 0—30 относят к кислым, № 31—50 — к средним и № 51—100 — к основным разновидям. Триклинные. Хорошо образованные таблитчатые кристаллы встречаются редко. Обычно строго парал-

лельные двойники, но они распознаются лишь под микроскопом. Преобладающие основных и средних плагиоклазов при полном отсутствии кварца является, по мнению некоторых исследователей, одним из критериев выделения вулканогенной примеси в обломочных породах.

Форма обломков неправильная или таблитчатая, иногда со ступенями скола, обусловленными спайными поверхностями по (001) и (010) под углом около 86° . Реже наблюдаются слабо окатанные и еще реже хорошо окатанные зерна.

Цвет белый, иногда с желтоватым, сероватым или зеленоватым (за счет развития чешуек серицита) оттенком. Просвечивают, в тонких обломках иногда прозрачны. Черта белая. Блеск стеклянный. Твердость 6—6,5. Хрупкие. Раздавливаются средне или с трудом.

БАРИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

У. А. Дир и др. [1966] к бариевым разностям относят полевые шпаты, в которых содержание бария превышает 2 % BaO. Бариевые полевые шпаты структурно очень близки к калиевым и образуют изоморфную серию ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$, целъзиан $Ba[Al_2Si_2O_8]$. Промежуточным членом является гялофан. А. А. Годовиков [1975], учитывая, что некоторые полевые шпаты содержат до 68 % $Ca[Al_2Si_2O_8]$ и 10 % $Ba[Al_2Si_2O_8]$, намечает ряд $Ba[Al_2Si_2O_8]-Ca[Al_2Si_2O_8]$ и рассматривает подобные полевые шпаты представителями четверной системы: $K[AlSi_3O_8]-Na[AlSi_3O_8]-Ca[Al_2Si_2O_8]-Ba[Al_2Si_2O_8]$. Гялофан структурно близок к ортоклазу, целъзиан — к анортиту.

Из бариевых полевых шпатов наиболее распространен г я л о ф а н — $(K, Na, Ba)[AlSi_3O_8]$. Имеет моноклинную сингонию. Содержит от 5 до 30 % целъзианового компонента. Кристаллы близки к ортоклазу и адуляру. Для зерен характерен ступенчато-неровный излом, обусловленный совершенной спайностью по (001) и хорошей по (010). Водянопрозрачный, иногда серый с желтоватым, зеленоватым или голубоватым оттенком, реже красный. Черта белая. Блеск стеклянный, на некоторых гранях и плоскостях спайности перламутровый. Твердость 6—6,5.

Плавится с большим трудом. В кислотах не растворяется. Ввиду чрезвычайного сходства с ортоклазом большое значение для диагностики приобретает метод окрашивания бариевых полевых шпатов родизонатом натрия. Образец или препарат в течение 30—40 с протравливается парами или непосредственно плавиковой кислотой, после чего подвергается обработке 1—2-процентным водно-глицериновым раствором родизоната натрия (C_6NaO_6). В течение 10—60 с появляется характерное красное окрашивание. Окраска усиливается при воздействии 5-процентным раствором HCl. После обработки препарат промывают дистиллированной водой. Не содержащие бария калишпаты и плагиоклазы родизонатом натрия не окрашиваются.

ЦЕОЛИТЫ

Являются водными алюмосиликатами щелочей и щелочных земель. В отличие от полевых шпатов алюмосиликатный каркас содержит полости и каналы, заполненные катионами Ca, Na или K и молекулами воды. Способность к ионному обмену и обратимой дегидратации — характерное свойство цеолитов, которое не зависит от вторичных элементов структуры, используемых обычно в качестве основного классификационного признака. Важной характеристикой цеолитов, определяющей их ионообменные свойства, термическую и химическую устойчивость, является относительное содержание Si и Al в каркасе. Высокое содержание Al увеличивает обменную емкость, но в то же время понижает химическую и термическую устойчивость и нередко эффективный диаметр полостей и каналов. С этой точки зрения представляют интерес высококремнистые

(стильбит, гейландит, клиноптилолит, морденит, феррьерит и др.) и среднекремнистые (ломонтит, анальцим, филлипсит, фожазит, шабазит и др.) цеолиты.

Цеолиты встречаются в разнообразных типах отложений. Обязательное условие их образования — присутствие легко разлагающегося алюмосиликатного материала, обычно представленного пирокластикой. Ниже приводятся свойства наиболее распространенных средне- и высококремневых цеолитов.

Ломонтит — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Встречается в призматических кристаллах, столбчато-сноповидных и радиально-лучистых агрегатах. Белый, желтоватый, коричневатый. Черта белая. Блеск стеклянный, по плоскостям спайности — перламутровый. Прозрачный до полупрозрачного. Спайность совершенная по (010) и (110) под углом $93^\circ 45'$. Излом ступенчато-неровный. Твердость 3—3,5. На воздухе или при слабом нагревании теряет воду и превращается в мелоподобное образование — леонгардит.

С HCl дает студневидный осадок. При прокаливании сплавляется, спокойно или слабо пузырится в фарфоровидное стекло.

По сравнению с клиноптилолитом залегает в более глубоких частях разреза. Иногда может образоваться взамен кальцита при удалении углекислоты (дегазации) из гидротермального раствора.

Анальцим — $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ — кубический. Встречается в виде хорошо образованных кристаллов — тетрагон-триоктаэдров и их комбинации с кубом, а также в виде друз, зернистых агрегатов, кристаллических корочек, в цементе или структурах замещения. Обычно белый или бесцветный, иногда с сероватым, красноватым или зеленоватым оттенком при наличии примеси. Черта белая. Блеск стеклянный. Прозрачный почти до почти непрозрачного. Спайность плохая по (001). Излом неровный до раковистого. Твердость 5—5,5. Хрупкий.

При прокаливании легко сплавляется в прозрачное стекло. При нагревании выделяет воду и мутнеет. В HCl образует студень.

Филлипсит — $(0,5\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_3[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Обычно образует двойники прорастания ромбического или квадратного сечения, а также четвертинки в виде прямоугольных крестов в двух или трех направлениях. Встречаются радиально-лучистые агрегаты, редко столбчатые кристаллы. Бесцветный или белый с сероватым, желтоватым и красноватым оттенком. Черта белая. Блеск стеклянный. Прозрачный до непрозрачного. Спайность совершенная по (010) и (100). Излом ступенчато-неровный. Твердость 4—4,5. Хрупкий.

При прокаливании сильно крошится, частично вспучивается, затем плавится в белую эмаль. В HCl дает студневидный осадок. В океанах характерен для продуктов изменения базальтовой кластиков.

Стильбит (десмин) — $(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы уплощенные по (010). Обычно четверниковые сростания и расщепленные кристаллы сноповидной формы. Агрегаты параллельно-лпстоватого и параллельно-пластинчатого строения с округлыми формами расщепления с поверхности. Цвет белый с желтоватым или красноватым оттенком до оранжево-красного. Черта белая. Блеск сильный стеклянный, по спайности перламутровый. Прозрачный до полупрозрачного. Спайность совершенная по (010), ясная по (100). Излом пластинчатый, лучистый до занозистого. Твердость 3,5—4.

При прокаливании расщепляется, вспучивается, принимает вееро- и червеобразные формы и сплавляется в белую эмаль. Растворяется в HCl с выделением порошкового кремнезема.

Гейландит — $(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{AlSi}_7\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы уплощенные по (010) до таблитчатых клиновидных, иногда изометричные псевдотетрагональные (более низкотемпературные). Характерны расщепление и скручивание кристаллов с образованием чешуйчатой скульптуры на гранях, вплоть до сферолитов. Бесцветный, белый, желтый или кирпич-

но-красный за счет включений. Черта белая. Блеск перламутровый, особенно на поверхности неправильных кристаллов, сферолитов, плоскостей спайности, до стеклянного, в микрокристаллических агрегатах тусклый. Прозрачный до почти полупрозрачного. Спайность совершенная по (010). На плоскостях спайности иногда наблюдается секториальное (крестообразное) строение с волнистой поверхностью секторов. Твердость 3,5—4. Излом ступенчатый.

При прокаливании расщепляется, вспучивается и сплавляется в белую эмаль. В HCl в отличие от клиноптилолита дает студневидный осадок.

Клиноптилолит — $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2-3}\text{Al}_3(\text{Al}, \text{Si})_2\text{Si}_{13}\text{O}_{36} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. По структуре и свойствам очень близок к гейландиту, но отличается более высоким содержанием щелочных металлов и кремнезема.

Предпочтительнее развивается по кислому — среднему вулканическому стеклу, разложение которого легче создавало условия с высокой активностью кремнезема и низкой — алюминия. Для клиноптилолита характерны формирование при величинах pH = 8,5—9,5 и метастабильное равновесие с опалом, кристобалитом и вулканическим стеклом. При этом клиноптилолит является, по-видимому, более поздним образованием, чем леписферы.

Морденит — $(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{24}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ — ромбический. Образует удлиненно-призматические, игольчатые и волокнистые кристаллы, радиально-лучистые и спутанно-волокнистые ватообразные агрегаты. Волокна ломкие, мягкие, монокристаллический морденит может иметь твердость 3—4. Цвет белый, сероватый до темно-серого, зеленовато-серый, красноватый до коричневого. Черта белая. Блеск стеклянный до тусклого (в плотных агрегатах). Спайность совершенная по (100), ясная по (010), наблюдается под микроскопом. Подвержен постепенному обезвоживанию с потерей H_2O до 16 %. Хорошо восстанавливает потерянную воду. По формам выделений отличается от других цеолитов, в плотных агрегатах диагностируется по оптическим данным и рентгенографически.

БОРОСИЛИКАТЫ

Данбурит — $\text{Ca}[\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ — ромбический. Кристаллы призматические, похожие на топаз. Агрегаты зернистые, радиально-лучистые, шестоватые, сферолитовые, желваковые, массивные. Цвет белый, бледно-желтый, желтый, желто-бурый, иногда бесцветный, прозрачный. Черта белая. Блеск стеклянный. Спайность по (001) плохая. Излом неровный до раковистого. Твердость 7. Хрупкий.

При прокаливании сплавляется в бесцветное стекло. Капля концентрированной серной кислоты меняет красную или фиолетовую окраску данбурита, растертого с несколькими кристалликами хищализарина, на синюю.

ФОСФАТЫ

БЕЗВОДНЫЕ ФОСФАТЫ

Монацит — $(\text{Ce}, \text{Za}, \text{Th})[\text{PO}_4]$ — моноклинный. Встречается в уплощенных по (100), реже призматических, изометрических и пирамидальных кристаллах, угловатых, угловато-окатанных и хорошо окатанных уплощенных обломках. Цвет чаще красновато-бурый, коричневый, иногда желтый, белый, зеленоватый. Черта белая или слегка окрашена. Блеск жирный до стеклянного на плоскостях спайности. Непрозрачен до полупрозрачного. Спайность совершенная по (001), ясная по (100), пересекается под углом 76°. Излом ступенчато-раковистый. Твердость 5—5,5.

При прокаливании не плавится. В HCl растворяется с трудом, выделяя белый осадок. Разлагается в горячей H_2SO_4 . Порошок, смоченный

H_2SO_4 , при прокаливании окрашивает пламя в зеленый цвет. С бурой дает стекло, в горячем виде желтое или желтовато-красное, по охлаждению бесцветное. Для открытия фосфора монацит сплавляют с КОН или смесью 5 частей Na_2CO_3 и с 1 частью KNO_3 ; сплав растворяют в HNO_3 и прибавляют молибденово-кислый аммоний. Присутствие фосфора вызывает образование желтого осадка фосфоромолибдата аммония.

Апатит — $Ca_5[PO_4]_3(OH, F, Cl)$ — гексагональный. Наиболее типичные представители апатита образуют изоморфную серию со следующими конечными членами: фторапатит — $Ca_5[PO_4]_3F$, хлорапатит — $Ca_5[PO_4]_3Cl$, гидроксилapatит — $Ca_5[PO_4]_3OH$. Отличается разнообразием облика и огранки кристаллов в материнских, преимущественно интрузивных, особенно кислых и щелочных, породах. Н. В. Путивцева [1985] показала, что по мере понижения общей кислотности пород, температуры кристаллизации или смены генераций габитус апатита меняется от призматических, короткопризматических и бочковидных сложных в огранке кристаллов до длиннопризматических простых гексагональных форм. Пластинчатую форму имеет гидротермальный апатит, игольчатую и тонковолокнистую — низкотемпературный постмагматический. Апатит промышленных месторождений отличается неправильной формой, иногда удлиненной, округлой, призматической или с частично развитыми гранями. От мелких и средних месторождений базитового состава к крупным месторождениям щелочной формации форма кристаллов апатита меняется от удлиненной до изометрической и округлой. Аллотипенный апатит находится обычно в округленных призматических и короткостолбчатых зернах, иногда с пирамидальными концами. Встречаются игольчатые кристаллы и базальные гексагональные формы. Цвет молочно-белый, реже буроватый, зеленоватый, голубовато-зеленый, розовый, бледно-лиловый, нередко бесцветен. Наиболее распространены среди аллотипенных апатитов бесцветные, то чистые, то с редкими включениями зерна. Отмечаются желтоватые и буроватые разности с неравномерной пятнистой или зональной окраской. Черта белая. Блеск слабый стеклянный или жирный. Прозрачен или просвечивает. Спайность по (0001) и (1010) плохая, практически не видна. Излом неровный, до раковистого. Твердость 5. Хрупкий, раздавливается средне.

Для целей диагностики важен шестигранный призматический облик. Плавится с трудом, даже в тонких осколках. Порошок, смоченный H_2SO_4 , окрашивает пламя в голубовато-зеленый цвет. В HCl и H_2SO_4 растворим. Азотно-кислый раствор с молибденово-кислым аммонием дает реакцию на фосфор (желтый осадок фосфоромолибдата аммония).

Фосфаты кальция группы апатита. Общая формула апатита приведена выше. В осадочных породах аутигенный хлорапатит практически не встречается. С другой стороны, характернейшей особенностью апатитов осадочного происхождения является присутствие в их структуре карбонат-иона, замещающего, по представлениям И. Д. Борнemann-Старынкевич и И. В. Белова [1940], ион PO_4^{3-} . Такие фосфаты часто именуют карбонатапатитами. Содержание CO_2 может достигать 6—7%. Разновидности, содержащие как гидроксил, так и фтор, рассматриваются в качестве франколитов (карбонатгидроксилфторапатитов).

Так как осадочные фосфаты обычно содержат некоторое количество тонкодисперсных примесей, оценку их состава ведут не по оптическим свойствам и абсолютным содержаниям основных окислов, а по соотношению химических компонентов. Так, для разделения карбонатных гидроксилфторапатитов применяется классификация Г. И. Бушинского [1956], выделившего франколит — $Ca_{10}P_{5,2}C_{0,8}F_{1,8}(OH)$ и высококарбонатную разновидность курскит — $Ca_{10}P_{4,8}C_{1,2}O_{22,8}F_2(OH)_{1,2}$. Наибольшим разнообразием состава отличаются фосфориты формации коры выветривания, континентальные и островные. Здесь встречаются разновидности от высококарбонатных до почти лишенных CO_2 и от фторапатита до гидроксил-apatита. Для их качественной диагностики в полевых условиях приме-

няют микрохимическую реакцию. Для этого используют смесь крепкой азотной кислоты с равным по объему водным раствором молибденово-кислого амония. На поверхности породы, содержащей фосфор, капля реактива вызывает появление ярко-желтого осадка. Иногда этим раствором обрабатывают тонкий порошок породы.

ВОДНЫЕ ФОСФАТЫ

Вивианит — $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы призматические и пластинчатые. Агрегаты радиально-лучистые, звездчатые, почковидные, конкреционные, часто землистые — «синяя железная земля». В свежем состоянии бесцветный, на воздухе быстро становится голубым, синим, темно-синим (керченит). Сильно окисленные образцы (оксикерченит или босфорит) имеют печеночно-бурую окраску. Черта белая до голубоватой, синей, бурой в окисленных образцах. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый, в землистых агрегатах тусклый. В кристаллах полупрозрачный до прозрачного. Спайность совершенная по (010), ясная по (100). Излом ступенчатый до занозистого по ровного в агрегатах. Твердость 1,5—2. Режется ножом.

Особый интерес представляют землистые разновидности вивианита, широко распространенные в болотах низинного типа. В. М. Алтухов [1986] среди вивианитов и продуктов их изменения в торфяниках Западной Сибири выделил четыре разновидности: 1) собственно вивианит, окраска светло-серая до белой, непрозрачен, на воздухе быстро синее; 2) «синий фосфат» — частично окисленный вивианит, устойчив в аэробных условиях; 3) бераунит — фосфорно-кислая окись железа, представляет собой грязно-желтые землистые массы, развивающиеся по скоплениям ярко-синего вивианита после длительного нахождения на воздухе; 4) пичит — конечный продукт окисления вивианита, внешне не отличим от бераунита.

Вивианит при прокаливании краснеет. В восстановительном (спнезеленом) пламени сплавляется в серый блестящий магнитный шарик. При прокаливании в стеклянной трубке выделяет воду, всучивается, принимает серый, местами красный цвет. В HCl легко растворяется.

Вавеллит — $\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Иногда содержит F. Ромбический. Встречается в шаровидных корках, почковидных агрегатах или сталактитах с радиально-лучистыми волокнами. Белый, желтый, зеленый, коричневый или голубой. Иногда бесцветен. Черта белая. Блеск стеклянный. Просвечивает. Спайность по (110) и (010) хорошая. Излом неровный, до неясно раковистого. Твердость 3,5—4. Хрупкий.

При прокаливании всучивается. Окрашивает пламя в голубовато-зеленый цвет, особенно ярко при смачивании серной кислотой. На угле всучивается и белеет. С $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ дает синюю окраску. При нагревании с H_2SO_4 выделяет небольшое количество HF. Растворяется в кислотах и KOH.

Крадаллит — $\text{Ca}_3\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — тригональный. Кристаллы призматические до удлиненно игловатых. Обычно образует сростки, розетки, корочки массивного, волокнистого или агатовидного облика. Цвет желтый или белый. Спайность совершенная по (0001). Твердость 5. При прокаливании сплавляется в белый порошок.

Миллсит — $(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Al}_6[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — тетрагональный. Образует халцедонообразные корки и сферолиты. Цвет белый, светло-серый. Спайность совершенная по (001). Твердость 5,5.

СУЛЬФАТЫ

БЕЗВОДНЫЕ СУЛЬФАТЫ

Тенардит — $\text{Na}_2[\text{SO}_4]$ — ромбический. Кристаллы имеют дипирамидальный, иногда таблитчатый габитус. Часто встречаются крестообразные двойники. Нередко наблюдаются в друзах и зернистых агре-

гатах. Бесцветный, прозрачный, иногда серовато-белый, желтоватый, желтовато-коричневый до красноватого. Черта бесцветная до белой. Блеск стеклянный до жирного. Спайность совершенная по (001), ясная по (110) и (010). Излом неровный до занозистого.

Вкус неприятный, горько-соленый. Во влажном воздухе подвергается гидратации, покрываясь белой корочкой водного сульфата натрия, а затем распадаясь в порошок. Легко растворяется в воде с выделением тепла и плавным округлением контуров зерен [Вахрамеева, 1954]. При прокаливании плавится и окрашивает пламя в интенсивный желтый цвет (реакция на Na).

Глауберит — $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$ — моноклиный. Кристаллы призматические, толстотаблитчатые. Агрегаты тонкоскорлуповые. Бесцветен. Желтоватая, розовая, красная и бурая окраска объясняется примесью оксидов и гидрооксидов железа, серая — примесью глинистого вещества. Черта белая. Блеск стеклянный. Прозрачен или просвечивает. Спайность совершенная по (001), ясная по (110) под углом 97° . Излом раковистый. Твердость 2,5—3. Хрупкий.

Вкус слегка горько-соленый. При прокаливании растрескивается, белеет и плавится в прозрачный шарик. В HCl растворяется полностью. При смачивании водой на поверхности глауберита быстро образуются радиально-лучистые сростки мельчайших игольчатых кристалликов гипса. В воде теряет прозрачность, разлагается с образованием гипса и мирабилита. В большом количестве воды мирабилит переходит в раствор, на его месте остается гипс, который может давать псевдоморфозы по глаубериту.

Лангбейнит — $\text{K}_2\text{Mg}_2[\text{SO}_4]_3$ — кубический. Кристаллы сильно измененные, зонально-скелетные тетраэдрического габитуса. Агрегаты почковидные, вкрапленность. Светло-серый, иногда почти бесцветный. Блеск стеклянный. Спайность отсутствует (отличие от галита). Излом раковистый. Твердость 3—4.

В воде растворяется очень медленно. Раздробленный в порошок в капле воды определяется по остроугольным, без спайности, стекловидным, почти не растворяющимся осколкам [Вахрамеева, 1954]. Размолотый лангбейнит на воздухе разлагается в течение нескольких дней. Продуктами выветривания являются леонит, шенит и эпсомит.

Ангидрит — $\text{Ca}[\text{SO}_4]$ — ромбический. Кристаллы толстотаблитчатые с пинакондальными гранями, либо вытянутые по *a* или *c*, двойники по (001) наблюдаются редко. Обычно массивные (напоминающие мрамор) разной зернистости агрегаты, радиально- и параллельно-волокнистые, часто механически деформированные скопления. В прослоях каменной соли, обогащенных пелитовым материалом (галопелиты), кристаллы ангидрита имеют резко удлиненную призматическую, вплоть до пгольчатой, форму. Чистые разновидности белые или бесцветны. Часто серый и красноватый за счет примесей, нередко голубоватый за счет природного облучения. Черта белая или серовато-белая. Блеск стеклянный до жирного и перламутрового на плоскостях спайности (010). Полупрозрачный до непрозрачного. Спайность в трех взаимно перпендикулярных направлениях: по (001) весьма совершенная, по (010) совершенная, по (100) хорошая. Излом ступенчатый в крупных зернах, неровный до занозистого в плотных агрегатах. Твердость 3—3.5.

При прокаливании плавится в белую эмаль, окрашивая пламя в красновато-желтый цвет. На угле в восстановительном пламени дает сернистый кальций. При продолжительном прокаливании всучивается и становится неплавким. В HCl растворяется частично.

Целестин — $\text{Sr}[\text{SO}_4]$ — ромбический. Кристаллы таблитчатого, столбчатого или призматического облика встречаются редко, более характерны расщепленные, иногда чечевицеобразные. Обычно в массивных зернистых, реже шестоватых, радиально-лучистых и сферолитовых агрегатах, в виде прожилков и пропластков с параллельно-жилковатым волокнистым

строением. Встречается также в желваках, секрциях, землистых массах и коллоидных агрегатах. Цвет голубовато-белый, голубовато-серый, реже красноватый, желтоватый, зеленоватый, иногда бесцветный. Прозрачный до полупрозрачного. Блеск стеклянный, приближающийся до перламутрового на плоскостях спайности. Черта белая. Спайность в трех направлениях: по (001) совершенная, по (010) ясная, по (110) хорошая. Угол призматической спайности 76° . Излом неровный. Твердость 3—3,5. Хрупкий.

При прокаливании растрескивается, сравнительно легко плавится в молочно-белый перл. Окрашивает пламя в карминово-красный цвет. На угле в восстановительном пламени образует трудноплавкую печенкообразную массу; после обработки в HCl и спиртом она окрашивает пламя в интенсивно красный цвет. С содой на угле, как и барит, восстанавливается в сульфид. В кислотах не растворяется.

Барит (тяжелый шпат) — $Ba[SO_4]$ — ромбический. Кристаллы таблитчатого, реже призматического, столбчатого и изометрического облика. Агрегаты зернистые, реже плотные, скрытокристаллические, землистые, иногда конкреционные с радиально-лучистым строением. Бесцветный или белый, обычно окрашен примесями в желтоватый, голубоватый, зеленоватый, красноватый, реже коричневый, темно-красный, темно-серый или черный цвет. Черта белая. Блеск стеклянный до смолистого, на плоскостях спайности по (001) перламутровый. Прозрачный до полупрозрачного. Спайность в трех направлениях аналогична целестину; угол призматической спайности 78° . Излом неровный. Твердость 3—3,5. Хрупкий.

При растирании иногда испускает неприятный запах. При прокаливании растрескивается, сплавляется в тонких осколках по краям, окрашивает пламя в желто-зеленый цвет. Сернистый барий, полученный при прокаливании в восстановительном пламени, после смачивания HCl окрашивает в желто-зеленый цвет. На угле восстанавливается в сульфид. Порошок в концентрированной H_2SO_4 медленно растворяется. От прибавления воды раствор мутнеет: снова выделяется $BaSO_4$.

Алуни́т — $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$ — тригональный. Кристаллы мелкие таблитчатые или псевдокубические, встречаются редко. Обычно мелкозернистые до скрытокристаллических плотные каменистые и рыхлые глиноподобные массы, конкреции в каолине и песчаных глинах. Цвет белый с сероватым, желтоватым или красноватым оттенком. Черта белая. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности до перламутрового, иногда тусклый. Спайность совершенная по (0001). Излом неровный до занозисто-раковистого. Твердость 3,5—4.

При прокаливании растрескивается, но не плавится. С содой дает серную печень. С раствором $Co(NO_3)_2$ принимает синий цвет. В H_2SO_4 растворяется при нагревании, в HCl и воде нерастворим. После прокалывания в водный раствор переходят квасцы, при выпаривании раствора выделяются кристаллики — октаэдры квасцов.

Ярозит — $KFe_3^+[SO_4]_2(OH)_6$ — тригональный. Кристаллы мелкие ромбоэдрические (псевдокубические) или таблитчатые по (0001). Обычно желваки и корочки, реже друзы мелких кристалликов на плотных зернистых или землистых массах. Иногда волокнистый. Цвет характерный охряно- или буровато-желтый. Черта желтая, искрящаяся. Блеск даже в тонких агрегатах сильный стеклянный до полуалмазного, в скрытокристаллических агрегатах матовый. В образцах непрозрачен. Спайность совершенная по (0001). Излом неровный. Твердость 2,5—3,5. Хрупкий.

Внешне похож на охристый лимонит, в отличие от которого при растирании дает ощущение жирной массы. При прокаливании в восстановительном пламени получается магнитная масса. Растворяется в HCl. Из раствора $BaCl_2$ высаживает осадок $BaSO_4$. В закрытой трубке выделяет воду с кислотной реакцией.

ВОДНЫЕ СУЛЬФАТЫ

Мирабилит (глауберова соль) — $\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы короткопризматические до игольчатых. Агрегаты плотные зернистые, волокнистые массы, корки, налеты, выцветы, солеподобные массы. Бесцветный прозрачный, до белого непрозрачного. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (100). Твердость 1,5—2. Вкус горько-соленый, охлаждающий. Легко растворяется в воде. При малом количестве воды перекристаллизовывается в сростки и дендриты длиннопризматических кристаллов [Вахрамеева, 1954]. На воздухе рассыпается в белый порошок тенардита. В пробирке при нагревании до 32° плавится в выделяющейся из него воде. Обезвоженный плавится на угле; при прокаливании в восстановительном пламени дает серную печень.

Астраханит — $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы сильно измененные короткопризматические, встречаются редко. Агрегаты зернистые или плотные, иногда шестоватые, образующие целые пласты. Бесцветный, светло-серый, желтоватый, голубоватый или красноватый, иногда темно-серый до черного от примеси ила. Блеск стеклянный. Прозрачный или просвечивает. Спайность отсутствует. Твердость 2,5—3,5.

Вкус слабый горько-соленый. Легко растворяется в воде. При наблюдении дробленых обломков в капле воды легко определяется по характерным треугольным фигурам, затем конусам растворения [Вахрамеева, 1954]. При плавлении крупных чистых кристаллов фигур растворения меньше, чем в тонкозернистых агрегатах. Чистый астраханит на воздухе не изменяется. При температуре красного каления сплавляется в прозрачный шарик, белеющий при охлаждении.

Кизерит — $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы имеют дипирамидальный облик. Обычно встречается в плотных кристаллически-зернистых агрегатах. Мутный. Белый, желтоватый или бесцветный. Блеск стеклянный. Просвечивает голубоватым цветом или совершенно непрозрачен. Спайность по $(\bar{1}11)$ и $(\bar{1}13)$ совершенная, по (111), (101), (021) хорошая.

Во влажном воздухе мутнеет, покрываясь корочкой и постепенно переходит в рыхлый снежно-белый эпсомит. Порошок, смоченный небольшим количеством воды, твердеет подобно обожженному гипсу. В закрытой трубке выделяет воду. При прокаливании растрескивается, теряет воду и легко плавится. Медленно, но полностью растворяется в воде. В остатке иногда наблюдаются микроскопические кристаллики ангидрита и борацита.

Полигалит — $\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — триклинный. Кристаллы таблитчатые по (010). Обычны параллельные шестоватые, волокнистые или плотные агрегаты. Цвет кирпично-красный до светло-розового за счет примеси частиц железа; реже бесцветный, белый или серый. Черта красная, иногда белая. Блеск стеклянный до жирного. Прозрачен в разной степени до непрозрачного. Спайность хорошая по (100). Излом неровный до раковистого и занозистого. Твердость 2,5—3,5. Хрусткий.

В закрытой трубке при нагревании выделяет воду. При прокаливании легко плавится в непрозрачный шарик. На угле сплавляется в красноватый шарик, по охлаждении превращается в ноздреватую массу. При погружении в кашлю воды очень медленно и в небольшом количестве начинают выделяться мелкие кристаллики гипса [Вахрамеева, 1954]. Постепенно весь минерал превращается в агрегат мелких зерен гипса. В окружающем растворе также появляются удлиненные кристаллики гипса, сначала мелкие, а по высыхании капли — образующие радиально-лучистые сростки. Они не образуют густого «войлока», как при растворении глауберита.

Гипс — $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы таблитчатые, уплощенные по (010), реже столбчатого облика. Двойники в виде «ласточка на хвосте». Типичны сростки в виде друз и «гипсовых роз». Пелитоморфное и зернистое строение агрегатов характерно для седиментационного гипса,

зернистое, порфиробластовое и шпатовое, иногда селенитовое, для диагнетического. Цвет серый до белого, голубоватый, желтоватый, оранжевый, бурый, красный, черный (зависит от механических примесей). Чистый гипс бесцветен, прозрачный или снежно-белый. Черта белая. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности, шелковистый в волокнистых агрегатах. Спайность по (010) весьма совершенная, под углом $41^{\circ}15'$ к предыдущей, по (100) хорошая. Излом ступенчатый в кристаллах ровный, волокнистый — в мелкозернистых агрегатах, занозистый — в шестоватых. Твердость 2. Листочки, отщепленные по спайности, гибкие, но не упругие.

В закрытой трубке при нагревании теряет воду (отличие от ангидрида), становится непрозрачным. При прокаливании мутнеет, плавится с красновато-желтым окрашиванием пламени, сплавляется в белую эмаль. В HCl и воде растворяется (1 часть в 400 частях воды). За время наблюдения порошка в капле воды не изменяется. При температуре $140-150^{\circ}$ переходит в полугидрат (штукатурный гипс, алебастр): замешанный с водой в полужидкое тесто твердеет, расширяется и выделяет тепло.

Эпсомит (горькая соль) — $Mg[SO_4] \cdot 7H_2O$ — ромбический. Кристаллы псевдотетрагональные призматические, игольчатые или волокнистые. Агрегаты в виде зернистых, гроздевидных и землянистых масс, волокнистых корочек, выцветов. Цвет и черта белые. Иногда бесцветен. Блеск стеклянный, землистые разности матовые. Прозрачен или просвечивает. Спайность по (010) совершенная. Излом раковнистый. Твердость 2—2,5.

Вкус очень горький, солоноватый. В сухом воздухе теряет воду и мутнеет. В закрытой трубке при нагревании выделяет много воды с кислой реакцией. При прокаливании плавится в собственной кристаллизационной воде. На угле вначале плавится, затем выделяет неплавкую массу. С раствором $Co(NO_3)_2$ после повторного прокалывания в окислительном конусе окрашивается в мясо-красный цвет. Легко и плавно растворяется в воде. При слабом смачивании порошка в частично растворившихся зернах эпсомита начинают вырастать радиально-лучистые пучки призматических кристаллов.

Квасцы калиевые — $KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$ — кубические. Кристаллы октаэдрические или кубические. Обычны в зернистых массах, корочках, выцветах, реже сплошных зернистых агрегатах. Бесцветны. Блеск стеклянный. Спайность отсутствует. Твердость 2. Растворяются в воде.

Калинит — $KAl[SO_4]_2 \cdot 11H_2O$ — моноклиная модификация калиевых квасцов. Образует волокнистые агрегаты, корочки и налеты. Белый, бесцветный. Блеск стеклянный. Прозрачен или просвечивает. Твердость 2—2,5.

Вкус вязкий. В закрытой трубке при нагревании плавится в собственной кристаллизационной воде, пенится, вспучивается, превращается в губчатую массу. После обезвоживания, при прокаливании до красна, выделяет сернистый газ. С $Co(NO_3)_2$ принимает синюю окраску. На угле спекается в массу цвета печени. Легко растворяется в воде.

Мендоцит (натровые квасцы) — $NaAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$ — моноклиный. Агрегаты волокнистые. Напоминает жилковатый гипс, но более твердый. Бесцветный, белый. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (100), несовершенная по (001) и (010). Прозрачный; на воздухе мутнеет, превращаясь в тамаругит. Твердость 3. Легко растворяется в воде.

Галотрихит (железистые квасцы) — $Fe^{2+}Al_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$ — моноклиный. Кристаллы волокнистые и игольчатые. Агрегаты в виде корочек, налетов, прожилков, радиально- и спутанно-волокнистых образований. Белый или желтоватый с шелковистым блеском, что нашло отражение в его названии («волоосистая соль»). На воздухе теряет блеск, буреет, рассыпается в порошок.

Вкус вязкий. Растворяется в воде. При нагревании в закрытой трубке плавится в собственной кристаллизационной воде. В пламени

свечи вскипает, выделяет сернистый газ и застывает в бурых каплевидных формах. С содой на угле дает серную печень.

Базальюминит (базалуминит) — $Al_4(OH)_{10}[SO_4] \cdot 5H_2O$ — гексагональный. Образует мелкие пластинки, волокна, столбчатые и чешуйчатые массы. Белый или голубовато-серый. Твердость 1,5—2,5.

Каннит — $KMg[SO_4]Cl \cdot 3H_2O$ — моноклинный. Кристаллы таблитчатые, призматические, пирамидальные, встречаются редко. Обычны плотные зернистые массы, друзы, корки. Цвет белый, светло-серый, желтоватый, мясо-красный. Иногда бесцветный. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (100), ясная по (111), пересекается под углом 54° . Твердость 2,5—3.

Вкус горько-соленый. Не гигроскопичен (отличие от карналлита). Легко растворяется в воде. В порошке в капле воды определяется по остроугольным осколкам, медленно по сравнению с эпсомитом и карналлитом растворению, не столь быстрому округлению угловатых контуров зерен, как у эпсомита [Вахрамеева, 1954]. При прокаливании плавится, окрашивая пламя в фиолетовый цвет. С $Co(NO_3)_2$ дает реакцию на магний (розовая окраска) в отсутствие железа.

БОРАТЫ

БЕЗВОДНЫЕ БОРАТЫ

Ашарит — $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ — моноклинный. Встречается в рыхлых мелоподобных, реже плотных массах тонковолокнистого строения в виде почек, конкреций, прожилков, корок, налетов. Цвет белый, сероватый, желтоватый. Черта белая. Блеск стеклянный шелковистый в волокнистых агрегатах, до тусклого в мелкозернистых и матового в рыхлых массах. Спайность совершенная по (110), несовершенная по (100), (010), (001), наблюдается лишь под микроскопом. Излом от мелкозернистого до неровного и раковистого. Твердость 3—3,5. Рыхлые мелоподобные массы мажут руки.

При прокаливании сплавляется в эмаль, сильно окрашивая пламя в зеленый цвет (присутствие бора). В воде нерастворим. В кислотах растворяется с трудом.

Борацит — $Mg_3[B_7O_{13}]Cl$ — ромбический. Кристаллы изометричного габитуса псевдокубические, псевдотетраэдрические. Агрегаты в виде сплошных тонкозернистых мраморовидных масс, желваков, оолитов. Белый, с сероватым, желтоватым или зеленоватым оттенком. Часто бесцветен. Прозрачный до полупрозрачного. Черта бесцветная. Блеск сильный, стеклянный. Спайность отсутствует. Излом раковнистый. Твердость 7.

При прокаливании вскипает, окрашивает пламя в зеленый цвет, с трудом сплавляется в белый шарик, затвердевающий в агрегат белых игольчатых кристаллов. После смачивания $Co(NO_3)_2$ и прокалывания окрашивается в темно-розовый цвет. На угле с окисью меди придает пламени густолазурную окраску. В воде нерастворим. Медленно растворяется в HCl . При выветривании поглощает воду, в оолитах становится волокнистым.

ВОДНЫЕ БОРАТЫ

Гидроборацит — $CaMg[B_3O_4(OH)_3]_2 \cdot 3H_2O$ — моноклинный. Кристаллы плоскоигольчатого и волокнистого габитуса. Обычно в характерных сферолитовых образованиях, грубоволокнистых, игольчатых и спутанно-волокнистых агрегатах, прожилках параллельно-волокнистого строения, напоминающих гипс-селенит. В составе сплошных рудных тел мелкозернистый тонкоплитчатый фарфоровидный. Бесцветный или белый, иногда розоватый, сероватый, серый, грязно-зеленый за счет примеси. Черта белая. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (010). Излом

неровный до занозистого (в игольчатых и других агрегатах). Твердость 2. Хрупкий.

При прокаливании легко сплавляется в прозрачное стекло, не мутнеющее при охлаждении. Окрашивает пламя в зеленый цвет. В воде почти не растворим. Легко растворяется в HCl и HNO₃.

Калиборит — $\text{KMg}_2[\text{B}_{11}\text{O}_{19}] \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы изометрические, обычно мелкие, размером 0,01—0,25 мм. Иногда отмечаются хорошо окристаллизованные кристаллы размером до 4 см. Агрегаты зернистые. Цвет серый, коричневатый, бесцветный. Блеск стеклянный, прозрачен, иногда облачно непрозрачен. Спайность совершенная по (100) и (001). Твердость 4—5.

При прокаливании легко плавится при интенсивно-зеленом окрашивании пламени. Легко растворяется в HCl и HNO₃.

Хильгардит — $\text{Ca}_8[\text{B}_6\text{O}_{11}]_3\text{Cl} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы таблитчатые по (010). Агрегаты микроскопические венцевидные: сложены в ядре микрозернистым, по периферии — тонкими зернами в форме лепестков или венчика копьевидных табличек хильгардита. Бесцветный. Блеск стеклянный. Прозрачен. Спайность совершенная по (010), несовершенная по (100). Твердость 5.

В закрытой трубке при нагревании выделяет воду с кислой реакцией. При прокаливании на угле сплавляется в белый шарик, окрашивая пламя в желтовато-зеленый цвет.

Шинниот — $\text{Mg}[\text{VO}_2]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — тетрагональный. Кристаллы короткопризматические по (001), встречаются редко. Агрегаты кристаллические и тонкозернистые до тонкопластинчатых, в конкрециях — радиально-волоконистые и призматические. Цвет соломенно-желтый, фиштакково-зеленый, реже серый или красноватый. Блеск стеклянный. Просвечивает. Твердость 3—4.

При прокаливании с трудом сплавляется в плотную белую массу. В кислотах растворяется.

Люнебургит — $\text{Mg}[(\text{PO}_4)_2\text{V}_2\text{O}(\text{OH})_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы псевдогексагональные, вытянутые по *a*. Агрегаты тонковолокнистые, конкреционные, землистые. Бесцветный, белый, буроватый. Спайность призматическая под углом 73°. Твердость 2. Плавитый. Растворяется в кислотах.

Кернит — $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы почти изометрические, несколько удлиненные, клинообразные. Агрегаты волоконистые, зернистые. Бесцветный, белый и непрозрачный из-за поверхностной пленки тинкалкониата. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (100), ясная по (001) и $(\bar{2}01)$. Твердость 2,5.

При прокаливании плавится, вспучиваясь в белое стекло. Очень медленно растворяется в холодной воде.

Бура — $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ — моноклинная. Кристаллы короткопризматические, напоминающие кристаллы пироксенов, либо до некоторой степени таблитчатые по (100). Обычно сплошные зернистые агрегаты, корки, линзы, пропластки в глинистых породах. В свежем виде бесцветна и прозрачна, но большей частью окрашена примесями в желтоватый, розоватый, зеленоватый или сероватый цвет. Черта белая. Блеск стеклянный до жирного. Спайность совершенная по (100), ясная по (110) под углом 84°56'. Излом неровный. Твердость 2—2,5. Хрупкая.

Вкус слабый, сладковато-щелочной. Растворяется в воде. При прокаливании вздувается, чернеет, затем сплавляется в прозрачный шарик. Сплавленная с флюоритом и кислым серно-кислым калием окрашивает пламя вокруг пробы в чистый зеленый цвет.

Улексит (боронатрокальцит) — $\text{NaCa}[\text{B}_2\text{O}_7(\text{OH})_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ — триклинный. Часто встречается в округлых неплотных желваках тонкопластинчатых, игольчатых и волоконистых кристаллов, параллельно-волоконистых до шестоватых в асбестовидных массах, прожилках и пропластах. Цвет белый, иногда бесцветный. Бесцветный улексит прозрачен вдоль волокон.

Черта белая. Блеск шелковистый или перламутровый. Спайность совершенная по (010) и (110), несовершенная по (110). Излом неровный до мелкозернистого. Твердость 1—2,5. Хрупкий.

Безвкусный. В закрытой трубке выделяет воду. Окрашивает пламя в темно-желтый цвет, вспучивается, легко сплавляется в светлое пузыристое стекло. В холодной воде нерастворим, слегка растворяется в горячей; раствор дает щелочную реакцию.

Иньонит — $\text{Ca}[\text{V}_3\text{O}_3(\text{OH})_5] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы крупные толстотаблитчатые, в сростках параллельны друг другу. Агрегаты крупнокристаллические, часто в виде друз в трещинах и в виде жеед в пустотах, иногда грубосферолитовые. В неизменном состоянии бесцветный и прозрачный, иногда с розовым и сероватым оттенком. Черта белая. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (001) и (010). Излом неровный до ступенчатого. Твердость 2 (отличие от колеманита).

В закрытой трубке выделяет много воды. При прокаливании окрашивает пламя в зеленый цвет, растрескивается, вспучивается и плавится. Легко растворяется в кислотах. При выветривании становится белесым, затем белым за счет образования волокнистого мейергофферита, позднее рассыпается в порошок.

Колеманит — $\text{Ca}[\text{V}_3\text{O}_4(\text{OH})_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы короткопризматические, иногда уплощенные. Агрегаты шестоватые. Часто образует друзы и столбчатые груборадialьные агрегаты, чем несколько напоминает иньонит. Бесцветный, прозрачный, иногда белый или желтоватый. Черта белая. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (010), ясная по (001). Излом ступенчатый. Твердость 4. Хрупкий.

При прокаливании окрашивает пламя в желтовато-зеленый цвет, растрескивается, расщепляется на листочки, сплавляется неполно. Растворяется в горячей HCl: при охлаждении из раствора выпадает борная кислота.

Пандермит (прицент или прайсент) — $\text{Ca}_2[\text{V}_5\text{O}_8(\text{OH})_3] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный или триклинный. Пелитоморфный. Встречается в виде конкреций или неправильной формы скоплений от сравнительно мягких, мелоподобных, до плотных, фарфоровидных. Размер слагающих их индивидов 2—5 мкм. Цвет и черта белые. Блеск тусклый. Спайность совершенная по (001), ясная по (110), неясная по (010). Излом полураковистый. Твердость 3,5. Хрупкий. Агрегаты часто мажут руки.

Окрашивает пламя в зеленый цвет. При температуре красного каления плавится. В закрытой трубке выделяет воду с нейтральной реакцией. В воде не растворяется. В HCl растворяется полностью.

КАРБОНАТЫ

БЕЗВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ

Кальцит — $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ — тригональный. Кристаллы образуются исключительно в пустотах и имеют главным образом гидротермальное происхождение. Форма кристаллов по мере понижения температуры и хода кристаллизации меняется от таблитчатой и ромбоэдрической до остроромбо- и скаленоэдрической. Иногда кристаллы встречаются в известняках, испытавших метagenетические изменения или метаморфизм, и приурочены к жилам, гнездам и карстовым полостям, четко контролируемым зонами крупных разрывных нарушений. В осадочных породах кальцит обычно присутствует в агрегатах кристаллических зерен лапчатой, неправильной, редко волокнистой (псевдоморфной) форм. Совместно с арагонитом, высокомагнезильным кальцитом и доломитом входит в состав разнообразных современных известковых илов и самостоятельно или совместно с доломитом образует структурные типы карбонатных пород: зернистые, строматолитовые, сгустковые и комковатые, сферолитовые, оолито-

вые и онколитовые, обломочные, обломочно-раковинные, входит в состав цемента и образует конкреции. Бесцветен или молочно-белый, нередко окрашен примесями в светлые оттенки серого, желтого, розового и красного цвета, реже бурый или черный. Черта белая до сероватой. Блеск стеклянный. Спайность по (1011) весьма совершенная, ромбоэдрическая под углом 75°. Излом неровный, иногда ступенчатый. Твердость 3.

При прокаливании не плавится. От HCl, даже разбавленной, вскипает. В отличие от арагонита при нагревании с $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ не приобретает фиолетовой окраски (остается бесцветным либо становится лилово-розовым или бледно-зеленым). В отличие от доломита при окрашивании красным ализаринном кальцит (и арагонит) становится красным.

Магнезит — $\text{Mg}[\text{CO}_3]$ — тригональный. Кристаллы имеют ромбоэдрический облик, встречаются редко. Обычны крупнозернистые, пластинчатые удлиненные, желваковые, землистые и фарфоровидные метаколлоидные, напоминающие цветную капусту, агрегаты. Цвет белый с сероватым или желтоватым оттенком, иногда снежно-белый. Черта белая. Блеск стеклянный. Спайность по (10 $\bar{1}$ 1) совершенная ромбоэдрическая. Излом ступенчатый, у фарфоровидных разновидностей — раковистый. Твердость 3,5—4,5. Хрупкий.

Медленно разлагается в холодной HCl, в нагретой — со вскипанием. При кипячении в растворе, состоящем из 1—2 дефинилкабазида, 15 мл спирта и 3 мл 25-процентного раствора или KOH, становится лиловым.

Родохрозит — $\text{Mn}[\text{CO}_3]$ — тригональный. Кристаллы ромбоэдрического облика с седлообразно или чечевичеизогнутыми нестрихованными гранями, встречаются редко — в пустотах. Обычны зернистые и пелитоморфные агрегаты, почковидные, шаровидные, оолитовые и конкреционные. В свежем состоянии розовый или желтовато-серый, тонкозернистые и землистые массы — белого цвета со слабым розовым оттенком. На воздухе с течением времени буреет и покрывается корочкой криптомелана, тодорокита, пиролюзита и других окислов марганца высшей валентности. Черта белая. Блеск стеклянный. Полупрозрачный до просвечивающего. Спайность по (10 $\bar{1}$ 1) совершенная, ромбоэдрическая. Излом неровный. Твердость 3,5—4. Хрупкий.

При прокаливании не плавится, чернеет. С бурой в окислительном пламени дает фиолетовый перл, в восстановительном конусе перл обесцвечивается. В теплой соляной кислоте растворяется с шипением. Для диагностики методом окрашивания применяют реакцию с бензидином. Для этого 2 г бензидина растворяют в 100 мл воды и добавляют 1 мл 40-процентного раствора HCl. Образец протравливают HCl, промывают водой и погружают на 1,5 мин в 1—3-процентный раствор NaOH. После этого добавляют бензидин. Родохрозит мгновенно окрашивается в голубой цвет.

Сидерит — $\text{Fe}[\text{CO}_3]$. Образует полные серии твердых растворов с родохрозитом и магнезитом. Марганцовистая разновидность носит название олигонит, магнезиальная — сидероплезит. Тригональный. Кристаллы ромбоэдрического с закругленными гранями, таблитчатого, призматического либо скаленоэдрического облика более характерны для гидротермального сидерита. В осадочных образованиях встречаются в зернистых, радиально-лучистых, оолитовых, конкреционных (сферосидеритовых) или землистых агрегатах. Цвет в свежем изломе желтовато-белый, пепельно-, желтовато-, голубовато-серый, иногда с буроватым оттенком. При выветривании становится бурым. Черта белая. Блеск стеклянный. Просвечивает в тонких пластинках. Спайность по (10 $\bar{1}$ 1) современная ромбоэдрическая. Излом неровный или неяснораковистый. Твердость 3,5—4,5. Хрупкий.

При прокаливании не плавится, растрескивается, буреет, затем чернеет и становится магнитным. Холодная HCl действует слабо, при нагревании — более энергично. После реакции с HCl остается желто-зеленое пятно FeCl_3 . 1-процентный раствор красной кровяной соли $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$.

подкисленный несколькими каплями HCl , окрашивает поверхность образца в темно-синий цвет турбулевой сини (у анкерита появляется светло-синяя окраска). Дифенилкарбазид окрашивает сидерит в темно-серый цвет.

Доломит — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — тригональный. Кристаллы ромбоэдрического, реже призматического облика обычно хорошо наблюдаются под микроскопом. Самостоятельно или с кальцитом образует те же структурные типы агрегатов, что и кальцит. Серовато-белый, часто с желтоватым, буроватым или зеленоватым оттенком. Чистый доломит бесцветен, прозрачный. Черта белая. Блеск стеклянный до перламутрового у кристаллов и спайных осколках до матового у тонкозернистых агрегатов. Спайность совершенная по (10 $\bar{1}$). Излом ступенчатый до раковистого у тонкозернистых агрегатов. Твердость 3,5—4. Хрупкий.

С HCl реагирует слабо, без «шипения»: в порошке вскипает. При прокаливании не плавится, растрескивается. Образующаяся при этом CaO окрашивает пламя в оранжевый цвет. 0,1 г ализарина и 0,61 мл HCl , растворенные в 100 мл воды, не изменяют цвет доломита (кальцит и арагонит окрашиваются в розовый цвет). Концентрированный раствор ализаринового красного окрашивает доломит в бледно-малиновый цвет (кальцит и арагонит — в темно-красный).

Арагонит — $\text{Ca}(\text{CO}_3)$ — ромбический. Кристаллы длиннопризматические, игольчатые, толстотаблитчатые. Часты двойники по (110), параллельные оси c , иногда псевдогексагональные тройники и шестерники и сложные полисинтетические двойники. Агрегаты представлены шестоватыми и радиально-лучистыми срастаниями индивидов, пизолитами (онколитами?) с радиально-волокистыми и концентрически-зональным строением, кристаллическими корками, сталактитами и сталагмитами, остатками некоторых организмов. Цвет белый, серый, желтый, иногда зеленый, синий, фиолетовый и розовато-красный. Черта белая. Блеск стеклянный, на изломе жирный. Прозрачен или просвечивает. Спайность по (010) несовершенная, по (110) плохая. Излом полураковистый. Твердость 3,5—4 (тверже кальцита). Хрупкий.

При прокаливании и поведении в HCl сходен с кальцитом. Иногда придает пламени яркую окраску (примесь стронция). В отличие от кальцита при кипячении порошка в растворе $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ становится фиолетовым. В бромформе тонет, кальцит и доломит всплывают. От волокистых и радиально-лучистых цеолитов отличается реакцией на CO_2 .

Стронцианит — $\text{Sr}(\text{CO}_3)$ — ромбический. Кристаллы в виде тонких игол или боченковидных призматических форм, встречаются редко. Обычны зернистые, сплошные и плотные, шестоватые и волокистые, соединенные в пучки и лучистые шарики, агрегаты. Цвет бледно-зеленоватый, а также белый, желтоватый, сероватый, красноватый, желтовато-коричневый. Иногда бесцветный. Черта белая. Блеск стеклянный до жирного на плоскостях спайности. Прозрачен или просвечивает. Спайность по (110) хорошая. Излом неровный. Твердость 3,5. Хрупкий.

При сильном прокаливании вспучивается наподобие цветной капусты, оплавляется в краях, сильно светится и окрашивает пламя характерным карминово-красным цветом. С содой на угле сплавляется в светлое стекло и частично впитывается в уголь. В соляной кислоте растворяется с шипением. При воздействии на соляно-кислый раствор серной кислоты образуется белый осадок. Осадок, полученный выпариванием солянокислого раствора, облитый спиртом, вспыхивает ярко-красным пламенем (Sr).

Давсонит — $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ — ромбический. Кристаллы микроскопические тонкопластинчатого и игольчатого облика, вытянутые по оси c . Обычны сповидные, лучистые и сферолитовые агрегаты размером в доли миллиметра, редко до 1 мм, гнездовидные выделения пелитоморфного давсонита размером до 3—4 см, тонкие линзочки, выполнения полостей, мел-

ких трещинок, в том числе вблизи растительных остатков, замещение цемента. Крупные радиально-лучистые агрегаты (сферолиты) и волокна наблюдаются только в трещинах и порах давсонита более ранней генерации. Цвет белый. Вмещающим породам придает белесый, слегка розоватый или беловатый оттенок. Черта белая. Блеск стеклянный, у пелитоморфных агрегатов матовый. Спайность по (110) совершенная. Твердость 2—2,5. На ощупь слегка жирный, мажет руки.

В закрытой трубке выделяет воду и углекислый газ. При прокаливании разбухает, окрашивая пламя в интенсивно-желтый цвет; после прокалывания с $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ приобретает красивое голубое окрашивание, в кислотах растворяется с шипением.

Малахит — $\text{Cu}_2 [\text{CO}_3](\text{OH})_2$ — моноклинный. Кристаллы коротко- или длиннопризматического по (001) до игольчатого облика, наблюдаются редко. Обычны патечные формы с радиально-волокнистым строением. Для крупных почковидных образований характерно концентрически-зональное строение. Медная зелень образует землистые скопления. Цвет зеленый разных оттенков. Черта бледно-зеленая. Блеск алмазовидный до стекляниного — у кристаллов, шелковистый — у волокнистых разновидностей, матовый — у землистых агрегатов. Просвечивает или непрозрачен. В крупных зернах спайность совершенная по (201) и (010), менее совершенная по (001). Излом неровный, в плотных агрегатах полураковистый. Твердость 3,5—4. Хрупкий.

В закрытой трубке выделяет воду и чернеет. При прокаливании плавится легко, окрашивая пламя в изумрудно-зеленый цвет. Смоченный HCl окрашивает пламя в голубой цвет. На угле образует коралек меди. В HCl растворяется с шипением, чем отличается от арсенатов меди. Раствор от прибавления аммиака в избытке синет. Растворяется в аммиаке.

ВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ

Термонатрит — $\text{Na}_2 [\text{CO}_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$ — ромбический. Кристаллы в виде базальных пластинок или табличек (010), встречаются редко. Агрегаты зернистые и порошковатые. Обычно наблюдаются в виде корочек и выцветов. Бесцветный, белый, иногда сероватый, желтый. Блеск стеклянный. Спайность по (010) несовершенная. Излом неровный. Твердость 1,5.

Вкус специфический щелочной. При нагревании кристаллы не рассыпаются. При прокаливании легко плавится. Легко растворяется в воде. Вскипает в HCl .

Сода (натрон) — $\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ — моноклинная. Кристаллы табличатые по (010). Обычно отмечается в несколько обезвоженных порошковатых нежных выцветах и корочках зернисто-жилковатого сложения. Бесцветная, белая, желтоватая или серая. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (100), несовершенная по (010). Твердость 1—1,5. Хрупкая.

Вкус щелочной. Легко растворяется в воде. При действии HCl бурно выделяет CO_2 . На воздухе быстро теряет воду и белеет. При слабом нагревании плавится в собственной кристаллизационной воде, выделяя термонатрит.

Сода обычно встречается в смеси с другими карбонатами — тройкой и термонатритом.

Трона — $\text{Na}_3\text{HCO}_3]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — моноклинная. Кристаллы табличатые по (001), вытянутые по *b*. Агрегаты волокнистые, столбчатые, часты кристаллические корки. Окраска жемчужно- и желтовато-белая, иногда бесцветная. Блеск стеклянный мерцающий. Просвечивает. Спайность совершенная по (100), хорошая по (101). Излом неровный, полураковистый. Твердость 2,5—3.

Вкус щелочной. На воздухе не выветривается. В закрытой трубке выделяет воду. При прокаливании сплавляется, окрашивая пламя в крас-

пловато-желтый цвет. В воде растворяется. При действии HCl энергично выделяет CO₂.

Нахколит (бикарбонат натрия) — NaHCO₃ — моноклинный. Кристаллы мелкие, таблитчатые по (010). Части коленчатые и крестообразные двойники. Агрегаты рыхлые, кристаллические, пористые, выцветы, конкреции. Бесцветный, белый, красноватый. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Спайность совершенная по (101), хорошая по (111), несовершенная по (100). Излом раковистый. Твердость 2,5. Легко растворяется в воде. При действии HCl выделяется CO₂.

НИТРАТЫ

Натровая селитра (чилийская селитра, нитратит) — Na[NO₃] — тригональная. Изоструктура с кальцитом. Кристаллизуется в форме ромбоэдров. Обычно наблюдается в сплошных зернистых массах, образует корки, тонкие прослои, выцветы. Бесцветная, белая, в случае примесей — серая, лимонно-желтая, красновато-бурая. Черта белая до бесцветной. Блеск стеклянный. Прозрачна или просвечивает. Спайность совершенная по ромбоэдру (10 $\bar{1}$ 1). Излом ступенчатый до неровного. Твердость 1,5—2. Хрупкая.

Вкус солоноватый, освежающий. При прокаливании на угле дает вспышку. Легко плавится, окрашивая пламя в желтый цвет (натрий). Гигроскопична, расплывается на воздухе. Растворяется в воде.

Калиевая селитра (индийская селитра, нитрокалит) — K[NO₃] — ромбическая. Изоструктура с арагонитом. Кристаллы мелкие игольчатые и волосовидные. Псевдогексагональные разности представляют собой двойники. Обычно встречается в выцветах, рыхлых тонких корочках, шелковистых пучках, иногда плотных зернистых агрегатах. Цвет белый. Черта белая до бесцветной. Блеск стеклянный, полупрозрачна до прозрачной. Спайность по (011) и (010) хорошая, по (110) несовершенная. Излом раковистый. Твердость 2. Хрупкая.

Вкус соленый, охлаждающий. При хранении не изменяется. Плавится легко. На угле дает сильную вспышку. Хорошо растворяется в воде.

ХЛОРИДЫ

БЕЗВОДНЫЕ ХЛОРИДЫ

Галит (каменная соль) — NaCl — кубический. В химических анализах постоянно присутствует небольшое количество Br; K, Mg, Ca, SO₄ и H₂O связаны с включениями сильвина, карналлита и ангидрита. Кристаллы кубического, реже октаэдрического и столбчатого облика. Обычно встречается в зернистых, от мелко- до гигантозернистых, порфиробластовых, реже шпатовых и волокнистых агрегатах. Очень характерны скелетные образования — «лодочки» — полые пирамидки с квадратным основанием, плававшие на поверхности рассола вершиной вниз. Кубические кристаллы образуются из нейтральных растворов, октаэдрические — из активных, кислых или щелочных. Обычны включения «отрицательных» кристаллов размером до 0,1 мм, представляющих собой пузырьки маточной рапы и газа, калийных минералов — сильвина, карналлита, риппелита и энтроксидерита и «несоляных» минералов — ангидрита, гипса, карбонатов, обломочного и аутигенного кварца, блотита, мусковита, полевых шпатов, глинистых минералов, соединений железа, пирита и других минералов аутигенного и аллотигенного происхождения. Чистый галит бесцветный или белый; желтая, оранжевая, розовая и красная окраски обусловлены различными соединениями железа; бурая и черная — органическими веществами; синяя — коллоидными частицами

натрия: желтая, фиолетовая и голубая окраска — радиоактивным излучением под влиянием одновременно присутствующих калийсодержащих минералов. Черта белая до бесцветной. Блеск стеклянный до шелковистого в волокнистых агрегатах и тусклый в случае большого количества механических примесей. Прозрачен или просвечивает. Спайность совершенная по кубу (100), несовершенная по (110). Излом ступенчатый до ровного и занозистого в агрегатах. Твердость 2,5. Хрупок, при сжатии между покровными стеклами превращается в порошок.

Гигроскопичен, но на воздухе расплывается лишь в том случае, если содержит примеси, особенно солей Mg. Вкус соленый. Хорошо растворяется в воде с плавным округлением контуров зерен. Фигуры плавления и удара на гранях куба симметричны к диагоналям и ребрам куба. В закрытой трубке плавится, иногда с растрескиванием. При прокаливании на угле легко плавится, растрескиваясь и окрашивая пламя в желтый цвет. Из раствора, подкисленного азотной кислотой, AgNO_3 выделяет белый творожистый осадок AgCl .

Сильвин — KCl — кубический. Кристаллы кубические, нередко приуплещенные по углам гранями октаэдра. Агрегаты зернистые, реже шестоватые и параллельно-волокнистые, а также палеты и корочки. В сильвинитах обычно ассоциирует с галитом и имеет с ним одинаковое морфологическое выражение. Иногда они образуют взаимные включения одинаковой морфологии. Л. К. Семейкина и В. П. Козлова [1984] в сильвинитах Непского бассейна наблюдали следующие включения галита в сильвине и сильвина в галите: 1) округлые и овальные размером от 0,3—1,5 до 2,0 мм; 2) мелкие бесцветные кристаллики кубической формы величиной 0,01—0,01 мм; 3) округлые и неправильно-округлые размером 0,1—0,2 мм; 4) включения неправильной, часто причудливой формы; 5) лишь сильвин наблюдался в виде пятен, выделений по трещинам спайности или периферии зерен галита, а также оторочек, лапчатых, зигзаго-, когтеобразных, игловидных и другой формы образованных вдоль контактов галитовых зерен. Оба минерала содержат пузырьки газа и рапы, нередко многочисленные, рассеянные или вытянутые в одном направлении. Минералы-примеси чаще всего представлены призматическим, шестоватым и игольчатым ангидритом, ромбоэдрическим доломитом, глинистым веществом по спайности и контактам галитовых и сильвининовых зерен, но чаще в ассоциации с ангидритом и доломитом. Минералы-примеси в сильвине встречаются реже, чем в галите, вследствие чего галит выглядит более «загрязненным». Из акцессорных минералов постоянно присутствуют гексагональные, призматические и таблитчатые кристаллики магнетита, розетки, таблички, призмочки, гексагональные кристаллики аутигенного кварца, сферолиты и радиально-лучистые агрегаты борсодержащих минералов, единичные пластинки гематита, органическое вещество. Размеры акцессорных включений до 0,1 мм, располагаются чаще по периферии как сильвина, так и галита.

Сильвин бесцветный и прозрачный; молочно-белый за счет включений галита или пузырьков газа; серовато-белый, голубой от включений синего галита; часто желтый, красный, желтовато-красный за счет включений гематита. Черта белая до бесцветной. Блеск стеклянный. Спайность весьма совершенная по (100). Излом неровный. Твердость 2. Пластичный: при сжатии между двумя покровными стеклами расплющивается.

Гигроскопичен. Вкус горьковато-соленый, жгучий. Хорошо растворяется в воде с плавным округлением контуров зерен. Фигуры травления и удара на гранях куба расположены косо к диагоналям и ребрам куба. Окрашивает пламя в фиолетовый цвет, видимый через синее стекло. Раствор, подкисленный азотной кислотой, с AgNO_3 дает творожистый белый осадок AgCl . В сильвините от галита отличается путем травления полированной поверхности насыщенным раствором NaCl : сильвин при этом мутнеет, галит остается блестящим. Раствор хлористой платины PtCl_4 под сильвином мутнеет, над галитом остается прозрачным.

ВОДНЫЕ ХЛОРИДЫ

Бишофит — $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ — моноклинный. Кристаллы призматические. Обычны зернистые агрегаты с размером зерен (принято для хлоридных минералов) от микрозернистых (0,5 мм) до гигантозернистых (10 мм). Часто наблюдаются разнозернистые агрегаты, а также породы, где границы зерен нечеткие или неразличимы. Форма зерен неправильная, обычно изометричная, иногда встречаются идиоморфные кристаллы и зубьевидные зерна с удлинением, перпендикулярно наложению. Минералы-примеси представлены хлоридами — карналлитом, галитом, в единичных случаях сильвином, сульфатами — ангидритом, полигалитом, кизеритом, боратами — хильгардитом, ашаритом, борацитом, глинистым и иногда битуминозным веществом. Цвет и прозрачность минерала, по наблюдениям М. А. Жаркова [1980], неодинаковы: бесцветный водяно-прозрачный, иногда со слабым желтоватым, розоватым, желтовато-розоватым и сероватым оттенком; бесцветный полупрозрачный, матово- и молочно-белый; красный, розовый и светло-розовый прозрачный и полупрозрачный, иногда с желтым оттенком или желтовато-беловато-розовый, розово-белый; медово-желтый; серый прозрачный и полупрозрачный — от светлого до темного, голубовато-серый, голубовато-дымчатый; в единичных случаях каемчатый: в центре прозрачный и полупрозрачный бесцветный с желтовато-розоватым оттенком, по периферии — матовый полупрозрачный с буроватым или красноватым оттенком. Черта бесцветная до белой. Блеск стеклянный, иногда тусклый. Спайность, по-видимому, отсутствует, однако В. Е. Трегер [1980] указывает для бишофита весьма совершенную по (110) спайность (отдельность) под углом $108^{\circ}15'$. Излом неровный до раковистого. Твердость 1—2. Хрупкий.

Сильно гигроскопичен, легко расплывается на воздухе. Легко растворяется в воде и спирте. Вкус жгуче-горький.

Карналлит — $KMgCl \cdot 6H_2O$ — ромбический. Кристаллы диширамидальные или толстотаблитчатые, часто псевдогексагональные, иногда несколько вытянутые вдоль оси *a*. Известны игольчатые кристаллы, изогнутые и слегка закрученные с восьмиугольным поперечным сечением. Обычно встречается в зернистых массах в смеси с галитом. В карналлитовых породах величина зерен колеблется от 1 до 30 мм, форма неправильная, иногда сплюснутая и вытянутая. Границы зерен с отчетливыми слабо извилистыми контурами. В микровключениях в галите имеет зональную неправильно-изометричную, гексагональную, неправильно-удлиненную или причудливо-угловатую форму размером до 0,05 мм. Иногда наблюдаются тончайшие причудливой формы образования, располагающиеся по трещинам спайности галита, а также гексагональные и короткопризматические с пирамидальными окончаниями кристаллики размером до 0,3 мм. Обычны включения ангидрита, доломита, магнезита, глинистого вещества, галита с растворенными вершинками кристаллов. В виде включений наблюдались кварц, борацит, органическое вещество. Содержит красные гексагональной формы пластинки размером 0,01—0,12 мм, иголки гётита до 0,5 мм, желтые чешуйки эритросидерита, точечные включения рапы и газа, коллоидную примесь окислов железа. Цвет карналлита от бесцветного прозрачного до белого, розоватого, красного, бурого или желтого. Черта бесцветная, белая, красноватая. Блеск в свежем изломе стеклянный, на воздухе быстро тускнеет и становится жирным. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Твердость 2,5. Хрупкий.

Сильно гигроскопичен, легко расплывается на воздухе, покрываясь коркой сильвина. При слабом смачивании поверхности также образуется масса мелких кубических кристалликов сильвина. Легко растворяется в воде и спирте. Фигуры травления имеют шестигугольную и ромбовидную форму. Вкус жгучий, горько-соленый. Сильно фосфоресцирует. Растворяясь в воде, издает треск за счет пузырьков газа, находящихся под боль-

шим давлением. Характерный треск появляется при сверлении карналлита в свежем изломе остром ножа или проведении по поверхности стальной иглы. При прокаливании легко плавится. В отличие от бишофита и тахидрита окрашивает пламя в фиолетовый цвет (калий), хорошо заметный через синее стекло. При нагревании на стекле растворяется в собственной кристаллизационной воде и разлагается. При постепенном высушивании образуются мелкие кубики KCl .

Тахидрит — $CaMg_2Cl_6 \cdot 12H_2O$ — тригональный. Кристаллы ромбоэдрические, в природе в виде округлых зерен и зернистых агрегатов. Цвет восково-желтый до медово-желтого. Блеск на плоскостях спайности стеклянный. Просвечивает. Спайность по $(10\bar{1}1)$ совершенная. Твердость 2.

Гигроскопичен, легко расплывается на воздухе. Легко растворяется в воде и спирте. Вкус очень горький. При прокаливании оплавляется с поверхности, образует неплавкую массу, окрашивает пламя в желто-красный цвет.

ФТОРИДЫ

Флюорит — CaF_2 — кубический. Кристаллы кубического, реже октаэдрического, иногда ромбододекаэдрического облика. Распространены двойники по (110) в виде взаимно прорастающих кубов, реже сдвойничкованы, в этом случае уплощены октаэдры. Обычно образует массивные, зернистые, реже землистые (ратовкит) агрегаты. Чистый флюорит бесцветный и водяно-прозрачный, но обычно, вследствие дефектов структуры и наличия примесей, окрашен в фиолетовый, зеленый, желтый, розоватый, голубой или бурый цвет. Часто окраска распределяется по зонам, параллельным граням или пирамидам нарастания кристаллов. Обычно в массивном, столбчатом или шестоватом флюорите наблюдаются параллельные полосы различного цвета. Окраска термически неустойчива: в случае дефектной природы окраски при нагревании до $200^\circ C$ она исчезает. Отдельные темно-фиолетовые разности (содержат повышенное количество стронция) становятся аметистовыми. Наиболее термически устойчива пурпурная окраска. Черта бесцветная, у темных разновидностей слегка окрашена. Блеск сильный стеклянный до тусклого в землистых агрегатах. Прозрачный до полупрозрачного. Спайность совершенная по (111) , вследствие чего из крупнокристаллических зерен легко образуются октаэдрические или тригонально-пирамидальные спайные выколки. Поверхность спайности часто волнистая, изогнутая. Излом плоскораковистый до ступенчатого или неровного. Твердость 4. Хрупкий.

При прокаливании растрескивается, в тонких осколках плавится, окрашивая пламя в желтовато-красный цвет. При нагревании или после облучения ультрафиолетовым светом фосфоресцирует. Свечение наблюдается также при дроблении в ступке и сдавливании в тисках. При нагревании порошка с H_2SO_4 выделяет HF , который разъедает стекло пробирки.

Глава II

ОБЛОМКИ ПОРОД (СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ)

Особенностью осадочных пород является то обстоятельство, что кроме частиц, состоящих из отдельных минералов, в них встречаются включения типа обломков, сложенные горными породами, т. е. на-

блюдаются «породы в породе». Этот вопрос заслуживает специального методологического рассмотрения, что выходит за рамки вопросов, затронутых в книге. Авторы базируются на существующих в настоящее время представлениях о «равноправности» участия в строении осадочных пород как минералов, так и их агрегатов — обломков пород. Видимо, следует в дальнейшем обсудить статус этих образований. Обломки пород в осадочных породах характеризуются большим разнообразием размеров, формы и состава.

Исследование крупнообломочных компонентов, учитывая их сложный состав, ведется комплексно, с применением разных методов. Для них также весьма важны полевые приемы исследования, поскольку наиболее полная первичная информация добывается именно при изучении в обнажениях в полевых условиях. Началом исследования этих отложений часто служит гранулометрический анализ. Крупнообломочные породы встречаются во всех геологических системах, однако наиболее богата этими отложениями четвертичная система, для которой существуют сейчас лучше разработанные методы полевого исследования.

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Характеризуемые отложения относятся к осадочным обломочным породам, представляющим собой смесь измельченных в различной степени горных пород, слагающих области сноса. Гранулометрический состав является наиболее характерным признаком, определяющим их особенности. Поэтому их изучение начинается с гранулометрического анализа, который включает методы, позволяющие определять содержание в отложениях частиц различной крупности.

Полевым методам гранулометрического анализа во всех имеющихся в настоящее время руководствах не уделяется должного внимания, а во многих он вообще отсутствует (даже в методическом руководстве по изучению четвертичных отложений). Однако изучение четвертичных отложений, в особенности ледниковых, представляющих собой смесь обломков различной величины — от крупных глыб, имеющих нередко несколько метров в поперечнике, до мельчайших глинистых частиц, имеет существенное значение. При этом подразделение крупнообломочного материала на различные фракции значительно проще и целесообразнее проводить в поле, а лабораторным анализам подвергать лишь мелкозем. При самом общем подразделении пород по гранулометрическому составу необходимо в первую очередь проводить подразделение на мелкозем и крупнообломочную часть. В полевых условиях в связи с этим надо выделять две составляющие — мелкозем, гранулометрия которого определяется затем по взятым образцам в лабораторных условиях, и крупнообломочный материал, к которому большинство исследователей относят обломки более 1 или 2 мм в поперечнике. Однако можно включать в мелкозем и гравийные фракции, гранулометрия которых так же, как и более мелких обломков, определяется в лабораторных условиях.

Существуют различные методы выделения крупных фракций: непосредственное измерение поперечников, просевание через грохоты и измерение объема обломков в мерном сосуде [Рухина, Суслов, 1980].

Непосредственное измерение применяется главным образом к крупным глыбам и валунам, для которых этот метод является единственным. Содержание валунов и гальки может определяться объемным методом. Порода загружается в цилиндрическое градуированное ведро, заливается водой. После размочивания суспензия вместе с мелкоземом сливается. Оставшийся крупнообломочный материал погружается в мерное цилиндрическое градуированное ведро. По изменению уровня воды в ведре определяется объем грубообломочного материала. Результаты выражаются в про-

центах. Можно проводить отбор крупнообломочного материала вручную. Для этого исследуемые отложения определенного объема или веса насыпаются лопатами довольно тонким равномерным слоем на брезент и отбирают обломки вручную, а затем взвешивают или, как и в предыдущем случае, погружают в ведро. Их объем определяется по изменению уровня воды и выражается в процентах. По содержанию крупных обломков выделяются три класса: в первый входят отложения, в которых крупные обломки не превышают 10 %, во второй — 10—35 и третий — 35 %. Инженеры-геологи выделяют еще четвертый (65—90 %) и пятый (90 %) классы. После подразделения на мелкозем и крупнообломочную фракцию приступают к более дробному фракционированию последней. Для этой цели используют мерные линейки (можно ручку молотка, на которой нанесены деления). Измеряются все три оси валуна. Среднее арифметическое значение величины оси равно кубическому корню из произведения величин трех осей.

Для определения весового содержания галек и гравия применяются грохоты, представляющие собой рамы с ячейками 200, 100, 60, 20 мм, которые дают возможность подразделить крупнообломочный материал на 6 фракций. Из-за громоздкости сит-грохотов этот вид анализа возможен только в стационарных полевых условиях.

Очень эффективно использование фотоснимков, особенно для цементированных пород. Для этого стенки обнажений надо разбить на квадраты, установить для масштаба линейку или молоток при камеральной обработке. Производится взвешивание снимка целиком, а затем вырезанных контуров крупных обломков. Их можно разделить на валуны и гальки. Этот метод является весьма приближенным, так как учитывается лишь одно случайное сечение валунов и галек.

В обычных полевых условиях при геологических съемках наиболее простой метод фракционирования валуно-галечного материала целесообразно проводить с помощью прямоугольных проволочных или вырезанных из фанеры рамок. Обычно [Справочное руководство... 1958] используются следующие размеры отверстий: 20—25, 15—20, 10—15, 7,5—10, 5,0—7,5 и 2,5—5 см. Для подсчета берется от 100 до 200 галек. Результаты выражаются в процентах.

Для определения среднего размера валунов и галек можно использовать такой способ. Валуны и гальки раскладываются в ряд так, чтобы они соприкасались своими поперечниками. Затем измеряют длину ряда и делят на количество галек.

Полевой гранулометрический анализ мелкозема проводится с помощью трафаретов. Сущность их заключается в сравнении величины зерен с диаметром кружков трафаретов (см. рис. III.6).

Другой полевой метод гранулометрического анализа основан на сравнении мелкозема отложений с набором стандартных образцов. Он применим лишь к хорошо отсортированным отложениям. Плохо отсортированные отложения, в состав которых входят алевроитовые и глинистые частицы, могут подразделяться в поле в зависимости от их пластичности лишь на суглинки и супеси.

Сложность состава таких своеобразных, как ледниковые, отложений требует применения специальных методов анализа. Поэтому наряду с обычным гранулометрическим анализом малого объема исходного материала (50 г) делаются анализы из большего (от 5—7 до 30—50 кг) с целью получения более полного представления о соотношении частиц и обломков разной размерности. Эти последние гранулометрические анализы проводятся методом пересчетов [Гайгалас, 1980].

Большие пробы (5—50 кг) значительно затрудняют и осложняют гранулометрический анализ. Поэтому при проведении гранулометрического анализа ледниковых отложений пользуются комбинированным методом, основанным на перерасчетах.

Вначале отделяются фракции свыше 0,1 мм от алеврито-пелитовых отмучиванием. В первую очередь из общего отмученного объема просеиваются крупные фракции (30—3 мм) и высчитывается их процентное содержание. Более мелкие фракции (3—0,1 мм) выделяются на ситах из меньшего объема, а их процентное количество в отложениях устанавливается методом пересчетов.

Гранулометрический анализ пробы большого объема и минералогическо-петрографические данные полного спектра составных частей грубообломочных пород позволяют получить более правильное представление не только о породе, но и об условиях ее образования. Кроме того, полученные данные вполне могут использоваться при выделении и сопоставлении разновозрастных горизонтов.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГРАВИЙНО-ГАЛЕЧНЫХ ФРАКЦИЙ

Изучение состава гравийно-галечных фракций применяется давно как один из ведущих литологических методов исследования отложений плейстоцена и более древних пород. Часто этот способ исследования называется петрографическим методом. Изучение крупнообломочных фракций позволяет установить области размыва, пути и дальность приноса обломочного материала льдом или водой, определить характер среды, особенности переноса материала и переработки его постседиментационными процессами, выявить признаки, позволяющие выделить и увязать разновозрастные отложения.

Определения петрографического состава крупнообломочного материала обычно ограничиваются галечной или гравийной размерной фракцией. Результаты изучения состава этих фракций стремились применять для литостратиграфических целей. Одни исследователи предпочитали изучать галечные фракции (размером от 1 до 5 см), другие — гравийные (от 10 до 1 мм).

Многолетний опыт показывает, что для получения статистически достоверных результатов при определении петрографического состава требуется проанализировать 300 обломков. В зависимости от содержания крупнообломочного материала первоначальный объем пород, из которого выделяются галечные фракции в нужном объеме (300 ед.), равняется 0,1; 0,25; 0,5 м³ и т. д. Например, для морен Подмосковья достаточно 0,10 м³ для выделения около 300 обломков размером мелкой гальки (1—5 см). Для выделения такого количества обломков гравийных фракций требуется значительно меньший объем морены. Необходимое число обломков крупного гравия (10—7 мм) набирается при отмучивании десятков килограммов вещества морены, а среднего и мелкого гравия (7—5 и 5—3 мм) — лишь несколько килограммов. Объем первоначального материала для выделения нужного количества (300 ед.) обломков уменьшается пропорционально размеру фракции.

Гравийные и галечные фракции из взятой пробы моренного суглинка отделяются отмучиванием, которое требует много труда. По этой причине часто гальки из основной массы морены выбираются вручную, а гравийные фракции, за исключением крупногравийной, только отмучиваются. Анализ отдельных фракций не дает общего представления о петрографическом составе всего обломочного спектра морен. Поэтому проведены специальные исследования полного петрографического спектра ледниковых отложений [Гайгалас, 1964]. Незначительные колебания обнаружены в интервале фракций размером 30—3 мм. В этом интервале содержание отдельных петрографических компонентов колеблется с небольшой амплитудой. Данные любых отдельных узких фракций (30—10, 10—7, 7—5, 5—3 мм) этого широкого интервала можно использовать как равноценные показатели при расчленении и увязывании моренных отложений. Выбор

фракции для анализа во многом зависят от количества исходного материала морены. В случае недостаточной массы морены для выделения крупных обломков размером 30—10 и 10—7 мм петрографические исследования вполне выполнимы по более мелким фракциям (7—5 и 5—3 мм), дающим близкие и репрезентативные данные. Анализ состава мелких обломков приемлем для характеристики разновозрастных морен по керну скважин с ограниченной массой исходного материала.

Коренные изменения состава обломков наблюдаются в интервале мелких фракций (3—0,01 мм). Здесь постепенно начинают преобладать отдельные минералы над фрагментами пород. Вместо обломков карбонатных пород в этих фракциях появляются минералы карбонатов, а кристаллические породы дезинтегрируются до кварца и полевых шпатов. Петрографические спектры обломочного материала обусловлены процессами ледникового седиментогенеза и не зависят от возраста морен. Успех петрографического исследования морен во многом зависит от рационального подбора групп пород. Практика показала, что для характеристики разновозрастных горизонтов морен достаточно использовать от 5 до 10 групп. В отдельные группы объединяются обломки по близкому петрографическому составу и происхождению из одной петрографической провинции, т. е. по петрографо-генетическому принципу. Выделение группы обломков характеризуется неодинаковым количественным постоянством в моренном горизонте. Дальнеприносимые эрратические компоненты (скандинавские кристаллические породы для Прибалтики) образуют так называемую устойчивую показательную часть спектра. Содержание местных пород в моренах подвергается значительным колебаниям по площади морен, поэтому их выделяют как изменчивую часть петрографического спектра. При использовании результатов петрографического анализа необходимо дифференцированно подойти к оценке устойчивой и изменчивой составных частей петрографического спектра [Орешкин, 1979], так как они несут разную информацию.

Экспериментально установлено, что не имеет принципиального значения то, какими количественными или объемными процентами выражается содержание групп обломков в моренах. Разными способами подсчитанные данные весьма близки. В аномальных случаях методически полезно определять абсолютное, а не относительное содержание показательных групп пород в моренах и тем самым ввести поправку на локальное разбавляющее искажение за счет местного материала.

Данные петрографического анализа долгое время стремились использовать как постоянные параметры разновозрастных морен. Петрографическому методу подводят гляциоседиментационную основу [Гайгалас, 1979], которая позволяет понять особенности вариации данных и использовать их более успешно для решения вопросов литостратиграфии и образования морен.

Кратко остановимся на специфике диагностики обломков изверженных, вулканокластических и метаморфических пород в полевых условиях.

В качестве аллотигенной примеси в песках и песчаниках могут присутствовать обломки кислых магматических пород (гранитов, кварцевых диоритов, кварцевых порфиров, липаритов, дацитов и др.), основных (базальтов, диабазов, долеритов, габбро и др.), щелочных и ультраосновных (нефелиновых сиенитов, трахитов, пироксенитов и др.), а также переходных между ними разновидностей. Существенно различаются перечисленные породы по своей структуре в зависимости от происхождения: интрузивные разности обычно полнокристаллические отчетливо зернистые, в то время как эффузивные обладают неоднородной зернистостью, т. е. скрытокристаллической или тонкокристаллической основной массой, на фоне которой располагаются порфиновые выделения полевых шпатов, кварца или темпоцветных минералов (в зависимости от состава породы). В петрографии магматических пород известны отклонения от этого правила, когда в периферических частях интрузивов образуются порфиновые структуры,

а в центре излившихся тел возникают полнокристаллические породы, тем не менее общая закономерность сохраняется. Таким образом, обломки кислых интрузивных пород — это гипидиоморфно-зернистые агрегаты, состоящие из кварца, ортоклаза, микроклина с чешуйками биотита. Их эффузивные аналоги типа липарита состоят из скрытокристаллической основной массы и порфировых выделений щелочного полевого шпата и кварца, реже слюды, амфибола.

Обломки основных интрузивных пород (долеритов, диабазов) по аналогии с кислыми являются гипидиоморфно-зернистыми, сложены идио-морфными призматическими плагиоклазами и аллотриоморфными широксенами, выполняющими промежутки между кристаллами плагиоклазов. Излившиеся разности этих пород — базальты — обладают скрытокристаллической либо микролитовой основной массой и порфировыми выделениями в виде призматических кристаллов плагиоклазов.

Чрезвычайно редко и то лишь вблизи источников сноса можно встретить в осадках обломки щелочных и ультраосновных пород, в том числе и кимберлитов. Обломки щелочных интрузивных пород представляют собой агрегаты каменных полевых шпатов с нефелином или без него, излившиеся разности, как правило, имеют темно-зеленую скрытокристаллическую основную массу и порфировые выделения щелочных пироксенов типа эгирина, авгита. Обломки ультраосновных интрузивных пород (перидотитов, пироксенитов) состоят либо из оливина и пироксенов, либо из пироксенов, а их эффузивные аналоги — пикритовые порфириты — из стекловатой массы и крашенников авгита, оливина и др.

Следует сказать, что магматические породы в разной степени обладают устойчивостью к выветриванию в условиях гипергенеза и истиранию в путях миграции.

Наименее устойчивы в коре выветривания ультраосновные породы и породы щелочного ряда, пелитизация и выщелачивание породообразующих минералов которых происходят практически в любых климатических условиях. Более устойчивы в этих условиях кислые и основные породы и особенно их эффузивные разности с порфировой структурой (липариты, базальты). Именно в такой последовательности располагаются обломки перечисленных пород в ряду устойчивости к истиранию при транспортировке: наименее устойчивы обломки перидотитов, наиболее — базальтов.

Как правило, обломки магматических пород присутствуют в осадочных породах в той или иной степени в измененном виде: слагающие их каменные полевые шпаты пелитизированы, плагиоклазы либо кальцитизированы, либо частично замещены глинистыми минералами (гидрослюдой, монтмориллонитом, каолинитом или галлуазитом), темноцветные минералы ожелезнены.

Псефитовые, реже псаммитовые обломки вулканокластических пород представляют собой наиболее «незрелые» обломочные частицы, выброшенные вулканами в процессе извержений. Они состоят из обломков стекла, пемзы, шлаков, различных магматических минералов, по химическому составу близких соответствующим типам эффузивных пород. В отдельных случаях вулканические туфы обогащены ипородным (резургенным) материалом, сложенным обломками пород, образовавшихся за счет продуктов ранних извержений и захваченных из материалов цоколя вулканических построек. Последние могут быть представлены самыми разными породами — от осадочных и метаморфических до эффузивных и интрузивных.

Распределение пирокластических компонентов зависит от ряда факторов — гранулометрии, фациальных условий их накопления. Известно, что при выбросе пеплового материала во время извержений вулканов происходит золотая сепарация с разделением пирокластических частиц по размерам и весу. Крупные обломки (от лапилли и крупнее) образованы в основном эффузивной кластикой, пемзой и шлаком. В зависимости от состава извергнувшегося магматического расплава это могут быть обломки базальтов, андезитов, фонолитов и др., состав которых охарактеризован

Схема классификации метаморфических пород, применяемых при

Исходные породы (до метаморфизма)	Главные группы породообразующих минералов	Мелкозернистые, 0,1 мм
Аргиллиты	Серпичит, кварц, темноцветные	Глинистые сланцы
Песчаники	Кварц, полевые шпаты	Кварциты
Известняки, доломиты	Кальцит, доломит	Мраморы
Мергели	Глинистые минералы, слюды, кальцит, доломит	Известково-глинистые слюды
Базальты, габбро	Амфиболы, нироксены, плагиоклазы, гранаты	Хлорито-серпичитовые сланцы
Липариты, граниты	Кислые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, слюды, темноцветные минералы	Катаклазированные граниты и кислые эффузивы
Дуниты, нироксениты, перидотиты	Серпентин, тальк, магниевые амфиболы	Серпентиниты, тальковые сланцы
Различные осадочные и магматические породы	Эпидоты, слюды, кварц и др.	Скарны, вторичные кварциты

выше. В них также наблюдаются отдельные кристаллы (порфиробласты) и основная масса. Часто, особенно в относительно молодых отложениях, обломки вулканокластических пород пористы. Передко в порах и полостях наблюдаются новообразования.

Изучение структур вулканических литокластов имеет важное значение для установления принадлежности пород к тому или иному типу магматического расплава, характера извержений и эволюции вулканической деятельности.

Форма литокластических обломков большей частью изометрическая с неровной поверхностью. Они распространены преимущественно в прикратерной зоне и характеризуются грубым гранулометрическим составом.

В породах, сформированных в наиболее удаленных от вулканических центров зонах, преобладают легкая и мелкая фракции вулканических пеплов, которые состоят главным образом из вулканического стекла, мелких обломков пемзы и шлака, а также осколков кварца, полевых шпатов, частичек слюдистых минералов и др.

Фрагменты вулканического стекла обладают самой разнообразной формой. Эти частицы образуются при дроблении остывающего вязкого газонасыщенного вещества (массы с многочисленными пузырьками самых различных очертаний) и при разбрызгивании магматического расплава. Они имеют вид капель, часто вытянутых и оканчивающихся рваными «хвостами», рогулек, серпов, треугольников с вогнутыми сторонами, сфер, раковинок и др. Обломки вулканического стекла кислого состава характеризуются более тонким контуром, а основного состава имеют более грубую изометричную форму. Последние почти всегда окрашены в темно-желтовато-, зеленовато-бурый цвет, кислые стекла бывают чаще всего бесцветными или обладают слабой окраской.

Как ювенильный материал вулканическое стекло крайне неустойчиво в поверхностных условиях, поэтому они встречаются только в молодых четвертичных, неогеновых и реже в палеогеновых отложениях. В большинстве же случаев можно судить об их присутствии в породе только по реликтам, представленным продуктами изменения в виде глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит, хлориты и др.), цеолитов, кремнезема и других новообразований, сохранивших первичные контуры частиц вулканического стекла.

В промежуточной между прикратерной и удаленной зоне пеплопадов отмечается концентрация минеральной кластики, состоящей из кристаллов полевых шпатов, часто зональных, осколков и кристалликов кварца с характерными бипирамидальными гранями или округлыми с плавными уг-

голевых исследованиях [Мейсон, 1981, с изменениями]

Среднезернистые, 0,1—1 мм	Крупнозернистые, 1 мм	
	Однородные	Полосчатые
Филлиты	Различные кристаллические сланцы	Гнейсы
Кварциты	Кварциты, полевошпатово-кварцевые сланцы	Полосчатые кварциты, кварцитовые гнейсы
Мраморы	Мраморы	Полосчатые мраморы
Известковые филлиты	Известковые кристаллические сланцы	Известковые гнейсы
Амфиболиты	Амфиболиты, эклотит	Плагиоклазо-амфиболо-пироксеновые амфиболиты
Гранито-гнейсы	Гранито-гнейсы	Гранито-гнейсы и мигматиты
Серпентиниты, тальковые сланцы	Тальковые сланцы	Полосчатые верлиты
пронциты, грейзены, листвениты и т. д.	листвениты и т. д.	Мигматиты

лублениями вследствие магматического растворения. В туфах встречаются многие другие минералы: оливин, пироксен, самидин, которые в нормально-осадочных породах не наблюдаются или отмечаются очень редко. Характерная особенность пирокластических минералов — их трещиноватость.

Метаморфические породы разнообразны по составу, структуре и генезису. Особенности строения позволяют разделить их на две большие группы: сланцевые и зернистые. Первая объединяет в основном продукты динамотермального метаморфизма осадочных пород: глинистых, песчаных, грубообломочных и т. д. Способность распадаться на отдельные плитки обуславливает преимущественно распространение этих пород в виде уплотненных обломков. По составу, который связан со степенью метаморфизма, среди сланцевых пород различаются филлиты, слюдяные, слюдисто-хлоритовые, слюдисто-, полевошпатово-кварцевые, разновидности амфиболовых, эпидотовых, гранатовых, дистоновых и других сланцев. В гнейсах четко проявляется зернистая структура, но еще сохраняются сланцеватость и полосчатость в распределении порообразующих минералов (кварц, полевые шпаты, темноцветные минералы). Кремнистые породы, не имеющие сланцеватого строения, включают продукты термального метаморфизма и метасоматизма, а также породы, претерпевшие наиболее глубокий динамотермальный метаморфизм. В обломках обычно хорошо сохраняются кварциты, жильный кварц, реже обнаруживаются амфиболиты, мраморы, скарны, грейзены, листвениты и др.

Устойчивость при выветривании и переносе прямо зависит от состава метаморфических пород. Наиболее стойки к поверхностным физическим, химическим и биохимическим процессам породы, более обогащенные кварцем, а затем в ряду устойчивости располагаются алюмосиликатные и карбонатсодержащие породы.

Краткий определитель метаморфических пород дан в табл. II.1.

ПРИЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ РУКОВОДЯЩИХ ОБЛОМКОВ

Исследования обломков (валунов) сыграли исключительно важную роль в истории изучения ледниковых отложений плейстоцена, которые и рассматриваются в качестве примера. В прошлом столетии при становлении теории континентального оледенения эрратические валуны послужили доказательством материкового ледникового происхождения плейстоценовых морен в Северном полушарии. В нашем столетии они использовались в основном для решения гляциодинамических и палео-

географических вопросов — установления центров древних оледенений, областей экзарации, направлений движения ледников, выделения ледниковых потоков и лопастей и т. п. Сейчас результаты изучения руководящих валунов все шире используются при литостратиграфических исследованиях для выделения и корреляции разновозрастных моренных горизонтов и краевых ледниковых образований на территории древнего материкового оледенения и т. д. [Гайгалас, 1979]. Методом прослеживания рудоносных валунов проводились и проводятся поиски полезных ископаемых, особенно на кристаллических щитах. По руководящим валунам выполнено большое количество работ в разных районах древнего материкового оледенения.

Исходным пунктом исследований в этой области служит определение понятия руководящего валуна. Руководящими принято считать следующие валуны: 1) происходящие из материнских пород, имеющих узкое, ограниченное и неповторяющееся распространение; 2) обладающие хорошо различаемыми чертами минералого-петрографического состава, структуры и текстуры; 3) характеризующиеся одинаковой устойчивостью против истирания и дробления в леднике при переносе и 4) представленные в достаточном количестве в изучаемых ледниковых отложениях.

Количество валунов, отвечающих этим требованиям, в разных районах неодинаковое, но обычно небольшое. Поэтому многие исследователи определяли все валуны, которым только можно было установить предполагаемое место их происхождения, считая их за руководящие. Общій учет неодинаково достоверно определенных руководящих валунов отрицательно отражался на делаемые выводы. Нами [Гайгалас, Раукас, 1965; и др.] было предложено при классифицировании руководящих валунов учесть степень их достоверности. Таким образом, наряду с подразделением руководящих валунов по региональным группам, указывающим районы происхождения, оценивается степень достоверности определения, выделяются типичные (первостепенные) и второстепенные руководящие валуны, а также сопровождающие породы.

При изучении руководящих валунов важны полевые методы сбора каменного материала, которые подбираются соответственно к тому, какие генетические типы отложений изучаются. Для поверхностных валунных полей используются площадные (количественные) методы. Моренные слои опробываются объемно-количественными методами, флювиогляциальные, аллювиальные и моренные — рамочно- или объемно-количественными. В каждом случае ведется подсчет около 50—100 единиц руководящих форм, которые потом распределяют по парагенетическим регионально-генетическим группам. Результаты подсчета представляются в виде формул или выражаются графически. Часто для больших территорий строятся веера распространения с указанием зоны максимального распространения руководящих валунов.

ЗАМЕРЫ ОРИЕНТИРОВКИ ОБЛОМОЧНЫХ ЧАСТИЦ

Результаты замеров ориентировки обломков в ледниковых отложениях в полевых условиях используются для получения представления о динамике среды осадконакопления, выделения разновидностей отложений, решения палеогеографических задач, вопросов об источниках и условиях приноса обломочного материала, о гляциодинамике и палеоструктуре ледниковых щитов.

Многочисленные наблюдения над ориентировкой галек, произведенные в середине и конце XIX и XX веков, доказали возможность реконструкции локальных направлений движения древних материковых ледниковых покровов плейстоцена по ориентировке длинных осей галек в моренах. Они внесли большой вклад в изучение природы преимущественной ориентировки галек в моренах плейстоценового оледенения.

Кроме того, были произведены замеры ориентировки длинных осей обломков в моренных отложениях современных ледников, которые подтвердили, что длинные оси галек в донно-моренных отложениях преимущественно располагаются параллельно направлению движения ледника и только небольшая их часть образует поперечные шпик.

Некоторые исследователи начали применять микротекстурные исследования, а замеры ориентировки производили в шпифах. Но для установления преимущественной ориентировки такие замеры менее эффективны, так как в тонких разрезах не всегда длинная ось обломков будет располагаться в плоскости среза. Таким образом, для познания процессов седиментации наиболее хорошими являются методы замера пространственной ориентировки обломков в толще в полевых условиях. Наиболее ценные результаты можно получить после полной оценки пространственного расположения основных трех параметров в моренах, что требует проведения специальных, тщательных и детальных исследований. Для таких замеров требуется много времени. Изучение ориентировки часто ведется совместно с другими методами исследования. Многие исследователи проводят замеры ориентировки только длинных осей галек с помощью горного компаса. Интервалы замера составляют 5'. Такие узкие интервалы позволяют детализировать ориентировку и наклон длинных осей галек в ледниковых отложениях. Для получения достоверных данных, простоты и удобства их статистической обработки измеряются ориентировки для 100 галек. Известно, что минимальное количество замеров, необходимое для получения достоверных данных, равняется 50—100 единицам.

Полученные данные изображаются в виде роз-диаграмм ориентировки, полигонов, гистограмм или полюсных точечных диаграмм ориентировки и наклона длинных осей галек. Появление дву- или поливершинной кривой распределения свидетельствует о сложности состава совокупности.

В последние годы результаты замера ориентировки и наклона удлиненных обломков выражаются на круговых диаграммах в изолиниях с использованием в качестве основания равноплощадной сетки Шмидта или стереографической сетки Вульфа [Аболтыш, 1986]. Основное преимущество таких построений заключается в возможности статистического анализа замеров, выраженных в изолиниях плотности на единицу площади диаграммы. Структурные диаграммы этого типа позволяют четко определить упорядоченность ориентировки, выявить основные и дополнительные максимумы и одновременно оценить преобладающее направление наклонов (и их величину) по отношению к направлению движения потока и использовать полученные результаты для выделения фацальных разновидностей пород, а также для структурно-геологических, динамических и палеогеографических реконструкций.

Структурные диаграммы в изолиниях, построенные на равноплощадной сетке Шмидта или стереографической сетке Вульфа (при условии, что для статистического подсчета плотностей на этой сетке пользуются специальными трафаретами, например планисферой Пронина или др.), можно использовать также для определения типа гляциотектонического строения породы подобно диаграммам линейности минералов в петроструктурном анализе.

Возникновение того или другого типа узора изолиний плотностей на диаграммах, по существу, обусловлено типом пластических деформаций, в результате проявления которых линейные элементы в породе приобретают ориентировку. Обычно выделяют не менее трех типов пластических деформаций. Первый возникает в результате дифференциальных ламинарных движений, происходящих по одной системе параллельных плоскостей. На диаграммах изолиний плотности образуют один четкий максимум или одну пару противоположных максимумов (диаграммы *S*-гляциотектонитов).

Второй тип пластических деформаций характеризуется движениями по двум сопряженным системам поверхностей ламинарного скольжения, ко-

торые можно представить как пару плоскостей круговых сечений эллипсоида деформации. На диаграммах изолиний плотностей возникают четыре максимума, образующих две пары, соответствующие плоскостям скольжения S_1 и S_2 (диаграммы B -гляциотектонитов сплющивания). Одна пара максимумов обычно отличается более высокими значениями плотности и отвечает основному направлению напряжений.

Третий этап диаграмм возникает вследствие скользящих дифференциальных движений, совершающихся по бесчисленному количеству плоскостей. В данном случае движение имеет вращательный характер с осью вращения R . Ориентировка на диаграмме выглядит узорчато с многочисленными мелкими максимумами (диаграммы R -гляциотектонитов).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОРФОЛОГИИ ОБЛОМКОВ

С целью морфологической характеристики обломков определяются следующие показатели: окатанность, уплощенность, удлиненность, анизометричность, характер поверхности (фасеттированность, штрихованность, углы, грани) и общая форма, которые устанавливаются в полевых и лабораторных условиях.

Окатанность определяется чаще всего по пятибалльной системе А. В. Хабакова [Рухин, 1953]: 0 — остроугольные обломки (щебень) 1 — угловатые гальки с обтертыми ребрами, 2 — угловато-окатанные гальки с обтертыми ребрами, но еще сохранившие первоначальную огранку 3 — гальки хорошо окатанные, сохранившие лишь следы первоначальной формы, 4 — прекрасно окатанные гальки.

В том случае, если сечение одной гальки из трех (по трем взаимно перпендикулярным плоскостям) является правильной геометрической фигурой, то ее относят к четвертому классу окатанности (шар, диск, эллипсоид вращения и т. п.), если нет — к третьему. Затруднения возникают при определении окатанности расколотых галек. У расколотой гальки одна часть сохраняет следы окатанности, а вторая имеет остроугольные неокатанные ребра. Такая галька относится к классу окатанности согласно характеру поверхностей, возникших после раскола, т. е. снижается класс окатанности сбитых галек.

Коэффициент удлиненности, предложенный Н. Б. Вассовичем [Справочное руководство..., 1958], определяется по формуле

$$K_d = \frac{2A}{B+C} - 1,$$

где A — длинная, B — средняя и C — короткая оси.

По степени удлиненности обломки разделяются на шесть классов: 1) неудлиненные (0,1—0,1); 2) очень слабо удлиненные (0,1—0,25); 3) слабо удлиненные (0,25—0,5); 4) умеренно удлиненные (0,5—1,0); 5) сильно удлиненные (1,0—5,0); 6) очень сильно удлиненные (5,0).

Коэффициент анизометричности вычисляется по формуле, которая получена из суммы двух коэффициентов удлиненности:

$$K_a = \frac{B}{C} - 2.$$

Коэффициент анизометричности показывает степень, а не типы анизометрии. Тип анизометричности характеризуется двумя коэффициентами уплощенности и удлиненности. По типу анизометричности выделяется десять категорий обломочных частей: I — дисковидные, II — сплюсненно-сфероидальные, III — сферические, IV — плосковытянутые, V — плосковытянутые сфероидальные, VI — продолговато-сфероидальные, VII — плосковытянутые, VIII — вытянутые стержни, IX — уплощенные, X — разные.

Характер поверхности галек оценивается макроскопически. Фиксируется наличие и число фасеток и штрихов. Например, моренные гальки отличаются наличием одной или большего числа фасеток, которые чаще всего наблюдаются на карбонатных гальках. Штрихи (бороздки) наблюдаются не только на фасетках, но и на любой другой поверхности галек. При изучении поверхностей галек учитывается то, что возможны фасетки, отполированные не только ледником, но и под воздействием ветра. Они различаются между собой характером поверхности. Золовой обработке характерна ямчатость поверхности обломков. По характеру поверхностных текстур выделяют песчаные зерна на прибрежно-морских, золовых, речных и ледниковых отложениях [Рухина, 1980]. Для поверхности песчаных зерен из пляжевых отложений характерны врезы. Поверхности песчаных зерен золовых отложений характеризуются наличием хребтообразных выступов с волнистыми очертаниями и наличием дуг, располагающихся веерообразно. Поверхности песчаных зерен, ледниковых и водно-ледниковых отложений обладают несколькими признаками: раковидным изломом и четко выраженным рельефом поверхности, его ступенчатостью и расположением как субпараллельно, так и дугообразно, а также присутствием параллельных борозд различной длины. Характер поверхности обломочных зерен часто позволяет более уверенно установить генезис изучаемых отложений.

Г л а в а III

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ

Особенности распределения породообразующих компонентов в осадочных породах зависят от структуры и текстуры. Структуру в петрографии принято изучать по размерам, форме и взаимоотношениям слагающих породу частиц. Текстурные признаки зависят от пространственного расположения конкретных частиц осадочных пород.

СТРУКТУРЫ

Структуры подразделяются на различимые невооруженным глазом наблюдателя или макро- и микроскопические. Ниже дается характеристика только для первой группы. Микроскопические структуры уже были рассмотрены [Осадочные породы, 1987]. Следует, однако, отметить, что ряд структур фиксируется как макро-, так и микроскопически. Для них в дальнейшем приведены только макропризнаки.

Основой классификации структур осадочных пород является их подразделение на био-, grano- и кластоморфные. Каждое из них характеризуется своими показателями размерности, формы и взаимоотношением с соседствующими компонентами.

Биоморфные структуры делятся на скелетные и продукты жизнедеятельности. Скелетные элементы представляют собой твердые минеральные образования, сохранившиеся в осадочной породе после гибели представителей животного или растительного мира и не испытавшие механической переработки или постседиментационного с изменением формы и размеров. Таким образом, остатки организмов, в которых первичное вещество замещено более поздними во времени возникновения минеральными соединениями, также следует относить к скелетным элементам.



Рис. III.1. Морфологические формы известковых водорослей; по М. Врею [Седиментология, 1980].

А — инкрустационные формы, типичные для багрянок; Б — кустиковые, характерные для зеленых водорослей; В — нитки синезеленых водорослей.

Первичными минералами и компонентами скелетных элементов являются карбонаты, фосфаты, окислы кремния, углеводородные соединения. Карбонаты представлены арагонитом и кальцитом. Они слагают скелетные формы цианобактерий, водорослей (кокколитофориды, зеленые, харовые), фораминифер, археоциат, гидромедуз, кораллов, иглокожих, морских звезд, офиур, голотурий, мшанок, некоторых червей, брахиопод, моллюсков и остракод. Арагонит, как правило, менее устойчив при постседиментационных изменениях карбонатного вещества, обычно он трансформируется в кальцит.

Размеры скелетных форм оцениваются по десятичной системе. В полевых условиях возможно выделение следующих биоморфных структур по наибольшему диаметру (мм) остатков: 1) крупнее 10 — гигантоскелетные, 2) 10—1 — грубоскелетные; 3) 1—0,5 — крупноскелетные; 4) 0,5—0,25 — среднескелетные и 5) менее 0,25 — мелкоскелетные. При характеристике форм скелетных остатков используется терминология, принятая для диагностики палеонтологических остатков.

Ниже приведено краткое описание породообразующих компонентов органических остатков по материалам [Справочное руководство..., 1958; Маслов, 1973; Наумов, 1981; и др.]. Остатки цианобактерий, известные с раннего докембрия, встречаются в виде следов нитей, навивающихся, стелющихся или кустовидные (рис. III. 1). Их размеры невелики и измеряются первыми миллиметрами. Из водорослей, выделяющих карбонатное вещество, можно отметить багряные, образующие слоевища в виде корок, наростов, желваков размерами от миллиметра до десятков сантиметров [Маслов, 1973], харовые, сохранившиеся в ископаемом состоянии в виде остатков ооспарангиев, реже вегетативных частей растений размерами не более нескольких миллиметров [Маслов, 1973]. Остатки кокколитофорид макроскопически неразличимы.

Породообразующими компонентами являются раковины фораминифер (карбон — настоящее время). Известковые скелетные остатки этих животных обычно микроскопического размера, но встречаются представители с раковинами до нескольких миллиметров и более (нуммулитиды — 10 см). Формы раковин разнообразны: шарообразные, лопастные, трубчатые, спиралевитовые и т. д. [Маслов, 1973].

Скелетные остатки археоциат (поздний докембрий? — средний кембрий) обычно сохраняются в виде кубков конической или субцилиндрической формы размерами 5—80 мм в высоту и 5—20 мм в диаметре, реже больше. В сечении различимы внутренняя и наружная стенки, а также стержневидные элементы, их соединяющие. Состав вещества скелетных остатков археоциат обычно кальцитовый, реже доломитовый. В последнем случае, возможно, доломит является метасоматическим продуктом.

Табуляты (средний кембрий — пермь) сохраняются в виде колонпальных построек (полипьяков), состоящих из отдельных ячеек-кораллитов. Различают массивные, кустистые и стелющиеся полипьяки, реже встречаются ветвисто-, кустисто-массивные и цепочечные. Плотное при-

легание кораллитов характерно для массивных полипняков, сами кораллиты имеют полигональную, полигонально-округлую или сдавленно-полулунную форму в поперечном сечении. Кораллиты кустистых полипняков цилиндрической формы, обычно пространственно разобщены. Цепочки и сеточки, вытянутые по субстрату, характерны для стелющихся полипняков. Форма кораллитов рожкообразная. Дополнительные элементы табулят — соединительные, септальные образования и днища, разделяющие внутренние полости кораллитов. Скелетные элементы состоят из кальцита. Доломит всегда является постседиментационным образованием.

Четырехлучевые кораллы (ордовик — ранний триас) образуют одиночные и колониальные формы, скелетные элементы которых сложены арагонитом, в ископаемом состоянии обычно замещающимся кальцитом. Для одиночных представителей характерны конические или цилиндрические формы наружного скелета, для колониальных — кустистые. Структурными элементами также являются септы (перегородки) пластинчатой или шиповидной формы, а также столбики или осевые колонии.

Скелет из арагонита отмечается у современных шестилучевых кораллов. Ископаемые представители сложены кальцитом. Кораллы этого типа имеют кораллиты многоугольной или овальной формы, для них характерны осевые структуры в виде столбиков и многочисленные септы. Восьмилучевые кораллы — колониальные формы. Известны с триаса по настоящее время.

Значительная роль в формировании карбонатных пород принадлежит строматопоридеям, известным с кембрия до палеогена. Они представляют собой кишечнополостные колониальные организмы, обитатели мелководной обстановки теплых морей. Сохранились в виде колоний размерами от нескольких миллиметров до первых метров. Формы построек — куполообразные, массивные, дискообразные, караваевидные, желвакоподобные, пластинчатые, ветвистые, стебельчатые, инкрустирующие (коркообразные) с бугристой поверхностью. Скелет, называемый ценостеумом, состоит из параллельных, прямых или волокнистых тонких концентрических пластинок, которые могут соединяться столбиками. Структура кальцита, слагающего строматопориды, микрозернистая. Иногда наблюдается окремнение, имеющее постседиментационное происхождение.

Иглокожие, скелетные остатки которых являются пороодообразующими компонентами, представлены морскими лилиями (криноидеями) и ежами. Криноидеи (ордовик — настоящее время) распространены в известняках в виде остатков члеников, составляющих стебель. В поперечном сечении они имеют круглую, прямо-, тре- или шестиугольную форму. Для продольного разреза характерны прямоугольные или трапециевидные очертания. Часто наблюдается осевой канал. Размеры члеников различные, нередко до нескольких миллиметров и больше.

Остатки морских ежей (палеозой — настоящее время) иногда являются пороодообразующими компонентами осадочных пород. Встречаются в виде скоплений иглок и обломков панцирей, слагая биокластоморфные известняки. Черви в заметных скоплениях представлены известковыми трубками серпул или их обломками (карбо-палеоген). Диаметр трубок достигает 0,5—1,0 мм, а длина — нескольких сантиметров. Являются основными компонентами полихетовых известняков, участвуют в строении органогенных построек.

Колонии мшанок известны с ордовика. Формы и размеры ячеек разнообразны. Индивидуумы мшанок (зооиды) не превышают 1 мм. Обычно в виде корок обрастают неровности дна. Образуют известковые породы и органогенные постройки, в которых могут ассоциироваться с остатками других организмов. Отмечаются также среди терригенных и глинистых пород.

Раковины брахиопод, известные с кембрия, часто участвуют в строении осадочных пород. Известковую раковину имеют замковые брахиоподы.

Она состоит из двух створок, на поверхности которых отчетливо видны скульптура и пористость. Раковины и их обломки слагают известняки био-, grano- и кластоморфной структуры или участвуют с остатками других организмов в известняках со смешанной по составу фауной.

Моллюски включают двустворчатые, гастроподы, аммониты и белемниты. Наиболее часто, как пороодообразующие, встречаются двустворчатые моллюски (кембрий — настоящее время), раковины которых сложены кальцитом и арагонитом. Органическое вещество (конхиолин) в ископаемом материале не сохраняется. Слагают известняки, ракушняки, иногда участвуют в строении органогенных построек, известны в терригенных, угленосных отложениях. Гастроподы (кембрий — настоящее время) реже формируют свои типы пород. Их раковины блюдцеобразной или спирально завитой формы известны в известняках, встречаются в глинистых и терригенных породах. Как пороодообразующие компоненты аммониты и белемниты распространены редко. Известны случаи, когда отдельные раковины и их обломки слагают линзы ракушняков. Известковые остатки белемнитов (ростры), известные с триаса, встречаются в глинистых, карбонатных и терригенных породах.

Среди организмов с кремневым (опаловым) скелетом пороодообразующими являются диатомовые водоросли, радиолярии и губки. Диатомеи (юра — настоящее время) имеют панцирь из двух створок. Размеры скелетных элементов микроскопические. Слагают диатомовые илы, диатомиты, опоки и кремни.

Радиолярии (кембрий — настоящее время) имеют сложно построенный опаловый скелет. Раковинки по размерам микроскопические, реже достигают 1—10 мм, колониальные формы — 4—6 см. Слагают радиоляриевые илы, радиоляриты, образуют кремни, яшмы и фтапиты. В сцементированных породах опал перекристаллизовывается в халцедон и кварц.

Кремневые губки (кембрий — настоящее время) в ископаемом материале представлены скоплениями опаловых игл или спикул различной формы (игловидные, звездчатые, булавовидные и др.). Размеры спикул различные: от микроскопических до 2—3 мм. Остатки губок слагают спонголиты и некоторые карбонатные породы. В сцементированных типах первичный опал замещается халцедоном и кварцем.

Фосфатное вещество (кальциевые фосфаты) известно в раковинах брахиопод и остатках позвоночных. Брахиоподы, створки которых сложены фосфатами, встречаются в отложениях ордовика, образуя ракушняки или раковинно-зернистые породы. Костные остатки в автохтонном залегании не создают самостоятельных осадков. Известны костные брекчии или остатки зубов, чешуй и других элементов в нефосфатных породах.

Продукты жизнедеятельности организмов представлены строматолитами, онколитами и копролитами. Строматолиты (докембрий — настоящее время) представляют собой структурные скопления кальцита, доломита, реже сидерита, кремнезема, фосфатов и гидроокислов железа волнистой, ветвистой, бугристой или слоистой структуры, которые рассматриваются как продукты жизнедеятельности цианобактерий (рис. III. 2 — III. 4). Их классификация основывается на морфологических признаках. Обычно наблюдается чередование двух типов слоев: темного и светлого, которые рассматриваются или как следы сезонных нарастаний, или как результат постседиментационной переработки первичного вещества. Мощности слоев составляют первые миллиметры или их доли. Строматолиты слагают известняки, доломиты, участвуют в строении органогенных построек. Сидерит и фосфаты обычно рассматриваются как метасоматические, постседиментационные образования.

Онколиты (докембрий — настоящее время) представляют собой округлые стяжения с внутренней концентрической (озагия) или радиально-лучистой (астеросфероидес и радиозус) структурой (рис. III. 5).

Размеры стяжений варьируют от долей миллиметра до 10—12 см. Морфологически близки к онколитам микрофитолиты, представляющие

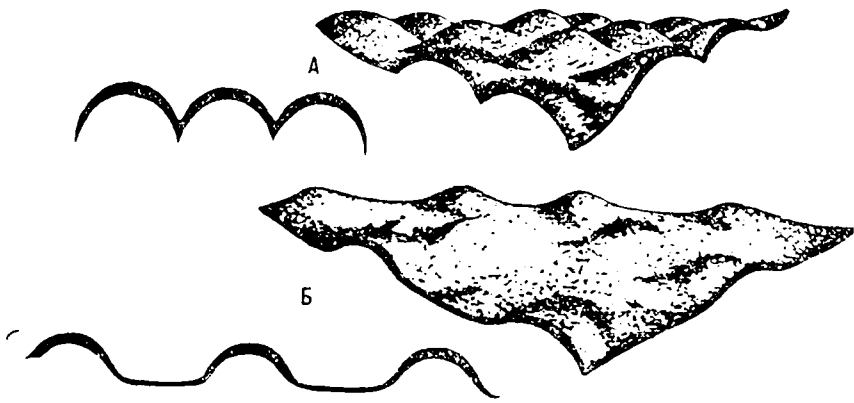


Рис. III.2. Классификация строматолитов типа LLH (lateral lined hemispheroids); по Б. Логану и др. [Седиментология, 1980].

А — разновидность LLH-C (close lateral linkage): непрерывный слой, близкое расположение куполов, рядом вертикальный разрез, Б — разновидность LLH-S (spaced lateral linkage): непрерывный строматолитовый слой (расположение куполов на некотором расстоянии), рядом — вертикальный разрез.

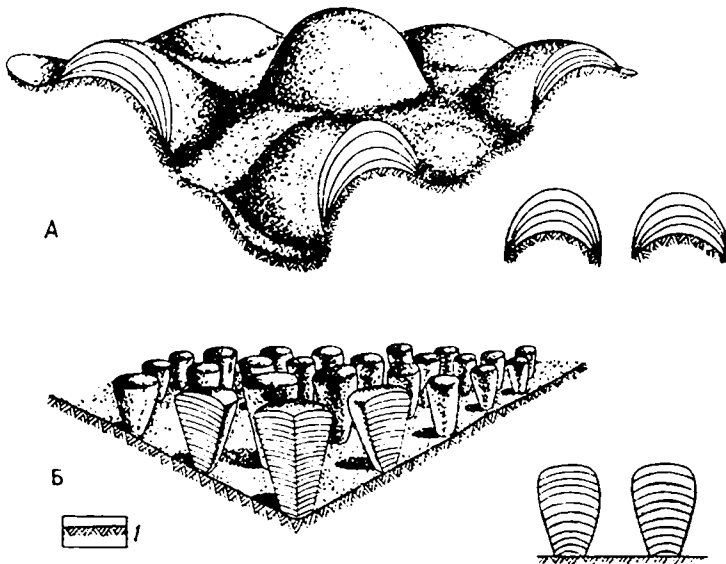


Рис. III.3. Классификация строматолитов типа SH (vertical stacked hemispheroids); по Б. Логану и др. [Седиментология, 1980].

А — разновидность SH-C (constant basal radius): изолированные купола с постоянным радиусом основания, рядом вертикальный разрез; Б — разновидность SH-V (variable basal radius): изолированные купола с переменным радиусом основания, рядом вертикальный разрез. 1 — постель.

собой обособленные желвачки, сгустки, комочки микроскопической размерности. Скопления онколитов могут участвовать в строении пластов и линз мощностью до нескольких миллиметров, а также присутствовать в известняках и доломитах бно-, grano- и кластоморфных семейств.

Копролиты представляют собой экскременты животных. В виде окаменевших известковистых телец они известны с кембрия, слагая пласты известняков или карбонатные породы других типов. Формы копролитовых телец разнообразны: округлые, цилиндрические, эллипсоидные, комковатые и др. Размеры не превышают нескольких миллиметров. В литературе [Седиментология, 1980] иногда используется термин пелоиды, к которым, кроме копролитов, относят комковатые агрегаты ила, скопления кристоллических зерен и комковатые агрегаты микрита. Обычно макроскопически они неразличимы.

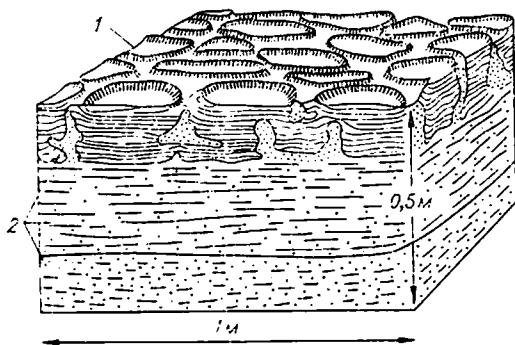
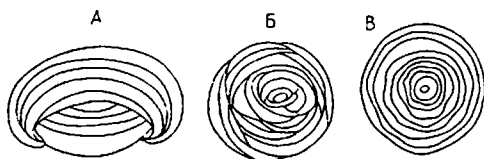


Рис. III.4. Классификация строматолитов, разновидность SH-J (inverted stacked hemispheroids); по К. Кендаллу и др. [Седиментология, 1980].

1 — полигональная разновидность строматолитов с чашевидно-изогнутыми слоями; 2 — терригенные осадки.

Рис. III.5. Классификация строматолитов, онколитов типа SS (spheroidal structure); по Б. Логану и др. [Седиментология, 1980].

Разновидности: А — SS-I (inverted stacked hemispheroids), расположенные в противоположных направлениях полусферические оболочки; Б — SS-R (randomly stacked hemispheroids), нерегулярное расположение оболочек; В — SS-C (concentrically stacked hemispheroids), концентрическое расположение сферических оболочек.



Первичное вещество скелетных остатков животных может замещаться постседиментационными образованиями. Так, раковины брахиопод, моллюсков, остатки кораллов часто сложены вторичными карбонатами (кальцит, доломит и др.), кремнеземом. Строматолитовые постройки в древних толщах метасоматически замещены минералами группы сидерита. Известны случаи преобразования карбонатного вещества раковин окислами и гидроксидными железа, марганца, сульфатами кальция и т. д. В особый тип следует выделить биоморфозы пирита, сидерита, хальцедона по тканям животных и растительных организмов. Известны случаи замещения пиритом мягких частей беспозвоночных, сидеритом и хальцедоном тканей растений и т. д.

В углях, углистых и других породах распространены фрагменты высших растений, известные как растительная ткань. Первично они представлены остатками древесины: луб, кора или листья, однако уже на стадии торфяников эти компоненты испытывают изменения путем перехода в бесструктурное вещество (голефикация) или обуглеродивания (фюзенизация). Более детально компоненты углей диагностируются микроскопически.

Структуры граноморфного (зернистого) типа различаются по отсутствию био- и кластоморфных признаков, наличию кристаллографических форм и признакам замещения структур более ранних генераций. Размеры зерен могут варьировать в широких интервалах. Макроскопически различаются (мм): 1) больше 10 — гигантозернистые; 2) 10—1 — грубозернистые; 3) 1—0,5 — крупнозернистые; 4) 0,5—0,25 — среднезернистые и 5) 0,25—0,1 — мелкозернистые структуры. Более мелкие по размерам частицы определяются как микрозернистые. Передки неравномернозернистые структуры, среди которых различаются грано- и порфиروبластовые, нодулярно-узловатые и др. Сложные разновидности, выделяемые с учетом форм, подразделяются на бобовые, пизолитовые, оолитовые и сферолитовые структуры.

Кластоморфные (обломочные) структуры выделяются в том случае, если поверхность несет следы механической переработки. Она проявляется в размерах, форме и морфологии поверхности обломков. Макроскопически различаются четыре группы структур по размерам (мм): 1) псефитовая (более 1,0); 2) псаммитовая (1,0—0,1); 3) алевритовая (0,1—0,01) и 4) пеллитовая (менее 0,01). Псефитовая группа подразделяется на следующие

структуры (мм): 1) глыбовую (крупнее 1000); 2) валунную — отломную (1000—100); 3) галечную — щебенчатую (100—10) и 4) гравийную — хрящевую или древесную (10—1). В свою очередь валуны и отломы подразделяются (мм) на крупные (1000—500), средние (500—250) и мелкие (250—100), галька и щебень — на крупные (100—50), средние (50—25) и мелкие (25—10), а гравий и дресва — на крупные (10—5), средние (5—2,5) и мелкие (2,5—1) обломки.

Для псаммитовой группы принята дифференциация на крупную (1—0,5 мм), среднюю (0,5—0,25 мм) и мелкую (0,25—0,1 мм) песчаные структуры. Более мелкообломочные группы различаются главным образом при разрушении породы водным способом (размагничиванием) или путем сухого растирания.

Определение размеров крупных обломков производится в полевых условиях прямым замером или по наибольшему диаметру или определяются три параметра (длина A , ширина B , высота C). По отношению этих величин определяют изометричность, уплощенность и анизометричность (см. гл. II). Размеры более мелких (мелкогалечных, гравийных и песчаных частиц) находятся с помощью специальных таблиц (рис. III. 6).

Второй признак кластоморфных структур — форма обломков. Она может быть первичной, седиментационной (окатанность) и вторичной постседиментационной (деформация формы в условиях катагенеза, гипергенеза, тектонических движений и т. д.). Окатанность, указывающая на масштабы механической обработки обломка при переносе в средах седиментации, оценивается обычно по пятибалльной шкале А. В. Хабакова (подробнее см. гл. II). Эта шкала применима для псефитовых, псаммитовых и крупноалевритовых частиц, так как более мелкие обломки не подвергаются механической переработке при переносе [Справочник, ..., 1983].

Абсолютные величины осей обломков используются для расчетов ряда коэффициентов: изометричности $\left(\frac{A+C}{2B}\right)$, уплощенности $\left(\frac{A+B}{2C}\right)$ и дисимметрии (отношение более длинного отрезка оси обломка до ее центра ко всей длине величины оси A) (более подробно см. гл. II.).

Более сложные формы частиц образуются при разрушении скелетных элементов организма. Они могут быть представлены окатанными мелкими раковинами, обломками более крупных представителей, а также структурными элементами отдельных слоев, слагающих створки. Значительную роль в изменении формы раковин играют процессы растворения и жизнедеятельности организмов (камнеточцы, рыбы, птицы, млекопитающие и др.). Камнеточцы деформируют также обломки неорганического происхождения.

Формы обломков постседиментационного генезиса наблюдаются в условиях выветривания. Здесь характерны остроугольные, корродированные частицы, отражающие особенности состава и строения пород, подвергавшихся механическому и химическому разрушению. В меньшей степени изменение седиментационной формы обломка наблюдается в зоне катагенеза. В этом случае имеет место растворение составных компонен-

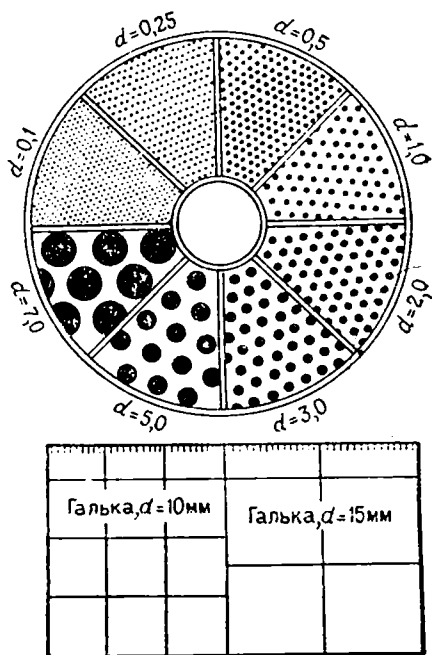


Рис. III.6. Диаграмма для определения гравийных и песчаных зерен; по М. М. Васильевскому [Атлас..., 1962].

тов обломка, приводящее к искажению первичной седиментационной формы частицы. В мелких, гравийных и песчаных обломках развиваются коррозионные структуры. Под влиянием тектонических напряжений наблюдается деформация обломков, а в некоторых случаях гальки раздавливаются.

Большое генетическое значение имеют детали морфологии поверхности обломков. Морфологические элементы подразделяются на седиментационные и вторичные, постседиментационные. К первому типу относятся неровности, возникшие при переносе и накоплении осадка. В крупных обломках ими являются: 1) полированность и «пустынный загар», характерный для континентальных осадков областей с засушливым климатом; 2) царапины и шрамы, наиболее часто встречающиеся среди валунов и галек, испытавших перенос в ледовой среде; 3) следы ударов, известные на поверхности обломков, переменявшихся потоками с большой динамической активностью. При наблюдениях над поверхностью следует учитывать петрографический состав обломков, их механическую прочность. Наиболее легко обрабатываются в среде переноса седиментации слабоцементированные породы (глины, бокситы и др.). Карбонатные породы достаточно быстро подвергаются растворению. Поэтому наиболее благоприятным объектом для наблюдений являются обломки кварцевых и кремнистых пород.

Постседиментационные изменения морфологии обломков происходят при катагенетических и метаморфических преобразованиях осадочных пород, а также при выветривании. В обстановке уплотнения грубообломочных пород, в условиях возрастания температуры и давления образуются ямки вдавливания. Они появляются в местах соприкосновения обломков, развиваясь прежде всего на обломках меньшей механической прочности или большей способности к растворению (осадочные породы — глинистые, карбонатные и др.). Как отмечает Н. Б. Рухин [1961], обломок, имеющий меньший радиус кривизны, вдавливается в поверхность, у которой этот радиус больше. Обычно ими являются более крупные обломки. При тектонической дислокации обломки могут испытывать вращательное движение, в результате чего ямки-вдавливания «вытягиваются», превращаясь в углубления в форме «запятой».

В случае, если присутствуют частицы разного типа, био-, грано- и кластоморфные, возникает необходимость выделять сложные структуры. Примером могут служить песчаники и алевролиты с пойкилоптовой структурой, для которой характерны крупные кристаллы цемента (до нескольких миллиметров), содержащих несколько обломков. Такие структуры нередки в породах с карбонатными или сульфатными цементами. В известняках часто наблюдаются био-, граноморфные структуры, элементами строения которых являются скелетные остатки и цементирующее зернистое вещество. Рисунок структуры может усложниться, если в породе присутствует раковинный детрит.

ТЕКСТУРЫ

Под текстурой осадочных пород понимается совокупность признаков их строения, обусловленных ориентировкой, относительным расположением и распределением составных частей породы. Описание текстур и их классификации даются многими авторитетными исследователями [Ботвинкина, 1962, 1965; Вассоевич, 1948, 1953 и др.; Жемчужников, 1963; Рухин, 1953, 1961; Атлас..., 1962, 1969; Справочное руководство..., 1958; Справочник..., 1983; Шрок, 1950; Седиментология, 1980; Петтиджон, 1981; Рейнек, Сингх, 1981; Лидер, 1986; Allen, 1963, 1968, 1971; Tucker, 1982], материалы которых использованы в нижеследующем обзоре. Ссылки на частные работы сделаны в тексте.

Обычно осадочные текстуры подразделяются на биогенные и абнотогенные или текстуры, возникшие в результате влияния неорганических агентов. Принимая это деление, авторы среди последних выделяют две группы текстур: 1) первично-седиментационные и 2) постседиментационные. К седиментационным относятся те текстуры, которые возникают непосредственно в слое во время процесса формирования осадка. Они подразделяются на поверхностные (знаки ряби, следы размывов, следы предметов и др.) и внутренние (главным образом различные типы слоистости и слоистости) текстуры. В группе постседиментационных текстур можно выделить особенности строения пород, связанные с перерывами в седиментации (трещины усыхания, отпечатки капель дождя, некоторые текстуры, возникшие в верхней части слоя в стадию диагенеза и др.), а также постседиментационные текстуры, появившиеся внутри слоя в более поздние этапы преобразования пород (стилолиты, конус в конусе, кольца выветривания и др.), т. е. текстуры, возникшие в стадию катагенеза или гипергенеза. Ниже дана характеристика текстур в перечисленной последовательности.

ЗНАКИ РЯБИ И ДРУГИЕ ФОРМЫ ЛОЖА

Среди текстур, наблюдающихся на поверхностях песчано-алевритовых осадков и возникших в результате гидродинамических факторов, выделяются знаки ряби, которые являются одним из самых обыкновенных и распространенных первичных (седиментационных) признаков осадочных пород. Рябь состоит из гребней (хребтиков) и впадин (углублений). При описании морфологии и внутреннего строения знаков ряби строятся блок-диаграммы по трем осям (a , b , c), из которых ось a проходит через гребень ряби и параллельна направлению потока. Ось b располагается под прямым углом к оси a и параллельна линии гребня. Ось c вертикальная и перпендикулярна плоскости, в которой лежат оси b и a . Знаки ряби традиционно описываются в плоскости, параллельной течению (рис. III. 7). При характеристике формы используют как абсолютные размеры (длина ряби L и высота ряби H), так и относительные, именуемые индексами. К общепринятым и широко используемым показателям относятся: 1) вертикальный индекс формы (рельефность ряби) или просто индекс ряби — отношение длины к высоте (L/H); 2) индекс симметрии — отношение горизонтальной проекции наветренной стороны ряби к горизонтальной проекции подветренной стороны (l_1/l_2). Наряду с общепринятыми используются индексы: непрерывности, параллельности, прямолинейности [Tanner, 1967], ряби в поперечном разрезе, поверхности и др., а также угол наклона наветренной стороны ряби [Reinek, Wunderlich, 1968].

Знаки ряби характеризуются различным типом гребней, которые могут быть разделены на три главные группы: прямолинейные, волнистые, прерывистые. Волнистые и прерывистые могут подразделяться в свою очередь на находящиеся и не находящиеся в одинаковой фазе (рис. III, 8). Прямолинейные гребни ряби могут прослеживаться на большие расстояния. Волнистые гребни извилистые и непрерывные на значительных расстояниях. У прерывистых линии гребней, как правило, нарушены и они не могут быть далеко прослежены.

Внутреннее строение ряби обычно обусловлено миграцией внешней формы ряби. Хорошо развитая рябь течения состоит из одного или нескольких подошвенных слоев, множества передовых слоев и одного или нескольких слоев наветренной стороны (см. рис. III. 7). Передовые слои являются главными составляющими гребня ряби. Они могут быть секущими, касательными и вогнутыми. Максимальные углы наклона передовых слоев могут достигать 35° . Угол падения передовых слоев у основания, как правило, относительно меньше, чем у вершины. Часто передовые слои выклиниваются по направлению к вершине.

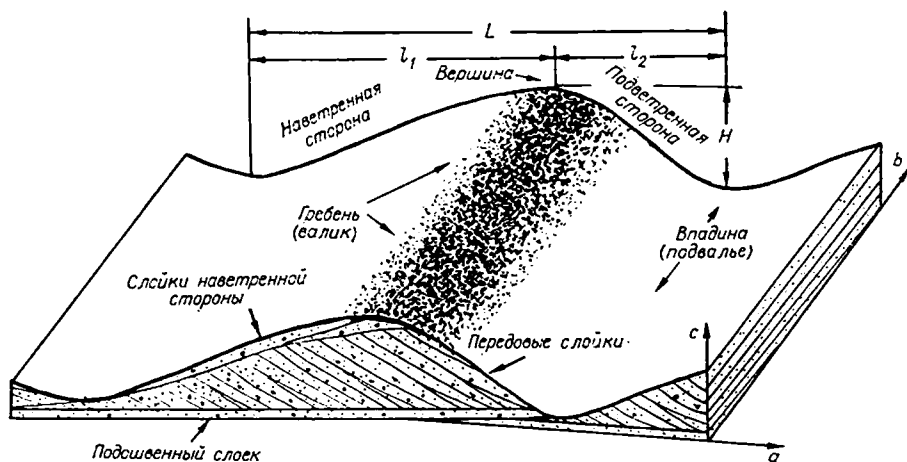


Рис. III.7. Блок-диаграмма, демонстрирующая внутреннее строение и элементы хорошо развитой ряби течения.

L — длина ряби; H — высота ряби; l_1 — длина горизонтальной проекции наветренной, l_2 — подветренной сторон [Рейнек, Сингх, 1981, с изменениями].

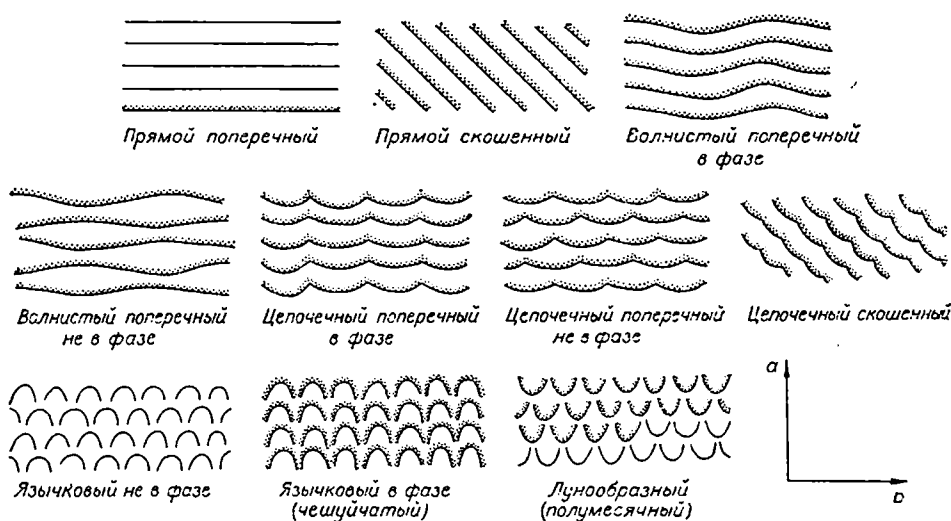


Рис. III.8. Классификация различных типов гребней ряби в плазе; по Д. Аллену [Лидер, 1986].

Процессы, приводящие к образованию слойчатости ряби, детально изучены экспериментально. Как показали Г. Рейнек [Reineck, 1961] и А. Джоуплинг [Jopling, 1967], на границе раздела вода — осадок существует слабонаправленный слой с высокой концентрацией осадочного материала в виде завихрений на подветренной стороне, в которой выделяются различные гидродинамические зоны (зоны отсутствия диффузии, смещения и обратного течения). Частицы слабоподвижного слоя накапливаются в виде выступов на гребне, откуда осадочный материал скатывается на подветренную сторону. В зоне обратного течения некоторое количество осадков увлекается завихрениями и отлагается у основания подветренного склопа.

Осаждение зерен на подветренной стороне ряби приводит к образованию косой слойчатости. Около гребня подветренной стороны прирост осадка происходит более интенсивно, чем у его основания, поэтому верхняя часть надстраивается и становится более крутой, вплоть до достижения угла естественного откоса, при котором происходит лавинообразное

осыпание осадка. При малой интенсивности потока осыпание зерен на подветренной стороне осуществляется скачками и периоды лавинообразования сменяются эпизодами, когда на подветренной стороне отлагается только тонкий материал из суспензии. Так возникает косая слойчатость, в которой грубозернистые слои чередуются с очень тонкими слойками, сложенными более тонкозернистым и легким материалом. При большой скорости потока процесс осыпания (лавинообразования) на гребне ряби происходит непрерывно и различие между грубо- и тонкозернистыми слойками становится нечетким.

По условиям образования знаки ряби и другие формы ложка можно подразделить на две группы: водного или субаквального и воздушного или субаэрального происхождения.

Водные знаки ряби

Водные знаки ряби образуются в результате взаимодействия волн или течений с поверхностью осадков. Формы и размеры их могут быть различными и зависят от следующих параметров: энергии потока, глубины воды, среднего диаметра зерен осадка. Знаки ряби этого типа классифицируются по условиям их происхождения, форме и размерам. Наиболее удачной является, по-видимому, генетическая классификация, предложенная Г. Э. Рейнеком и И. Б. Сингхом [1981]. По способам образования ими выделено четыре крупных класса ряби: 1) волнения, 2) течения, 3) изолированная (неполная), 4) комбинированная течения и волнения. Классы, в свою очередь, по размерам и морфологии подразделяются на более мелкие группы.

Рябь волнения возникает при взаимодействии волн с несвязанной поверхностью осадка. Этот тип ряби появляется лишь в том случае, когда скорость распространения волн превышает 9 см/с.

Если же скорость движения превышает 90 см/с, то песчаный осадочный материал начинает двигаться по плоскому ложу, не образуя знаков ряби. Размер ряби волнения зависит от размера зерен осадка и глубины воды. Крупная рябь чаще отмечается в более грубозернистых песках, а мелкая — в тонкозернистых. По характеру гребней рябь волнения можно подразделить на симметричную и асимметричную.

Симметричная рябь волнения характеризуется симметрией гребней и углублений. Гребешки, как правило, довольно острые или слегка закруглены, впадины представлены пологими округлыми очертаниями. Гребни ряби прямолинейные, иногда раздваивающиеся. Рябь этого типа может иметь своеобразное внутреннее строение, когда слойки соединяются в центральной части в виде черепиц, перекрывая друг друга. Так возникает шевронная слойчатость (рис. III. 9). Кроме того, симметричная рябь волнения может обнаружить слойчатость восходящей ряби [Ботвинкина, 1965; Рейнек, Сингх, 1981]. Однако (чаще в прибрежной зоне) симметричная рябь волнения имеет внутреннее строение, когда передовые слойки наклонены только в одном направлении.

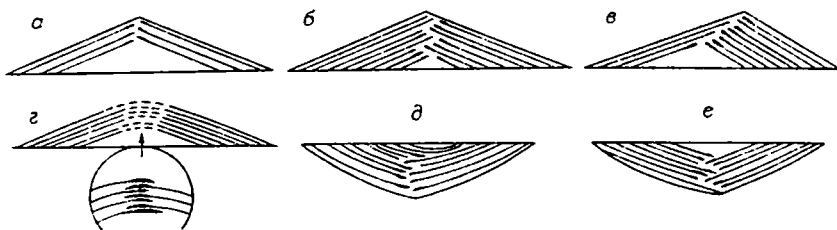
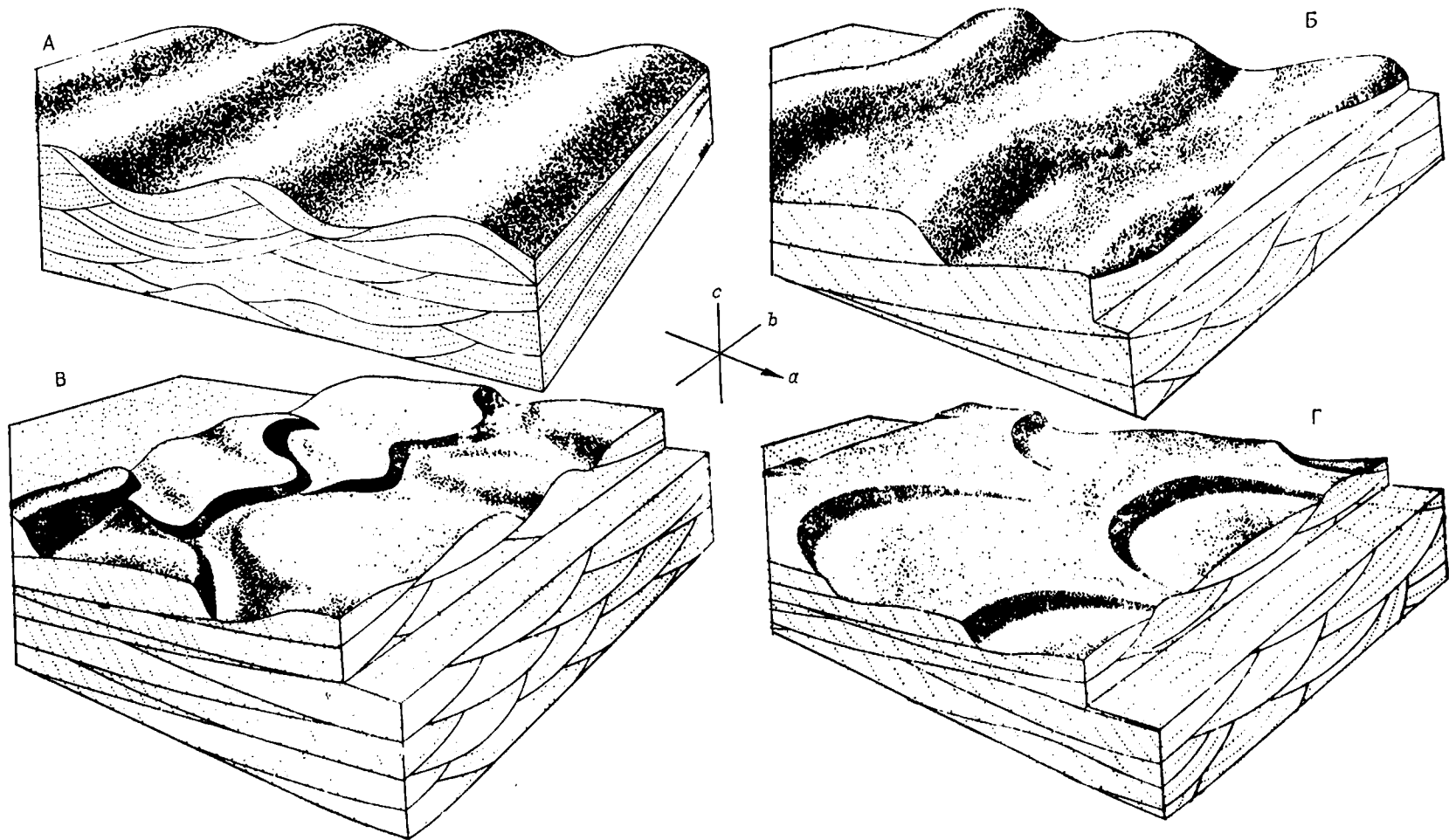


Рис. III.9. Виды шевронной слойчатости, образованной симметричной рябью волнения; по Д. Берсма [Рейнек, Сингх, 1981].

а — г — текстура гребней ряби, д, е — впадины ряби.



Это происходит в результате того, что движение волн в одну сторону несколько сильнее, чем в обратную, когда энергии достаточно лишь для того, чтобы сохранить симметрию ряби, но недостаточно для формирования передовых слоев [Newton, 1968]. Длина симметричной ряби волнения изменяется от 0,9 до 200 см, а высота колеблется в пределах 0,3—23 см. Индекс ряби преимущественно 6—7, при крайних значениях от 4 до 13. Симметричная рябь волнения характерна для приливно-отливных равнин, для обстановок нижнего и верхнего пляжей, озерных отмелей.

Асимметричная рябь волнения имеет прямолинейные гребни, иногда раздваивающиеся, обладает крутой подветренной и пологой наветренной сторонами. По внутреннему строению и внешней форме асимметричная рябь волнения имеет много общего с рябью течения. Однако имеются и характерные отличия. Для асимметричной ряби волнения характерной особенностью являются неровная пикная поверхность слоев, перекрещивание и выклинивание передовых слоев (рис. III. 10, А). Кроме того, использование различных показателей по геометрическим особенностям ряби течения и ряби волнения свидетельствует о том, что имеются определенные критерии для распознавания ряби течения и асимметричной ряби волнения, хотя в сопредельных областях характеристики обоих типов ряби перекрываются. Например, при индексе ряби $L/H > 15$ присутствует только рябь течения, максимальный индекс симметрии для ряби волнения — 3,8. Кроме того, прямолинейные гребни мелкой ряби течения часто неправильные и имеют множество выступов и язычков, направленных вниз по течению, чего не наблюдается для асимметричной ряби волнения.

Рябь течения возникает на несвязной поверхности ложа в результате воздействия одностороннего потока или течения. Морфология узоров знаков ряби течения очень разнообразна. На рис. III. 8 показаны различные типы знаков ряби в плане, выделенные Д. Алленом [Allen, 1968]. По Г. Э. Рейнеку, И. Б. Сингху [1981], рябь течения по морфологии и размерам подразделяется на четыре группы: мелкая, крупная, гигантская, антидюны.

Мелкая рябь течения имеет следующие характерные признаки: длина ряби изменяется от 4 до 60, высота от 0,3 до 6 см. Индекс ряби (L/H), как правило, больше 5, причем наиболее характерные значения лежат в области 8—15. Индекс мелкой ряби обычно убывает с увеличением длины ряби. Мелкая рябь течения не образуется в песках $Md > 0,6$ мм и по характеру гребней подразделяется на следующие типы: прямолинейная, волнистая, лингоидная и ромбоидная. Между этими типами существуют различные переходные формы.

Прямолинейная мелкая рябь обладает относительно прямыми и параллельными гребнями (рис. III. 11), сложена небольшими сериями осадков, внутреннее строение которых имеет плоскопараллельную косую слоистость. Часто рябь характеризуется очень высокими индексами ряби. Образуется при невысоких скоростях потока, иногда называется рябью низкого энергетического уровня [Haggs, 1969].

Волнистая мелкая рябь (см. рис. III. 10, Б, III. 12) имеет волнистые гребни, которые могут находиться в фазе и не в фазе, при этом, естественно, существуют различные переходы. Внутреннее строение при миграции волнистой мелкой ряби имеет вид косой слоистости, причем отдельные серии имеют слабо выраженную фестончатую форму.

Лингоидная мелкая рябь характеризуется изогнутыми, выдающимися вперед гребнями в виде язычков или округлых выступов (см. рис. III. 10, В). При миграции лингоидной ряби внутреннее строение

Рис. III.10. Блок-диаграммы, демонстрирующие различные типы ряби и их внутреннее строение: по Г. Рейнеку, И. Сингху [1981], с изменениями.

А — асимметричная рябь волнения; Б — Г — рябь течения (Б — волнистая, В — лингоидная, Г — луноподобная).

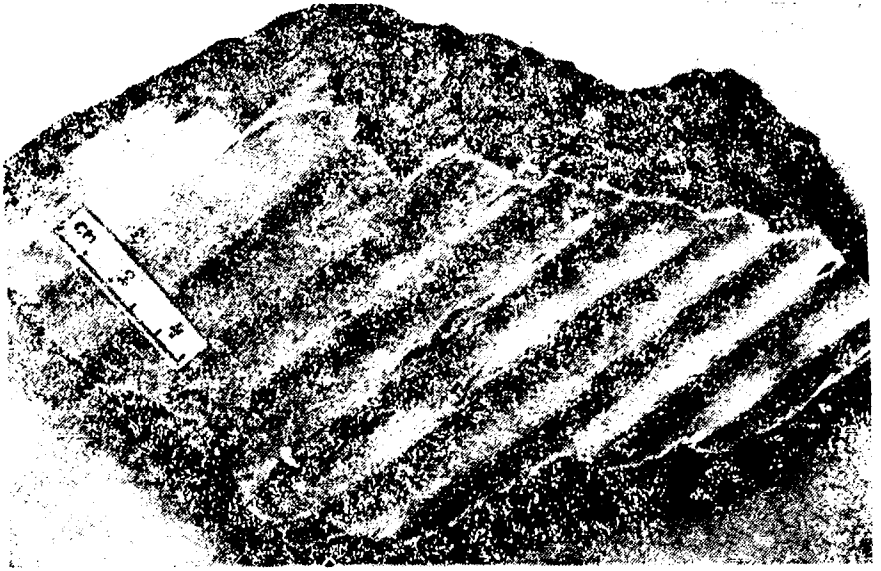


Рис. III.11. Прямолинейная мелкая рябь течения на поверхности мелкозернистого глинистого песчанка; Енисейский край, р. Енисей; верхний рифей, потоскуйская свита.

ее имеет хорошо выраженные фестончатые, косослоистые серии. Лингоидная рябь образуется при более высоких скоростях потока, чем прямолинейная и волнистая. Разновидностью лингоидной ряби является серповидная мелкая. Отличие ее в том, что язычки серповидной ряби находятся в фазе, а лингоидной — не в фазе.

Ромбоидная мелкая рябь (синоним — знаки отката). Гребни имеют форму небольших ромбоидальных чешуйчатых язычков. Угол язычков острый, направлен вниз по течению. Язычки образованы



Рис. III.12. Волнистая мелкая рябь течения на поверхности мелкозернистого песчанка с раздваивающимися гребнями; Енисейский край, р. Бол. Пит; верхний рифей, киргитская свита.

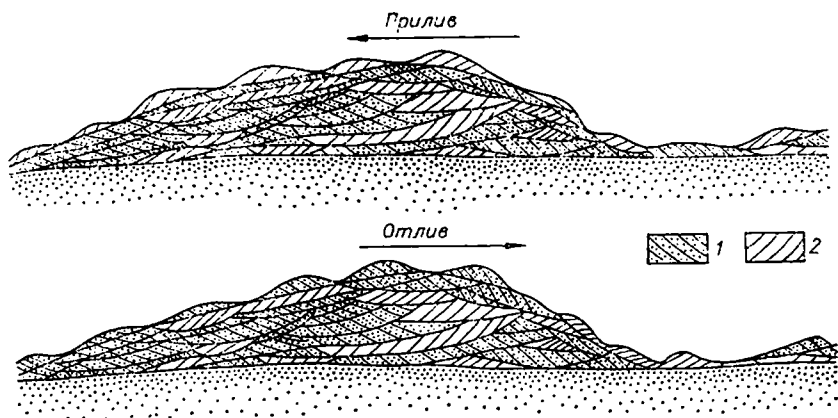


Рис. III.13. Внутреннее строение гигантской ряби [Рейнек, Сингх, 1981].

1 — крупная рябь, образующаяся во время отлива, ориентирована согласно форме гигантской ряби; 2 — рябь, образующаяся во время прилива, ориентирована в противоположном направлении. Превышение вертикального масштаба над горизонтальным в 10 раз.

двумя крутыми подветренными сторонами. Наветренная обычно очень пологая и ограничена подветренными сторонами двух язычков следующего ряда. Ромбовидная рябь образуется под тонким слоем воды (не более 1—2 см) на склонах отмелей в результате обратного ската волн. Часто ее рассматривают просто как форму поверхности.

Крупная рябь течения отличается от мелкой размерами. Длина ее может колебаться от 0,6 до 30, а высота — от 0,06 до 1,5 м. Индекс ряби обычно выше 15, и как правило, возрастает с увеличением размера ряби. По характеру гребней крупная рябь течения подразделяется так же, как и мелкая, на прямолинейную, волнистую, лингондную, ромбовидную и луноподобную. Первые четыре типа подобны аналогичным мелким формам, описанным выше.

Луноподобная крупная рябь представляет собой нарушенную линию гребней, имеющих вид полумесяца округлой формы (см. рис. III. 10, Г). Внутреннее строение лунообразной такое же, как у лингондной и волнистой крупной ряби. Луноподобная крупная и прямолинейная ряби являются крайними членами переходного ряда, а волнистая занимает промежуточную переходную форму.

Крупная рябь течения может быть осложнена наложенной на нее мелкой. В ископаемом состоянии обнаружение крупной ряби затруднено в связи с ее большими размерами, а также потому, что ее поверхность более подвержена эрозии.

Гигантская рябь течения представляет собой крупные, как правило, прямолинейные гребни, осложненные наложенной крупной рябью. Внутреннее строение ее несогласное и характеризуется косою слойчатостью крупной ряби (рис. III. 13). Длина ряби колеблется от 30 до 1000, а высота — от 1,5 до 15 м. Индекс ряби обычно более 20. Гигантская рябь известна в глубоких частях мелких морей и больших рек [Рейнек, Сингх, 1981].

Антидюны называют формы ложа, очень похожие на рябь, образованную поверхностными течениями, скорость которых сверхкритическая или близкая к ней. Гребни антидюн обычно длинные, а рельеф низкий. Длина волны в антидюнах изменяется от 1 см до 6 м, а высота колеблется от 1 мм до 45 см [Рейнек, Сингх, 1981]. Накопление осадков в антидюнах происходит непрерывно и поэтому их внутреннее строение плохо выражено. Плохо развитые слойки могут покрывать антидюны либо формировать наклонную слоистость вниз или же (что более обычно) вверх по течению. При формировании антидюны могут быть неподвижными либо двигаться вниз или вверх по течению. Поэтому их называют так-

же регрессивными песчаными волнами [Шрок, 1950]. В ископаемом состоянии антидюны вряд ли могут сохраниться, так как они быстро разрушаются при уменьшении скорости потока.

Изолированная рябь возникает обычно на дне при недостатке песчаного материала. Она сходна с нормальной рябью, но встречается изолированно, недостаточно развита и высота ее обычно меньше, чем у нормальной. Во впадинах ее часто «обнажаются» более древние осадки. Это может быть и каменистое ложе. Изолированную рябь называют также неполной или недоразвитой [Шрок, 1950]. Некоторые исследователи называют ее барханной или «голодной» рябью. Если изолированная рябь заключена в илистые осадки, она может образовывать линзовидную или флазерную слоистость.

Комбинированная рябь течения и волнения возникает в мелководных условиях, где имеются одновременно как волнение, так и течение. В этом случае, если направление движения волны перпендикулярно направлению течения, возникает продольная комбинированная рябь. Гребни ряби обычно прямолинейны и редко раздваиваются, чаще симметричной, реже асимметричной формы. Длина ряби изменяется от 2,5 до 5 см. При формировании продольной комбинированной ряби главная роль принадлежит волнению. Течение, направленное параллельно гребням, вызывает размыв впадин и сохраняет форму гребней [Рейнек, Сингх, 1981].

Если же направление движения волны и течения совпадает, то возникает поперечная комбинированная рябь течения и волнения. Гребни ее чаще более округлые по сравнению с гребнями ряби, образованной только под действием течения. Комбинированную поперечную рябь течения и волнения, вероятнее всего, невозможно отличить от нормальной. Но, как отмечают Г.-Э. Рейнек и И. Б. Сингх [1981], действие волны влияет на течение и приводит к возникновению другого типа ряби течения, нежели тот, который мог возникнуть в данных условиях под действием одного течения. Они также замечают, что на литоральных отмелях в случае разнонаправленного движения волны и течения в некоторых случаях вместо асимметричной образуется симметричная рябь волнения.

Вероятно, в эту же группу необходимо отнести перекрестную рябь, часто отмечающуюся в ископаемом состоянии в виде одновременного сочетания знаков ряби волнения и течения на поверхности слоев. Среди перекрестных знаков ряби различают: 1) интерференционную и 2) наложение. В первом случае валики ряби образуются одновременно под влиянием интерференционных волн, которые набегают на берег и отражаются от него. В случае симметричного расположения валиков интерференционную рябь нередко называют ячеистой (рис. III. 14). Рябь наложения образуется последующим наложением нового потока или волнения на ранее образованную под каким-либо углом [Атлас..., 1969]. Среди интерференционной ряби выделяют три разновидности: диагональную, прямоугольно-сетчатую и полигональную. Рябь наложения подразделяют на сетчато-язычковую и двоянно-сетчатую [Белостоцкий, 1940].



Рис. III.14. Ячеистая рябь на поверхности серого песчанка (рисунок с фотографии)

[Атлас ..., 1962].

Образуются в результате воздействия ветра на несвязанный, песцементированный материал. При переносе песка ветром возможны три типа движения зерен: 1) во взвешенном состоянии, 2) посредством сальтации и 3) волочением по поверхности.

Во взвешенном состоянии могут перемещаться главным образом только зерна алевритовой размерности (пыль), и лишь при очень сильных ветрах переносятся зерна песка вблизи поверхности Земли слоем мощностью до 2 м [Седиментология, 1980]. При формировании ряби и других форм ложа ветром процессы сальтации и волочения наиболее важны. Сальтация возникает тогда, когда скорость ветра достигает величины, способной передвигать зерна по поверхности песка. В результате столкновения зерна могут быть подброшены вверх, подхвачены ветром и по вытянутой траектории совершают полет. Они, в свою очередь, снова ударяются о поверхность и или отскакивают, или выбивают другие зерна. При определенной силе ветра существует определенный характерный путь перемещения зерен. Высота и длина прыжков, как правило, незначительны. Траектория полета зерен характеризуется также тем, что их длина не зависит от размера зерен, а высота возрастает (в определенных границах) с ростом диаметра [Седиментология, 1980]. В процессе сальтации зерна, падая, ударяются о поверхность песка под небольшим углом, который чаще всего составляет 10—16°, в результате столкновения передают энергию другим зернам и подталкивают их вперед. Поверхностным волочением перемещаются в основном крупные зерна, так как они не могут подняться в воздух, а посредством сальтации — более тонкие зерна. Эоловая рябь, образованная на сухой песчаной поверхности, может быть сходна с образованной водными потоками. Однако различные механизмы переноса песчаных зерен по воздуху и в воде способствуют тому, что эоловая рябь имеет отличительные особенности, которые отсутствуют у водной. По морфологии и размерам выделяют три группы донных форм эолового происхождения: эоловая рябь, дюны и драа [Лидер, 1986]. Как и в случае водной ряби, в донных формах воздушного происхождения наблюдается наложение мелких форм на более крупные. Эоловая рябь, в свою очередь, подразделяется на песчаную (или просто эоловую) и гранулярную ветровую ряби.

Песчаная ветровая рябь представляет собой волнистые асимметричные формы на поверхностях. Гребни ряби обычно длинные, параллельные. В ней могут проявляться хорошо выраженные раздвоения гребней. В топкозернистых, хорошо отсортированных песках может образовываться рябь с очень высоким индексом (до 70). В более грубых разностях индекс ряби заметно меньше (10—15). Наименьшая длина ряби 2,5, наибольшая — 25 см. Высота от 0,5 до 1 см [Sharp, 1963]. Песчаная рябь в противоположность ряби, образованной водными потоками, имеет более грубые зерна в области гребней и более тонкие во впадинах. Иногда выделяются один или два передовых слоя, которые обогащены тонкими зернами. В целом же это асимметричные массы сравнительно крупного однородного бесструктурного осадка, залегающего на ровной поверхности, состоящей из более мелкого тонкослоистого песка.

Гранулярная ветровая рябь отличается от песчаной размерами и образуется в областях, где чрезмерное выдувание способствует скоплению зерен диаметром 1—3 мм, неспособных перемещаться путем сальтации в существующих условиях. Длина гранулярной ряби изменяется от 25 до 60 м, а высота — от 2,5 до 60 см. В противоположность песчаной ряби гранулярная имеет четко выраженное внутреннее строение и характеризуется хорошим развитием передовых слоев (рис. III. 15). В силу своих крупных размеров, а также малой вероятности захоронения гранулярная ветровая рябь вряд ли может быть обнаружена в ископаемом состоянии как текстурный признак поверхности напластования.

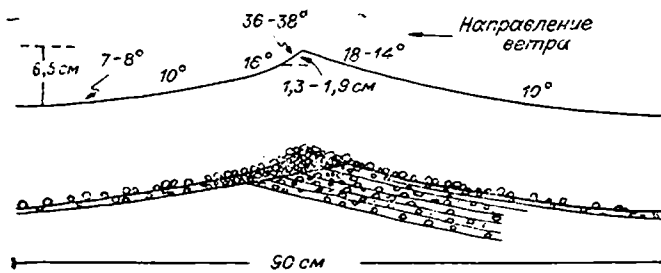


Рис. III.15. Гранулярная рябь: наличие переходных слоев, падающих в противоположных направлениях, связано с изменением направления ветра; по Р. Шарпу [Sharp, 1963], с изменениями.

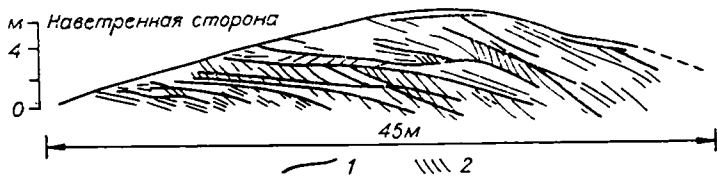


Рис. III.16. Внутреннее строение барханоподобной дюны [McKee, 1966].
1 — границы серий, 2 — косая слойчатость.

Следующий тип донных форм воздушного происхождения — это эоловые дюны. Морфология и размеры их разнообразны, но обычно выделяют два типа эоловых дюн: поперечные и продольные относительно направления ветра [Tucker, 1982; Лидер, 1986].

Дюны поперечного типа с извилистой линией гребня распространены в районах с достаточным количеством песчаного материала. Они получили название акле, характеризуются хорошо развитой, крутопадающей косой слойчатостью. Другой тип поперечных дюн — барханы. Они возникают в районах, где песка недостаточно. Дюны этого типа отделяются друг от друга либо скоплениями гальки, либо выходами твердых пород. Поверхность обрушения на подветренной стороне барханов обычно имеет вогнутую форму. Внутреннее строение барханов также характеризуется хорошим развитием косой слойчатости (рис. III. 16). В случае, когда происходит деградация барханов в периоды длительного преобладания слабых ветров, образуются дюны типа домаль, у которых поверхность обрушения слабо выражена.

Среди продольных дюн выделяют копьевидные дюны типа сейф (seif). Высота подобных образований достигает 50, а расстояние между дюнами — 500 м. Дюны этого типа часто имеют в плане извилистые гребни. Внутреннее строение копьевидных дюн (сейф) характеризуется хорошо развитой косой слойчатостью, которая возникает в результате прилегания обрушившегося материала с обеих сторон гребня.

К гигантским формам эолового происхождения относятся драа (рис. III. 17). Длина волны их изменяется в пределах 650—4000 м, а высота может достигать 400 м. В плане они могут иметь форму акле или барханов. Для их образования необходим мощный песчаный покров, а также значительные отрезки времени. Драа обычно осложнены наложенными дюнами.

ТЕКСТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТЯХ НАПЛАСТОВАНИЯ

В эту группу входят различные следы и отпечатки, образовавшиеся на поверхности осадка под действием течений и волочения по дну различных предметов.

Желобковые знаки (синонимы — слепки борозд размыва, слепки выемок, слепки водоворотных ямок) представляют собой слепки различного рода выемок, образованных течениями в глинистых и тонкозернистых осадках. Слепки характеризуются большим разнообразием

форм и размеров. Обычно желобковые знаки фиксируются в виде рельефных выпуклых образований в подошве песчаных слоев. В плане это удлиненные, выпуклые валики с острым концом, направленным вверх по течению (рис. III. 18). Противоположный конец валика менее глубокий и постепенно сливается с плоскостью напластования. Существует ряд классификаций, основанных на морфологических особенностях желобковых знаков [Вассоевич, 1953; Dzulynski, Walton, 1965; и др.]. Размер желобковых знаков может изменяться от 1—2 см до нескольких десятков сантиметров в длину и от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в высоту. Желобковые знаки могут встречаться изолированно или группами и иметь очень разнообразную форму (рис. III. 19). Подобные текстуры образуются в результате эрозии илистой поверхности в местах завихрений потока. Схема деления потока на струи при формировании желобковых знаков показана на рис. III. 20. Различные типы желобковых знаков получены экспериментально [Dzulynski, Walton, 1965]. Изучение желобковых знаков играет огромную роль при реконструкции палеотечений. Желобковые знаки наиболее ярко выражены в подошве турбидитовых песчаников и являются характерной чертой флишевых осадков. Однако они могут отмечаться и в обстановках морского мелководья, и в континентальных условиях.



Рис. III.17. Барханоподобные драа (высотой ~50 м) [Wilson, 1972].

Среди знаков, образуемых течениями, выделяются также поперечные знаки размыва. Они представляют собой серии параллельных мелких валиков, образующих почти непрерывные ряды, расположенные перпендикулярно направлению течения. Знаки являются переходными текстурами к нормальным желобковым знакам и образуются во время эрозии и одновременного срыва осадков потоком, перемещающимся над илистым дном [Dzulynski, Walton, 1965].

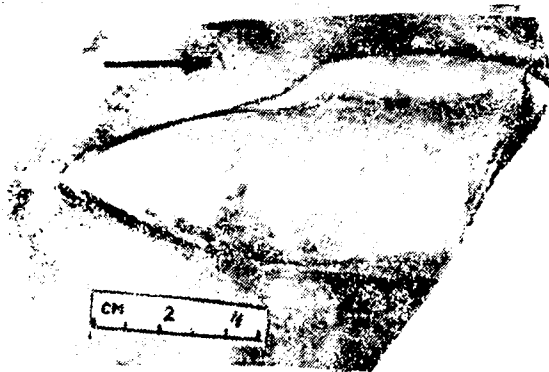


Рис. III.18. Слепок водоворотной ямки в подошве песчанистого микритового известняка; Енисейский вряж, р. Каменка, верхний рифей, шунтарская свита; образец С. В. Сараява.

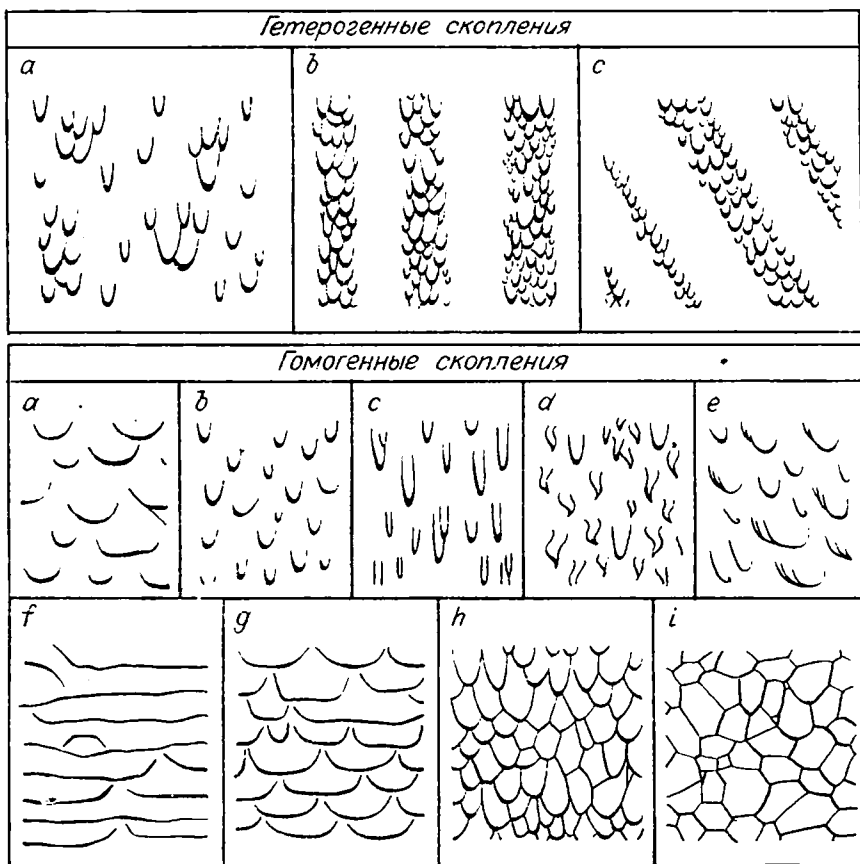


Рис. III.19. Типы скоплений и морфология слесков высмок [Allen, 1971].

Гетерогенные скопления, сгруппированные: *a* — роноподобные, *b* — продольно вытянутые, *c* — диагонально вытянутые; гомогенные скопления, дисперсные: *a* — широкопараболические, *b* — узкопараболические, *c* — веретенообразные, *d* — кометообразные, *e* — асимметричные, сплошные: *f* — волнообразные, *g* — широкопараболические, *h* — узкопараболические, *i* — полигональные (асимметричные).

Продольные борозды и выступы — характерная текстура на нижней поверхности слоя. Она характеризуется пережением непрерывных гребешков и борозд, параллельных направлению течения.

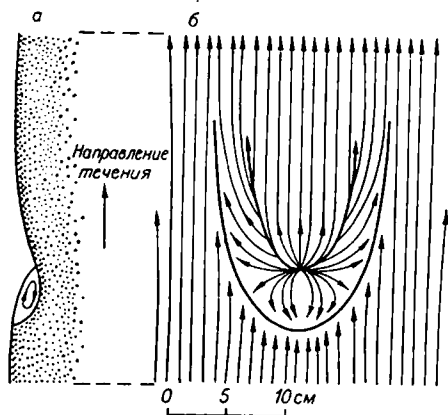


Рис. III.20. Разделение струй течения над желобковым знаком. Модифицированная схема Д. Аллена [Рейнек, Сингх, 1981].

С. Дзулинский, Е. К. Уолтон [Dzulynski, Walton, 1965] считают, что эти формы образуются течением жидкости или суспензии в виде струй и потоков. Продольные бороздки и выступы часто встречаются совместно с желобковыми знаками.

Редко встречающаяся разновидность подошвенных знаков — мандрирующие ложбины [Седиментология, 1980] или ребристо-желобковые знаки [Рейнек, Сингх, 1981]. Они представляют собой множество извивающихся узких углублений, расположенных параллельно течению. Эти текстуры могут быть ошибочно приняты за знаки ряби, характерные для мелководных обстановок.

Подушкообразные знаки размыта очень похожи на текстуры внедрения и образуются при преобладании вертикальных движений над горизонтальными. На нижней поверхности песчаника они имеют вид плоских, плотно прилегающих друг к другу возвышений, разделенных узкими впадинками. С. Дзулинский и Ф. Симпсон [Седиментология, 1980] считают, что эти знаки образуются в мутьевых потоках в момент затухания горизонтальных движений, в результате затормаживания потока трением о дно или каким-либо препятствием.

Треугольные ложбинки относятся к редким текстурам на нижней поверхности песчаных пластов и представляют собой в плане плоские треугольные желобки, заостренные концы которых в противоположность желобковым знакам, направлены вниз по течению. Отличие их от желобковых знаков заключается в том, что это, как правило, мелкие (не более 5 мм) ложбинки с совершенно плоским дном [Седиментология, 1980].

Еще одной разновидностью подошвенных знаков, редко встречающихся, являются так называемые перистые гпероглифы [Седиментология, 1980]. Они представляют собой ряды веерообразно расположенных отростков и напоминают пучок перьев или листья пальмы. Происхождение подобных текстур не совсем ясно. Как показывают экспериментальные работы С. Дзулинского и Е. К. Уолтона [Dzulynski, Walton, 1965], перистые знаки могут образовываться в результате погружения силовых спиралей течений в мягкий илистый осадок.

К редким текстурам на поверхности напластования относятся также ребристо-бороздковые знаки [Петтиджон, 1981] или дугообразные следы парастаии [Седиментология, 1980]. Подобные текстуры представляют собой контуры резко изогнутых передовых слоев ряби, видимых в плоскости напластования (рис. III. 24). По этим текстурам легко определить направление течения, так как контуры передовых слоев обращены выпуклостью вверх по течению.

Линейностью течения (синонимы — линейность на плоскостях напластования, первичная потоковая линейность) называют слабо-выраженные, параллельно ориентированные борозды и хребтики, наблюдающиеся на поверхностях напластования. Наиболее хорошо она выражена в песчаниках, раскалывающихся на плитки. Хребтики линейности течения имеют небольшую высоту, мощность в несколько зерен и отстоят друг от друга на несколько миллиметров. Выделяют два типа линейности течения: 1) ровную линейность с субпараллельными удлиненными гребешками и бороздками, 2) уступчатую линейность с субпараллельными углублениями-уступами [Петтиджон, 1981].

Следы струй представляют собой серии ветвящихся мелких бороздок и желобков, проделанных небольшими ручейками, стекающими к морю по глинистому или песчаному пляжу. Р. Шрок [1950] выделяет четыре типа струй: 1) разветвляющиеся бороздки к морю, 2) система бороздок, соединяющаяся в единый канал, 3) бороздки, образовавшиеся выше и ниже небольшого предмета (рис. III. 22) и 4) длинные асимметричные углубления. П. Чапек и Г.-Э. Рейнек [Capek, Reineck, 1970], основываясь на морфологии струй, выделяют восемь основных типов: зубчатые, гребне- и каймовидные, конические, ветвящиеся, меандрирующие, раздваивающиеся и с аккумулятивными язычками. Форма следов струй контролируется морфологией дна, наклоном поверхности осадка и размером зерен, слагающих осадок. Следы струй образуются при откатывании волн на пляжах, речных отмелях, а также в континентальных обстановках после ливневых дождей. Следы струй — свидетельство переходной обстановки от субаквальной к субаэральной.

Следы прибоя представляют собой систему мелких чешуйчато расположенных песчаных хребтиков, обращенных выпуклостью в сторону суши [Шрок, 1950]. Высота гребешков обычно 1—2 мм и сложены они тон

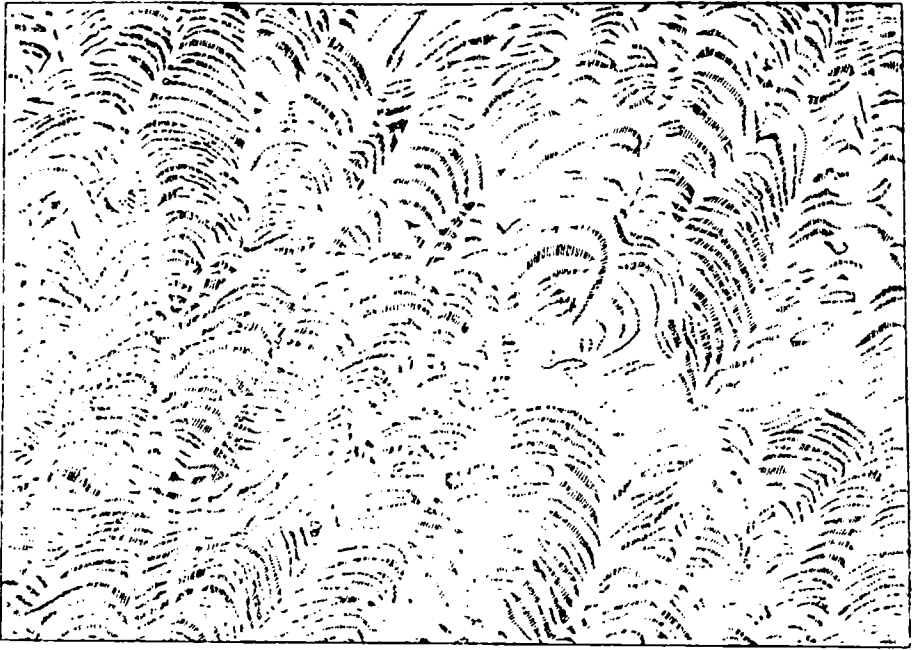


Рис. III.21. Ребристо-бороздковые знаки или дугообразные следы нарастания; по Г. Гюриху [Седиментология, 1980].

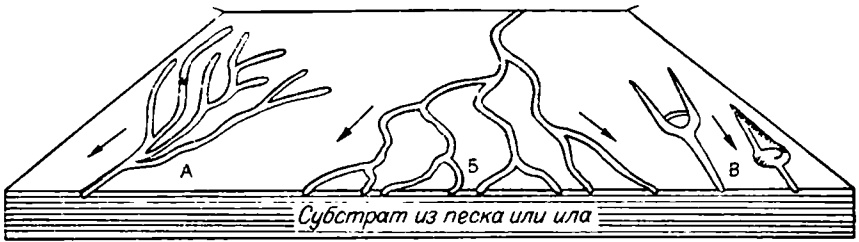


Рис. III.22. Следы струй [Р. Шрок, 1950].

А — мелкие бороздки, соединяющиеся по направлению к морю; Б — система бороздок, разветвляющихся по направлению к морю; В — бороздки, образовавшиеся выше и ниже небольшого предмета,

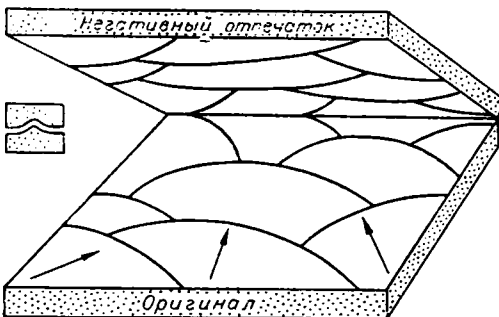
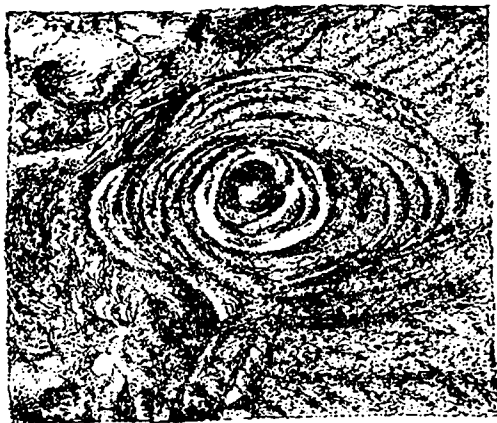


Рис. III.23. Следы прибой (знаки заплеска) [Шрок, 1950].

Слева показаны мелкие хребтики, которые дают отпечатки в покрывающем слое в виде бороздок. Дуги этих следов прибой обычно меньше 1 м в длину.

козернистым песком. Следы прибой отмечают линию наибольшего продвижения фронта затухающих волн. Отпечатки следов прибой представляют систему мелких, соответственно расположенных бороздок (рис. III. 23), которые можно спутать с мелкими знаками ряби. Знаки прибой известны в древних мелкозернистых песчаниках, алевролитах и известняках [Шрок, 1950]. Идентифицированные следы прибой — хороший признак береговой линии любого бассейна.

Рис. III.24. Грязевый вулкан (рисунок с фотографии); по Ф. Лукчи [Рейнек, Сингх, 1981].



Знаки сморщивания — это маленькие, похожие на рябь образования, известные в литературе также под названием «киннейская рябь» [Рейнек, Сингх, 1981]. Эта текстура представляет собой ряд маленьких гребешков, которые часто сильно изгибаются и в плане выглядят как соты. Высота гребешков 0,5—1 мм, а длина — несколько миллиметров.

В экспериментальных условиях Г.-Э. Рейнек [Reineck, 1969] установил, что образование подобных текстур происходит под тонкой пленкой воды, когда в результате сильного порыва ветра осадок, обладающий определенным сцеплением, сморщивается. Г.-Э. Рейнек и И. Б. Сингх [1981] считают, что подобные текстуры указывают на периодическое осушение поверхности осадка, однако отмечают, что текстуры, похожие на знаки сморщивания, описаны С. Дзуллинеским и Р. Симпсоном во флишевых отложениях.

Пузырьки газов и пены могут оставлять на поверхности мягкого илистого осадка маленькие полусферические ямки с гладкими стенками. Если же пузырьки перемещаются по поверхности осадка, то они оставляют за собой маленькую неглубокую, прямую или извилистую бороздку с округлым дном [Шрок, 1950]. Такие же пузырьки пены могут оставлять за собой различные группы мелких ямок, похожие на «следы осы». Вероятность сохранения следов пены и пузырьков в ископаемом состоянии очень мала. Тем не менее Р. Шрок [1950] указывает на находки подобных образований в горных породах Цинцинати, а Г.-Э. Рейнек описал их в отложениях красного лежня Центральной Европы [Рейнек, Сингх, 1981].

Антирябь (или рябь прилипания) образуется при переносе песка ветром по гладкой влажной поверхности. В плане она имеет вид грубопараллельных гребешков. В поперечном сечении гребешки резко асимметричны, причем наветренная сторона круче подветренной. Расстояние между гребешками 1—2 мм, при высоте менее 2 мм. При изменении направления ветра вместо антиряби образуются неправильные бугристые скопления — б о р о д а в к и прилипания. В ископаемом состоянии эти образования описаны Р. Э. Хантером [Рейнек, Сингх, 1981].

Грязевые и песчаные вулканы имеют более или менее округлые очертания с центральным кратером (рис. III. 24). Размер их варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Образуются такие вулканы пробивающимися родниками сквозь зыбучие пески или илистые болотные образования. Они связаны с процессами быстрого удаления воды из осадка в результате его усадки. Поднимающаяся вода разжижает осадок, и он поднимается вверх к поверхности осадка, образуя конус. В верхней части этого жерла формируется зона уплотнения, которая и может сохраниться на поверхности осадка. Образование подобных текстур возникает в районах с прерывисто-ритмичным или очень быстрым осадко-накоплением.

Текстуры типа ямок и холмиков возникают в результате движения газовых пузырьков и струек воды вертикально вверх через илистый осадок (рис. III. 26). Они похожи на грязевые вулканы, характеризуются значительно меньшими размерами (от нескольких миллиметров до 1 см). В нижней части ямка или кратер переходит в вертикальную трубочку, по которой поднимались пузырьки или струйки. Эти тру-

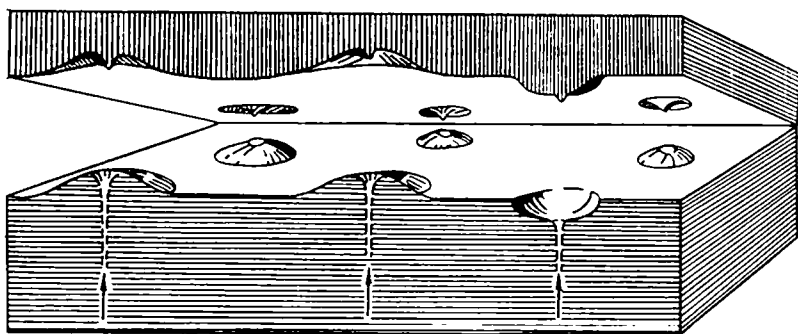


Рис. III.25. Текстура типа ямок и холмиков [Шрок, 1950].

бочки, как правило, не сохраняются. Текстуры типа ямок и холмиков лучше сохраняются на нижней поверхности пластов. Газ, движущийся по канальчикам вверх и образующий ямки и холмики, может сформироваться в результате разложения органического вещества, быть захваченным при отложении осадка или иметь вулканическое происхождение.

Ямки, образованные струйками ключей (ямки у выходов источников), очень похожи на текстуры типа ямок и холмиков. Для них характерна концентрация более грубого осадка в центральной части. Размеры их не превышают в поперечнике 0,5 м. Ямки, образованные ключами, распространены в узкой полосе пляжа [Шрок, 1950].

Следы предметов. Во время осадконакопления различные предметы, лежащие на пути потока или переносимые течением, могут оставлять на поверхности осадка неодинаковые следы. По характеру передвижения предметов и способов их транспортировки следы, оставляемые на поверхности наслоения, можно подразделить на две группы: следы неподвижных и движущихся предметов.

Среди следов неподвижных предметов характерна форма знаков, образующаяся при вымывающем действии течения вокруг, например, гальки, находящейся на поверхности осадка. Эта характерная форма знаков известна в литературе под различными названиями: серповидные намывы [Петтиджон, 1981], следы обтекания [Седиментология, 1980], полумесяцы течения или следы препятствий [Рейнек, Сингх, 1981]. Последние образуются в результате усиленной эрозии при разделении линий потока в непосредствен-

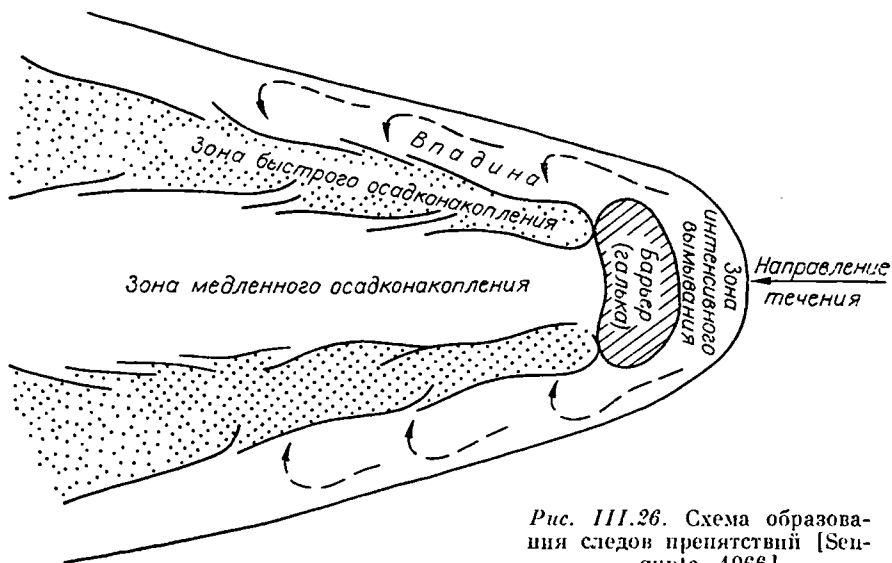


Рис. III.26. Схема образования следов препятствий [Sengupta, 1966].

ной близости от предметов. Механизм образования следов препятствий и их характерная форма показаны на рис. III. 26. В зависимости от азмеров и форм препятствий в зоне «тени» за обломком могут происходить эрозия или аккумуляция осадка. Так, в случае мелких обломков, удлиненных по течению, непосредственно за ними образуются ложбины, похожие на водоворотные ямки [Седиментология, 1980]. В субаэральной обстановке позади препятствий формируются так называемые *песчаные хвосты* (синоним — конусовидные образования эолового происхождения), вытянутые параллельно направлению движения ветра. Между песчаными хвостами происходит активная дефляция песка.

Различные предметы (галька, обломки древесины, куски льда и т. д.) ранее плавающие или переносимые течением, в результате падения уровня воды могут оказаться на поверхности осадка и оставить после себя различного рода следы. Более крупные предметы в результате гравитационных нагрузок могут вызвать возникновение деформационных текстур. Следы неподвижных предметов могут встречаться в различных обстановках, однако вероятность сохранения их, например, в субаэральных условиях невелика, так как здесь поверхности осадконакопления подвергаются частым переработкам, и следы, как правило, большей частью разрушаются. В глубоководных обстановках следы неподвижных предметов возникают реже, но возможность их сохранения значительно больше, так как реже происходит переработка поверхности осадка.

Течения также переносят зерна, обломки раковин, пород и т. д., которые могут перекапываться и волочиться по дну илистого осадка и оставлять за собой разнообразные следы различных размеров и формы, называемые *следами выпавания* [Петтиджон, 1981] или *следами волочения*.

Среди них выделяются непрерывные и прерывистые следы движущихся предметов. Наиболее характерны *борозды* или *слепки борозд*, представляющие собой рельефные прямолинейные, достаточно длинные желобообразные углубления. Размеры их колеблются в очень широких пределах, от мелких царапин до глубоких борозд шириной до 30—40 см, а длиной до нескольких метров [Седиментология, 1980]. Борозды и слепки борозд — характерная черта флишевых отложений, но они также широко распространены в мелководных обстановках, которые характеризуются частым изменением уровня воды, в результате чего плавающие предметы могут касаться дна. Борозды выпавания указывают направление течения лишь линейно, поскольку, как правило, установить начало или конец знака в пределах обнажений не удается. Однако в некоторых случаях по следам волочения можно установить и направление течения.

К непрерывным следам предметов относятся также *шевроны* или *знаки* [Рейнек, Сингх, 1981] или стреловидные следы [Седиментология, 1980]. Они представляют собой протяженный непрерывный ряд V- или U-образных знаков, направленных острым концом вниз по течению (рис. III.27). Предполагается, что эти знаки возникают в результате волочения предметов по поверхности илистого пластичного осадка. Шевронные знаки подразделяются на «разрезанные», которые состоят из следов волочения и косорасположенных с обеих сторон складок, и «неразрезанные», представляющие собой V-образные складки [Седиментология, 1980]. Г.-Э. Рейнек, П. Б. Сингх [1981] отмечают, что существуют шевронные знаки, в которых острые окончания складок направлены вверх по течению.

Прерывистые следы движущихся предметов образуются в результате ударов и перекапывания различных предметов по дну. К ним относятся следы ударов, скользящих (отскоков), садни, подпрыгивания и перекапывания. Форма следов зависит от формы предметов, угла падения и характера грунта.

Следы ударов представляют собой треугольные впадинки, вершина которых обращена вверх по течению (рис. III.28, А). Вниз по

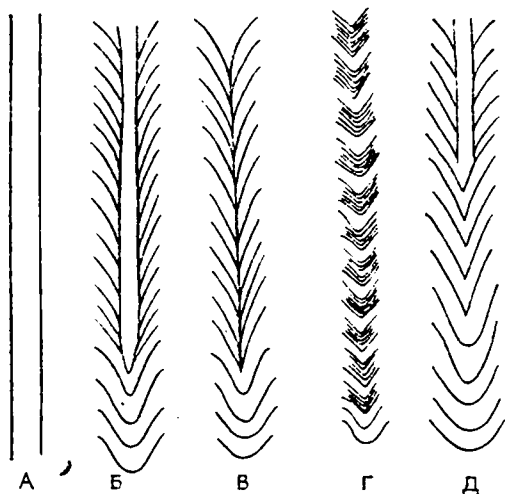


Рис. III.27. Стреловидные следы [Седиментология, 1980].

А — след волочения; Б — Г — формы разрезанных следов, переходящие в неразрезанные; Д — схема изменения формы следа по мере удаления предмета от дна.

течению ложбинки углубляются и расширяются. Следы ударов образуются при достаточно большом угле падения предмета [Седиментология, 1980]. Следы скольжения (следы отскоков) представляют собой небольшие удлиненные, часто симметричные впадинки (рис. III.28, Б). Они образуются тогда, когда обломок падает на дно под небольшим углом и сразу же от него отскакивает. Если обломок при этом собирает

перед собой небольшое количество материала и затем отскакивает и уносится течением, то образуются следы ссадин (рис. III.28, В), называемые также следами скольжения с краевой фронтальной складкой [Седиментология, 1980]. Если предмет или обломок имеет более или менее правильную форму, то под действием течения он может катиться по дну, оставляя за собой след в виде непрерывных дорожек (рис. III.29). Такие следы называются следами перекаtywания или качения [Рейнек, Сингх, 1981]. Когда предмет ударяется о дно непрерывно, через определенные интервалы, то он оставляет за собой повторяющиеся одинаковой формы углубления, называемые следами подпрыгивания [Рейнек, Сингх, 1981], или перескоков [Седиментология, 1980]. Большинство следов движущихся предметов (механоглифов) образовано неидентифицированными предметами, потому что, во-первых, они могут образовывать различные по форме и способу образования следы, а во-вторых, в процессе транспортировки постепенно разрушаются и поэтому выпадают из поля зрения исследователей. Следы движущихся

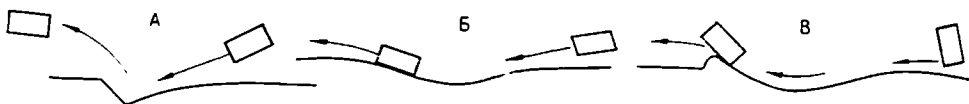


Рис. III.28. Схема образования различных следов ударов [Седиментология, 1980].

А — след, образовавшийся от удара предмета, Б — скольжения предмета, В — ссадины (или след скольжения с краевой фронтальной складкой).

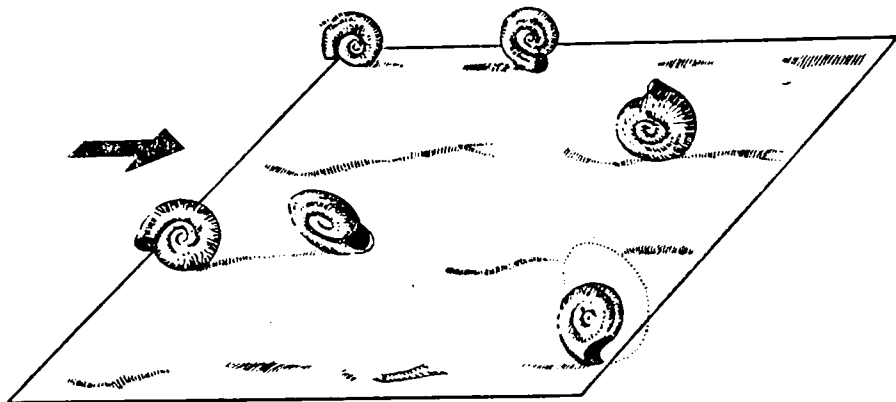


Рис. III.29. Схема образования следов перекаtywания, по А. Зейлахеру [Рейнек, Сингх, 1981].

предметов являются характерной особенностью флишевых отложений, но могут возникать и в различных мелководных обстановках. Они относятся к числу наиболее надежных индикаторов палеотечений, однако чаще всего дают только линейность (азимут) потока, но не его направление.

СЛОИСТОСТЬ И СЛОЙЧАТОСТЬ

Слоистость является одной из наиболее важных первичных текстур осадочных пород. Однако, несмотря на важность этого признака, до сих пор не существует общепринятой классификации этой текстуры. В первую очередь это связано, по-видимому, с различным пониманием исследователей определений седиментационных единиц, каковыми являются слой и слойка — главные элементы слоистых текстур.

Проблемы слоистости и их классификации рассматривались различными авторами [Ботвинкина, 1962, 1965; Справочник..., 1983; Кутырев, 1968; Жемчужников, 1963; Шрок, 1950; Allen, 1963; Петтиджон, 1981; и др.]. Не вдаваясь в дискуссию о принципах выделения слоев и слойков различными исследователями, в данной работе мы придерживаемся определений, данных советскими авторами [Справочник..., 1983] (табл. III. 1). Из табл. III.1 можно заключить, что слой представляет собой осадочную единицу, сформировавшуюся в существенно не менявшихся физических условиях, и он может обладать внутренней текстурой, т. е. состоять из более мелких единиц-слойков. Слойка же представляет собой «небольшой слой», лишенный какой-либо внутренней текстуры (за исключением признаков сортировки и ориентировки частиц) и сформированный в значительно меньший отрезок времени.

Слой и слойки отделяются друг от друга граничными поверхностями, называемыми обычно поверхностями напластования или наслоения, которые являются следствием пауз в седиментации либо связаны с резким изменением условий осадконакопления. Геометрия слоя или слойка, таким образом, зависит от взаимного расположения граничных поверхностей, которые могут быть параллельными и непараллельными, волнистыми или изогнутыми. Различные морфологические типы слойков приведены Л. Н. Ботвинкиной [1962]. Однако нам представляется, что при описании их удобнее пользоваться классификацией, предложенной К. Кемпбеллом [Campbell, 1967] (рис. III.30). При характеристике слоя и слойка наряду

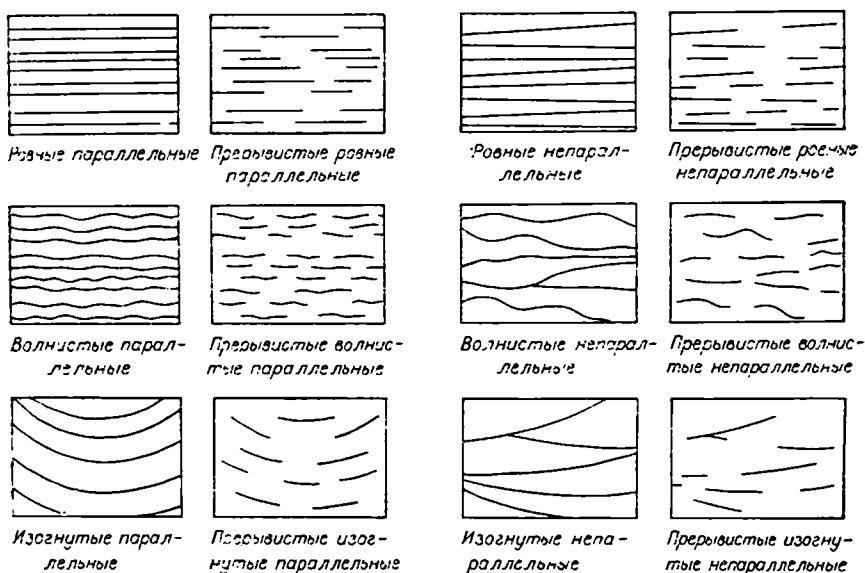


Рис. III.30. Классификация форм слоев и слойков [Campbell, 1967].

Различные признаки слоя и слойка (по Н. Б. Вассоевичу и Л. Н. Ботвинкиной)

Признаки	Слоевые единицы		
	Слой	Слоек	
Сходство смежных единиц и их повторяемость (основной признак различия)	Смежные слои различны. Повторяемость только при правильном нереслаивании или ритмичности (но при этом каждый слой имеет внутреннюю слойчатую текстуру)	Смежные слойки сходны и многократно повторяются (или образуют повторяющиеся сходные группы — пары, пачки, ленты)	
Толщина (мощность)	Различная	Небольшая (от долей миллиметра до нескольких сантиметров)	
Площадь (протяженность)	Обычно большая	В косой и волнистой слоистости невелика, в горизонтальной может быть различной	
Первичный наклон (до деформации)	Отсутствует или мал (не более нескольких градусов)	Может достигать 30—40° (и даже более) для косой и волнистой слоистости. В горизонтальной слоистости отсутствует	
Внутренняя текстура	Слой может состоять из слойков	Слоек не может состоять из других слоевых единиц (слоек — низшая единица слоистости). Текстура его может быть выражена лишь в ориентировке частиц	
Связь с породой	Слой объединяет одну породу со сходными признаками	Слойки могут быть внутри одной породы	
Время образования	Абсолютное	Более или менее длительное (чаще многие годы, тысячелетия, реже сезон)	Обычно небольшое (чаще сезон, иногда часы, дни)
	Относительное	Слой чаще одновременное образование, но может быть и разновременным	Всегда одновременное образование
Условия образования	Возникновение слоев определяется каким-либо изменением в условиях осадконакопления	Общие условия седиментации неизменны. Возникновение слойков определяется незначительной пульсацией осадкообразующих факторов (может быть лишь с некоторой направленностью их изменения)	
Явление	Слоистость осадочных толщ или стратификация	Слоистость осадочных пород или слойчатость	

с его формой важное значение имеет такой признак, как мощность. Мощность слоев не ограничена по величине и может изменяться от нескольких миллиметров до нескольких метров, но обычно она составляет несколько сантиметров или дециметров. Слойки обычно имеют мощность от долей миллиметра до первых сантиметров (см. гл. VII).

При изучении слоистых текстур необходимо различать три основные формы стратификации: 1) собственно слоистость, 2) слойчатость, 3) слоистость.

Собственно слоистость или наложение

Выражается в образовании индивидуальных слоев (слоев) [Справочник..., 1983]. Каждому слою отвечает вполне определенная фацция, поэтому слоистость возникает в результате смены или чередования фаций. Н. Б. Вассоевич различает миграционную слоистость, которая подчиняется фациальному закону Головкинского-Вальтера, и мутацион-

Виды (по равномерности распределения в слое)	Разновидность (по строению слоя)		
	Простая	Ритмическая	Серийная
Равномерная (однородная)			
Направленно- изменяющаяся (в том числе „маятниковая“)			
Неравномерная (неоднородная)			

Рис. III.31. Классификация горизонтальной слоистости и слойчатости [Ботвинкина, 1962].

цию, обязанную быстрым, часто внезапным изменением общих условий седиментации, т. е. собственно слоистость представляет собой внешнюю текстуру толщ. К слоистости относятся все широко распространенные явления седиментационной цикличности и ритмичности.

С л о й ч а т о с т ь — это внутренняя текстура породы или слоя. Она образуется в результате более или менее ритмичных колебаний, интенсивности тех или иных факторов седиментации. Эти колебания таковы, что не приводят к смене обстановок осадконакопления. Элементарной единицей слойчатости является слой. По геометрическому расположению слоев к горизонтальной поверхности напластования слойчатость можно подразделить на горизонтальную и косую.

Г о р и з о н т а л ь н о й с л о й ч а т о с т ь ю (синоним — плоская параллельная слойчатость) называют текстуру, которая состоит из серии слоев, параллельных друг другу, и горизонтальной или очень слабо наклоненной поверхности. Необходимо отметить, что не всегда можно различить такие явления, как тонкая слоистость и горизонтальная слойчатость. Чаще всего эти понятия различают только по мощности слоев, и слойчатостью называют переслаивания, когда мощность слоев колеблется в пределах 0,5—1,0 мм, редко больше. В случае более мощных слоев применяют другие термины, например слоистость грубого переслаивания или просто горизонтальная слоистость [Рейнек, Сингх, 1981]. Классификация разновидностей горизонтальной слойчатости выполнена Л. И. Ботвинкиной (рис. III.31). Виды слойчатости в данной классификации выделяются по равномерности распределения слоев в слое, а разновидности — по характеру распределения слоев в слое. Видимо, в зависимости от масштаба явлений (т. е. от мощности слоев) эта классификация может быть распространена как на горизонтальную слойчатость, так и на собственно слоистость. Типичным примером горизонтальной слойчатости может быть слоистость тонкого переслаивания (ритмиты) или тонкая ритмическая [Рейнек, Сингх, 1981]. Она обычно обусловлена временными изменениями условий седиментации (например, приливно-отливные или сезонные изменения). Классическим примером сезонных ритмов могут служить современные глубоководные осадки Черного моря. Горизонтальная слойчатость здесь обусловлена чередованием тонких (до 1 мм) светлоокрашенных и темных прослоев. Более светлые слои

состоят главным образом из кокколитов, диатомовых водорослей и зерен кальцита, а темные слои — из детрита, глинистых минералов, кварца, полевого шпата и органического вещества [Геохимия..., 1988].

Другим примером горизонтальной слоистости могут служить ленточные глины из ледниковых озерных обстановок. Слоистость этого типа представлена чередованием светлых более алевритистых прослоев и темных глинистых. Светлоокрашенный слой образуется в летние периоды, когда происходит таяние ледников и ото льда освобождается большое количество обломочного материала. Более темные глинистые слои образуются в зимние периоды, которые характеризуются отсутствием поступления свежего материала.

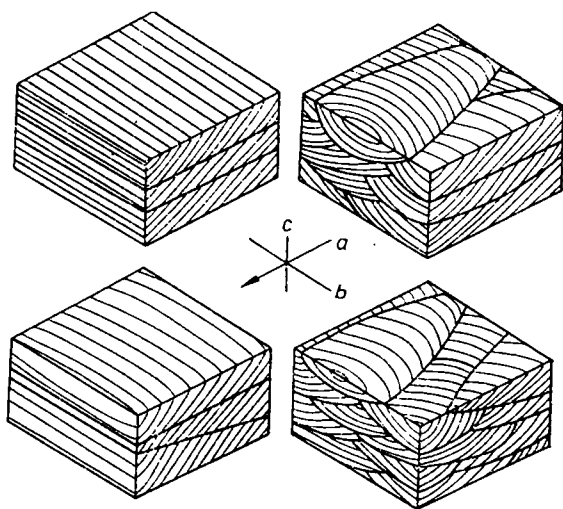
Косая слоистость

К ней относятся все виды негоризонтальной слоистости, в которых слои или серии слоев наклонены по отношению к горизонтальной поверхности напластования. Косая слоистость — это наиболее интересный вид текстуры, который имеет большое значение при реконструкции условий седиментации. В литературе она известна под различными названиями: косая слоистость, наклонная слоистость и слоистость, диагональная слоистость, слоистость течения, ложная слоистость. Возникновение косой слоистости обусловлено различными причинами, но в большинстве случаев она образуется в результате миграции различных донных форм. Косая слоистость может возникать также в результате размыва и заполнения промоин, отложений осадка на наклонных поверхностях пляжей и отмелей, а также на подветренной стороне эоловых форм. Классификация всех видов косой слоистости затруднена, потому что она очень изменчива по размерам и форме. Как правильно отметил Ф. Петтиджон [1981], хотя существуют различные, часто очень сложные схемы классификаций, их зачастую невозможно применить на практике в первую очередь из-за недостаточной обнаженности разрезов. Выявление типа косой слоистости и ее идентификация возможно только лишь при наблюдении слоев в трех различных сечениях. Основным элементом косой слоистости является серия слоев. Поверхности, которые ограничивают серии, часто обусловлены перерывом в осадконакоплении или имеют эрозионный характер. При выделении типов косой слоистости форма этих поверхностей и их взаимное расположение имеют решающее значение. Обычно выделяют два главных типа косой слоистости: *плоскую* и *желобчатую* (или *мульдообразную*) косую слоистость (рис. III.32). В первом типе граничные поверхности серий плоские. Если они параллельны на сравнительно большом отрезке, то такую слоистость называют также пластинчатой, таблитчатой или пластовой. Если же поверхности наклонены относительно друг друга, то такие формы называют клиновидными. В желобчатой (мульдообразной) косой слоистости серии слоев ограничены изогнутыми желобообразными поверхностями. Классификация главных типов косой слоистости может быть основана на форме слоев и их направленности в смежных слоях. Такая классификация косой слоистости сделала Л. Н. Ботвинкиной [1962]. Однако главным недостатком этой классификации, на наш взгляд, является тот факт, что различные виды и разновидности выделяются лишь в одной плоскости и поэтому они зачастую не пригодны для определения причин возникновения слоистости. При описании косой слоистости необходимо учитывать не только форму слоев и серий, но и их мощность. Для различения серий, которые связаны или могут быть связаны с мелкой или крупной рябью течения, применяется классификация с подразделением на мелко- и крупномасштабную косую слоистость [Седиментология, 1980; Рейнек, 1981; Allen, 1963].

Для мелкомасштабной косой слоистости мощность серий не превышает 4 см, а радиус желобка в мульдообразной слоистости менее 20 см.

Рис. III.32. Главные типы косо́й сло́йчатости [Седиментология, 1980].

Слева — плоскостная (таблитчатая и клиновидная), справа — желобо́чатая (мульдообразная) косо́й сло́йчатость.



Как уже было отмечено, косо́й сло́йчатость возникает главным образом в результате миграции знаков ряби. Форма единиц косо́й сло́йчатости зависит от формы породившей ее ряби. Общей особенностью косо́й сло́йчатости является то, что передовые слои́нки наклонены к нижней поверхности и обращены вогнутостью вверх, что может быть использовано при определении кровли и подошвы пласта [Шрок, 1950].

Характерная разновидность косо́й сло́йчатости — елочная (синонимы — «перистая», косо́й сло́йчатость «рыбьего скелета»). Эти термины применяются к косо́й сло́йчатости, характеризующейся противоположными направлениями передовых сло́йков в смежных слоях. В случае клиновидной формы серий с большими углами между граничными поверхностями ее часто называют *перекрестной* (рис. III.33).

Интересной разновидностью косо́й сло́йчатости, заслуживающей внимания, является *опрокинутая косо́й сло́йчатость*, когда передовые слои́нки в верхней части слоя выглядят перевернутыми (рис. III.34). Также ее иногда называют текстурой «омлета» или внутриформационными опрокинутыми складками [Лидер, 1986]. Возникновение ее связано с разжижением осадка и воздействием быстрых перегруженных потоков осадками на верхние участки передовых сло́йков, в результате чего первичная косо́й сло́йчатость испытывает сдвиг с образованием опрокинутых сло́йков.

Косо́й сло́йчатость может быть образована также в результате заполнения небольших промоин. После размывания желобообразные промоины могут медленно заполняться сериями тонких сло́йков, форма которых повторяет ложе промоин. Затем эти заполненные промоины могут быть вновь подвергнуты размыву и последующему заполнению. Так может образоваться косо́й сло́йчатость выполнения промоин (рис. III.35). Примеры различных генетических типов косо́й сло́йчатости,

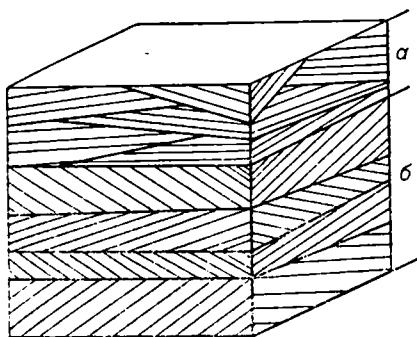


Рис. III.33. Перекрестная (а) и елочная (б) косо́й сло́йчатость.

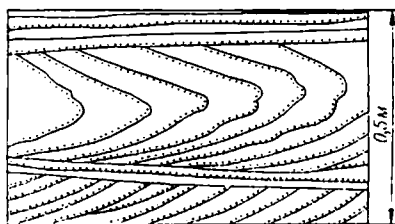


Рис. III.34. Опрокинутая косо́й сло́йчатость; Иркутское Присянье, р. Иркут; венд, песчанки шамановской свиты (зарисовка с фотографии).

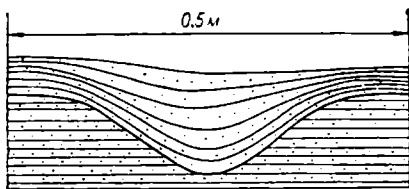


Рис. III.35. Косая слоистость выполнения проомни; Восточная Сибирь, Енисейский край, р. Бол. Пит; верхний рифей, мелкозернистые глинисто-известковые песчаники нижнеангарской свиты.

связанные с крупными формами дна, описаны в многочисленных публикациях [Ботвинкина, 1962; Рейнек, Сингх, 1981; Шрок, 1950; и др.].

Слоистость восходящей ряби является разновидностью косой слоистости, возникшей в результате одновременной миграции, и разраставшем вверх по склону ряби течения или ряби волнения. Происхождение этих текстур обязано непрерывному выпадению материала на дно, покрытое знаками ряби, наложенными друг на друга и повторяющими свою форму. Характерные признаки слоев ряби наблюдаются в сечениях, перпендикулярных линии гребней (*ac*). В сечениях же, перпендикулярных течению (*bc*), в зависимости от формы образующей их ряби, они могут быть горизонтальными или желобковыми. Е. Д. Мак-Ки [McKee, Goldberg, 1965] подразделяет слоистость восходящей ряби на два типа: синфазную и смещенную.

В синфазной слоистости восходящих знаков ряби гребни валиков одного слоя расположены один под другим. В разрезе *ac* этот тип представляет собой симметричную волнистую слоистость с большой непрерывностью слоев, с незначительными различиями мощности на сторонах по течению и против него (рис. III.36). Этот тип слоистости назван Д. Алленом типом *S* [Седиментология, 1980]. Образование этого типа происходит в том случае, если при осадконакоплении существенно не меняется энергия воды или скорость течения, непрерывность поступления осадка, направление течения и т. д. Как только какой-либо из факторов нарушается, происходит образование слоистости другого типа.

В слоистости смещенной ряби [Jopling, Walker, 1968] выделяют два типа *A* и *B* (рис. III.36). В текстурах типа *A* сторона, обращенная против течения, имеет эрозионный характер и отсутствует, сохраняются лишь слои, обращенные по течению. В результате этого граничные поверхности серии слоев наклонены в сторону против течения. Угол, образуемый граничными поверхностями серий слоев с горизонтальной поверхностью, называют углом избегания. Для слоистости ряби типа *A* этот угол обычно небольшой и редко превышает 10° [Седиментология, 1980].

В слоистости ряби типа *B* сохраняются обе стороны как по течению, так и против него, но они имеют различные мощности. Слои, обращенные против течения, меньше, чем слои по течению. Этот тип слоистости восходящей ряби образуется в том случае, если достаточно количества материала во взвешенном состоянии. В данном случае сторона, обращенная против течения, почти не подвергается эрозии, а сохраняется. При этом образуются новые волны ряби, но уже со смещенными валиками.

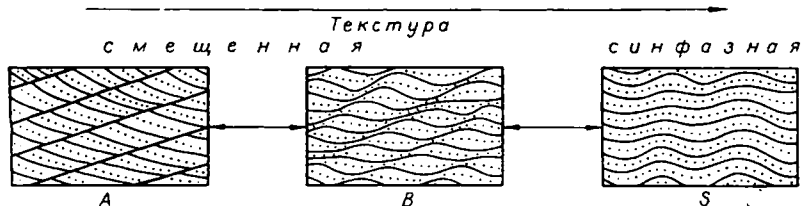


Рис. III.36. Три типа (*A*, *B*, *S*) слоистых текстур восходящих знаков ряби. Стрелка над рисунком показывает увеличение отношения взвешенного материала (суспензии) к материалу твердого стока (влекомого по дну); по А. Джоплингу, Р. Уолкеру [Jopling, Walker, 1968], с изменениями.

Между описанными типами слоичатости восходящих знаков ряби существуют постепенные переходы от слоев с синфазной слоичатостью в слои со смещенной формой.

Слоичатость восходящих знаков ряби образуется в средах, для которых характерно периодическое быстрое накопление как взвешенного, так и влекомого материала. Отношение количества взвешенного и влекомого материала является главным фактором при образовании текстур того или иного типа. Если преобладают взвешенный материал и осаждение из суспензии, то образуется текстура типа *S* (волнистая слоичатость). По мере уменьшения этого отношения сначала возникают текстуры типа *B*, а затем и *A*.

Слоичатость восходящих знаков ряби образуется только в водной обстановке. Часто она развита в обстановках дельт и береговых валов рек, а также является важным признаком турбидитных осадков [Рейнек, Сингх, 1981; Седиментология, 1980].

Сложная слоистость, связанная со знаками ряби

В этой группе различают флазерную, волнистую и линзовидную слоистости. **Ф л а з е р н а я с л о и с т о с т ь** относится к сложным текстурам, связанным со знаками ряби. Она характеризуется косой слоичатостью с явно выраженными передовыми слойками. Между такими сериями, обычно небольшой мощности, отмечаются тонкие, выклинивающиеся прослойки тонкозернистого материала (рис. III.37). Прослойки могут соединяться друг с другом или переплетаться с передовыми слойками. Образование флазерной слоичатости — результат чередования активной деятельности течения и периодов относительного спокойствия. Во время активного течения образуются знаки ряби с хорошо выраженной внутренней косой слоичатостью. При миграции гребней ряби они заполняют ложбинки, в которых в фазу спокойствия отлагается тонкий глинистый материал. Так, многократное чередование фаз активной деятельности течения и относительного спокойствия создает текстуру косослойчатого песка с линзочками глинистого материала. По особенностям отдельных флазеров выделяются [Reineck, Wunderlich, 1968] четыре разновидности флазерной слоистости (рис. III. 38): 1) простая, 2) вилообразная, 3) волнистая, 4) вилообразно-волнистая. Флазерная слоистость может быть образована как рябью течения с прямыми и искривленными гребнями, так и рябью волнения.

В о л н и с т а я с л о и с т о с т ь — переходный тип от флазерной к линзовидной слоистости и представляет собой переслаивание косослойчатых слоев песка и волнистых слоев ила. В отличие от флазерной слоистости косослойчатые слои песка характеризуются прерывистым распространением по вертикали и изолированы друг от друга (см. рис. III.38). При формировании волнистой слоистости необходимы условия, при которых происходят как осаждение, так и сохранение слоев песка и слоев ила.

Л и н з о в и д н а я (л и н з о о б р а з н а я) с л о и с т о с т ь возникает в том случае, когда условия более благоприятны для осаждения и сохранения ила, чем песка. В этом случае волны ряби формируются на илстом осадке, при ограниченном привносе песка, часто они не сохраняются и поэтому изолированы в вертикальном и горизонтальном направлениях. Исходя из характеристики распределения линз песка в разрезе, их морфологии, Г. Рейнек, Ф. Вундерлих [Reineck, Wunderlich, 1968] выделяют линзовидную слоистость: 1) с сочлененными раздутыми и сочлененными плоскими линзами, 2) с одиночными (изолированными) раздутыми и с одиночными плоскими линзами (см. рис. III.38).

Слоистость флазерного и линзовидного типа, как было указано выше, образуется в условиях, когда периоды активности течений и волнений, отлагающих песчаные слои, сменяются периодами застойных вод, при ко-

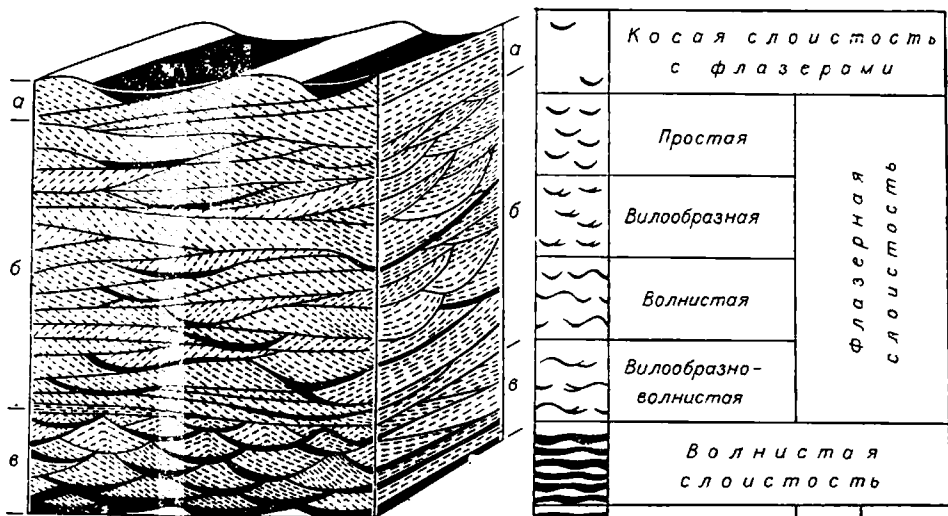


Рис. III.37. Блок-диаграмма, иллюстрирующая флазерную слоистость [Reineck, Wunderlich, 1968].

а — обусловлена мелкой рябью течения с прямыми гребнями; б — сформирована мелкой рябью с искривленными гребнями; в — обусловлена волновой рябью.

Косая слоистость с флазерами		Флазерная слоистость
Простая		
Вилообразная		
Волнистая		
Вилообразно-волнистая		Волнистая слоистость
С раздутыми линзами		
С уплощенными линзами		Сочлененная
С раздутыми линзами		
С уплощенными линзами		Изолированная
С раздутыми линзами		
С уплощенными линзами		Линзовидная слоистость
С раздутыми линзами		

Рис. III.38. Классификация флазерной и линзовидной слоистости [Reineck, Wunderlich, 1968].

торых происходит осаждение ила. Такие условия характерны для сублиторали и приливно-отливных зон. Линзовидная слоистость характерна также для передовых участков дельт [Рейнек, Сингх, 1981].

Слоеватость

Термин слоеватость предложен Н. Б. Вассоевичем [1948] для обозначения слабых форм развития слойчатости. Автор термина определяет ее как слойчатость без слоев или недоразвитую. В литературе она также известна под названиями: пунктирная, черточная или прерывистая слойчатость. Слоеватость характеризуется ориентированностью части уплощенных частиц породы, например чешуйки слюды, уплощенные частички детрита и т. д. В конгломератах слоеватость выражается в ориентированном расположении уплощенных галек и валунов. Слоеватость может возникнуть также в процессе диагенеза, благодаря ориентированному расположению по слоистости образующихся конкреций. Конкреции и их характеристика описаны в главе IV.

Градационная слоистость — один из характерных типов внутренней текстуры, которая характеризуется изменением размерности осадочного материала от подошвы к кровле. Как правило, нижняя часть градационного слоя состоит из более грубозернистого материала, который вверх по разрезу переходит в более тонкозернистый. В этом случае ее называют нормальной градационной слоистостью. Если увеличение зернистости в слое происходит снизу вверх, то это обратная градационная слоистость. По характеру изменения зернистости от подошвы к кровле М. Ксевижевич [Седиментология, 1980] выделяет восемь типов града-

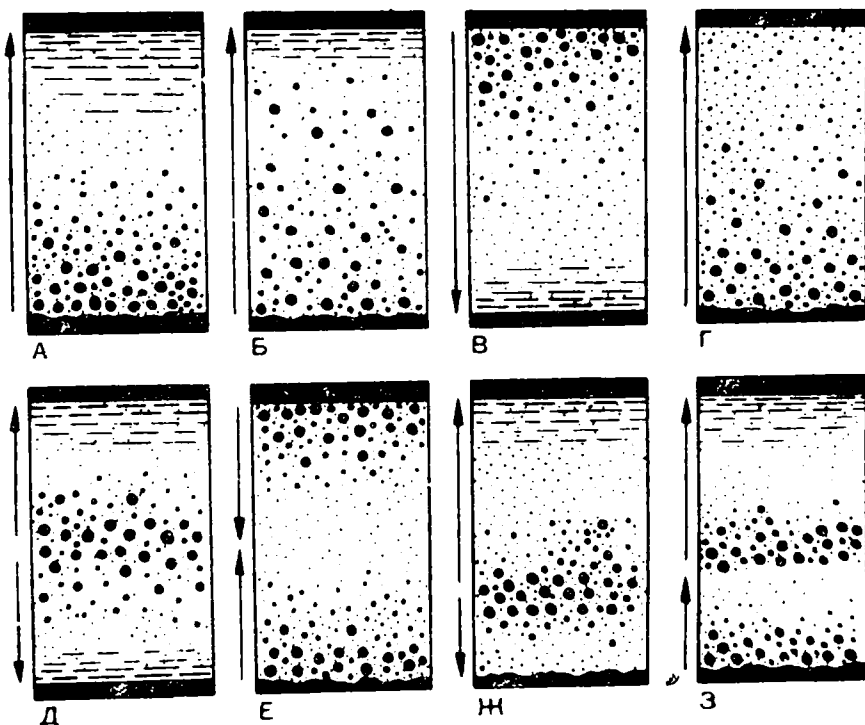


Рис. III.39. Типы градационной слоистости; по Ксенжеквичу [Седиментология, 1980].
 А — Г — однократные, градуированные (А — с хорошим разделением, Б — с плохим разделением
 В — опрокинутые, Г — прерывистые, отсутствует мелкозернистая часть); Д — симметричные; Е —
 симметричные опрокинутые; Ж — несимметричные; З — двухкратные. Стрелки показывают на-
 правление уменьшения размера зерен.

ционной слоистости (рис. III.39). Слои с градационной слоистостью обычно встречаются в толщах флишевого типа. В настоящее время общепринято мнение, что градационная слоистость наиболее характерна для турбидитного осадконакопления и связана с мутьевыми потоками. Мощность слоев с градационной слоистостью изменяется от нескольких миллиметров до 1 м и более. Как отмечает Ф. Петтиджон [1981], в целом, чем мощнее сортированный слой, тем более грубый материал залегает в его подошве.

Градационная слоистость может возникать также в обстановках мелководья, в результате действия не мутьевых потоков, а каких-либо других факторов (выпадение из муты во время шторма, в результате биологической активности роющих организмов, осаждения вулканического пепла после извержений и т. д.). В таких случаях слои с градационной слоистостью характеризуются небольшими мощностями, как правило, идентичны и встречаются спорадически. Градационная слоистость выделяется обычно в слоях такой мощности, в которых изменение зернистости видно макроскопически. Однако на практике микроскопическое изучение тонких слоев также довольно часто обнаруживает градационное распределение. Большинство слоев с градационной слоистостью представлено песчаниками (для древних отложений обычно граувакками). Таковы они и в карбонатном флише. Градационная слоистость широко распространена в пространстве и во времени и описана в отложениях различного возраста. Однако, вероятно, большая часть слоев с градационной слоистостью характерна для всех мощных геосинклинальных накоплений и является, несомненно, результатом деятельности суспензионных потоков.

К о н в о л ю т н а я с л о и с т о с т ь — это такая текстура внутри пласта (слоя), которая характеризуется развитием сложных скрученных слоев в виде узких и почти вертикальных антиклиналий, перемежающихся с достаточно широкими и пологими синклиналями шириной в

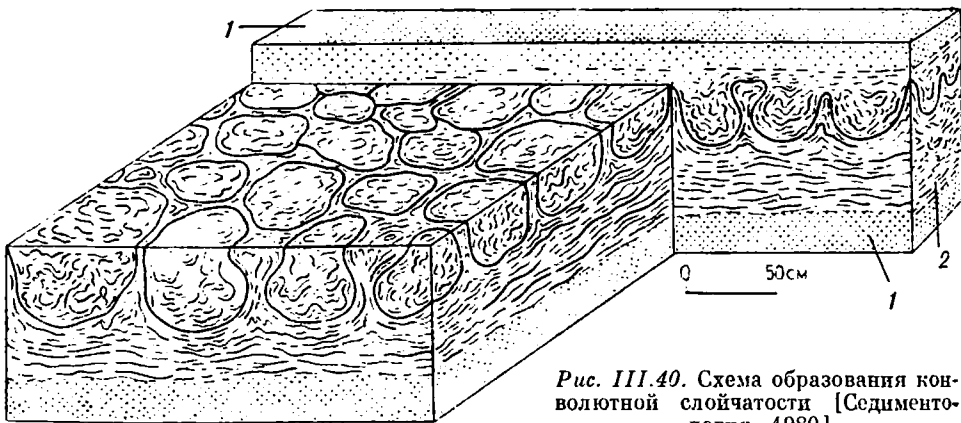


Рис. III.40. Схема образования конволютной слоистости [Седиментология, 1980].

1 — ненарушенный слой; 2 — косослойчатые осадки, деформированные при погружении.

несколько сантиметров или дециметров (рис. III.40). Конволютная слоистость затухает обычно как к кровле, так и к подошве слоя. Она характерна для глинистых осадков, тонкозернистых песков и алевритов. Происхождение конволютной слоистости объясняется по-разному. Некоторые исследователи [Williams, 1969; Wunderlich, 1967] считают, что конволютная слоистость возникает в результате дифференцированного разжижения какого-либо осадочного слоя. Межпластовое течение в таком разжиженном слое может являться причиной смятия слоев. Е. Д. Мак-Ки и др. [McKee, 1969] экспериментально установили, что при образовании конволютной слоистости главная роль принадлежит вертикальным напряжениям, возникшим в результате перегрузок. Другие исследователи [Kuenen, 1953; Sanders, 1965] связывают возникновение конволютной слоистости с деформацией знаков ряби под действием сильных течений, влияющих на осадок, обладающий достаточной вязкостью. Также конволютная слоистость может быть связана с трубками обезвоживания [Лидер, 1986]. Выделение конволютной слоистости усложняется тем, что ее часто можно принять за другие деформационные текстуры. Конволютная слоистость характерна для турбидитных отложений, обычно связана с тонкозернистыми песками и алевритами, которые содержат знаки ряби. Также она встречается в обстановках приливно-отливных зон и в отложениях пойм и песчаных баров рек [Рейнек, Сингх, 1981].

Массивная или гомогенная слоистость. Иногда при макроскопическом наблюдении некоторые слои кажутся внешне более или менее однородными, лишенными каких-либо текстур, не проявляя изменений зернистости, минерального состава, окраски и т. д. Применение специальных методов исследования — изучение в шлифах, протравка и окраска, просвечивание в рентгеновских лучах — позволяет часто обнаружить в подобных слоях внутренние текстуры, например косую и тонкую слоистость, механические деформации, биотурбации и т. д. Массивная или гомогенная слоистость часто обусловлена интенсивной биотурбацией, в результате которой происходит полное перемешивание осадка и разрушение первичной слоистости. Массивная слоистость может иметь также и первичный характер в результате очень быстрого осадения материала.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ

Текстуры этого типа, как уже отмечалось выше, подразделяются нами на две группы: 1) постседиментационные, возникшие непосредственно после образования слоя или же связанные с кратковременным перерывом в седиментации (оползневые текстуры, трещины суха-

ния, текстуры внедрения и др.), 2) явно постседиментационные, т. е. возникшие в стадии катагенеза и гипергенеза (стилолиты, конус в конусе и др.). Ниже они даются в перечисленной последовательности.

К оползневым текстурам (синоним — конседиментационные складки и брекчии) можно отнести все виды текстур, возникших в результате нарушения, деформации неконсолидированных, только что отложившихся осадков под действием силы тяжести и испытавших незначительное вертикальное и латеральное перемещение. Текстуры оползания возникают либо в обстановках быстрого осадконакопления, либо при наличии достаточной крутизны палеосклона для возможного латерального перемещения осадка. Причины оползания осадков могут быть различными. Оползание осадков сопровождается смятием, нарушением слоистости и часто серьезным смещением материала различных слоев. В результате этого в осадочном материале образуются различной формы и размеров складки, разрывы и брекчии. Оползневые текстуры очень широко распространены и могут достигать больших мощностей (до десятков метров). На континентальных склонах при достаточной крутизне оползни могут привести к образованию обломочных потоков и в конечном счете вызвать постоянный мутьевой поток. Текстуры оползания, возникшие в результате гравитационных сил, часто отмечаются на крутых отмелях в промонных приливно-отливных зонах и речных руслах [Рейнек, Сингх, 1981]. Оползневые текстуры могут возникать также в субэаральной обстановке в результате обрушения на подветренном склоне дюн осадков, характеризующихся уже определенным сцеплением. Здесь также могут появиться различного рода складки, разрывы закручивания и т. д. Деформированная слоистость, складки и мелкомасштабные разрывные нарушения характерны и для озерно-ледниковых и ледниково-аллювиальных осадков. Возникновение их в этих обстановках приписывается сдавливающим действиям ледников, айсбергам, а также таянию блоков льда, заключенных в осадках [Петтиджон, 1981; Рейнек, Сингх, 1981]. Текстуры оползания, конседиментационные складки и брекчии встречаются в различного типа отложениях. Они отмечаются в тонкослоистых пачках песков и глин, прекрасно выражены в карбонатных осадках, особенно вблизи рифовых массивов. Образование оползней и оползневых текстур происходит и в настоящее время. Они широко развиты на континентальных склонах океанов и морей [Геохимия..., 1988].

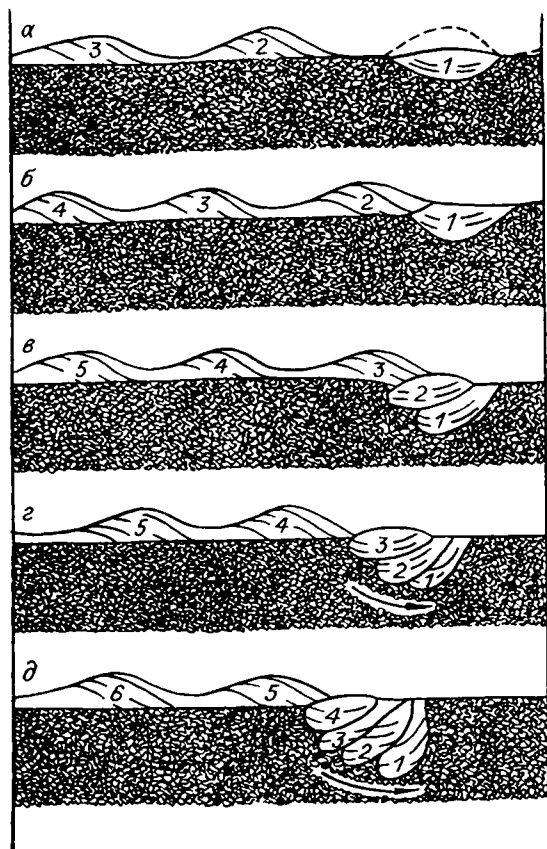
Текстуры внедрения

Во время осадконакопления или непосредственно после него в силу различной плотности и удельного веса отдельных слоев в результате гравитационных сил может происходить вертикальное перераспределение осадочного материала. Если такие перемещения незначительны, то на границе песчаных и более тонкозернистых (глинистых или алевритовых) слоев возникают текстуры внедрения (знаки или слепки внедрения). Часто они проявляются на нижней поверхности песчаного пласта в виде выступов различной неправильной формы (рис. III. 41). Размеры их колеблются от нескольких миллиметров до нескольких дециметров. В случае отложения слоя песка на водонасыщенный глинистый осадок может возникнуть неравномерная нагрузка, которая регулируется опусканием песчаного осадка и инъекций глинистого материала вверх в виде заостренных изогнутых «язычков». В сечении, перпендикулярном плоскости напластования, они образуют так называемую факельную или пламенную текстуру [Петтиджон, 1981; Лидер, 1986]. При деформировании знаков ряби на мягких глинистых осадках также могут образовываться текстуры внедрения вследствие способностей гребней ряби погружаться в мягкие слои (рис. III.42). Текстуры внедрения отличаются от следов размыва неправильной формой и отсутствием какой-либо ориентировки по отношению к течению. Однако в ряде случаев могут



Рис. III.41. Знаки внедрения на поверхности песчаника при незначительном оползании осадка (рисунок с фотографии) [Атлас, 1962].

возникать не только вертикальные, но и латеральные движения типа течения в результате неустойчивости осадков на палеосклонах повышенной крутизны. Вероятно также, что при образовании знаков внедрения рьяби может возникать линейность, параллельная погружающимся гребням рьяби. В случае вертикального перераспределения осадочного материала образуются так называемые шаровые или подушечные текстуры. Размеры песчаных шаров и подушек изменяются от нескольких сантиметров до нескольких метров. Подушки и шары могут быть как массивными, так и обладать внутренней, как правило, нарушенной слоистостью. На рис. III.43 показана схема развития шаровых и подушечных текстур, полученных Ф. Кюенем [Кюенем, 1965] в лабораторном эксперименте. Слой песка, залегающий на глинистом осадке, в результате сотрясения распадается на блюдцеобразные и почковидные «подушечки», которые, отрываясь от слоя, постепенно погружаются в иллитый осадок. Большинство исследователей придерживаются именно этой точки зрения на образование шаровых и подушечных текстур, воспроизведенных в эксперименте Ф. Кюенем, хотя некоторые считают, что сюда же относятся



текстуры оползания, где наряду с вертикальными движениями присутствуют и латеральные перемещения. Однако ориентировка этих форм и их симметрия свидетельствуют о том, что их образование связано с разрушением песчаного слоя и погружением его блоков в разжиженный глинистый осадок. Текстуры внедрения часто отмечаются и хорошо сохраняются в подошве песчаных слоев во флишевых отложениях. Однако они могут присутствовать в любых обстановках, в которых происходит быстрое отложение песчаного осадка над пластичным глинистым илом.

Трещины усыхания (синонимы: солнечные и грязевые трещины, ще-

Рис. III.42. Схема развития знаков внедрения рьяби; по С. Дзулинскому, П. Котларчику [Рейнек, Сингх, 1981].

а — д — стадии развития. 1—6 — знаки рьяби.

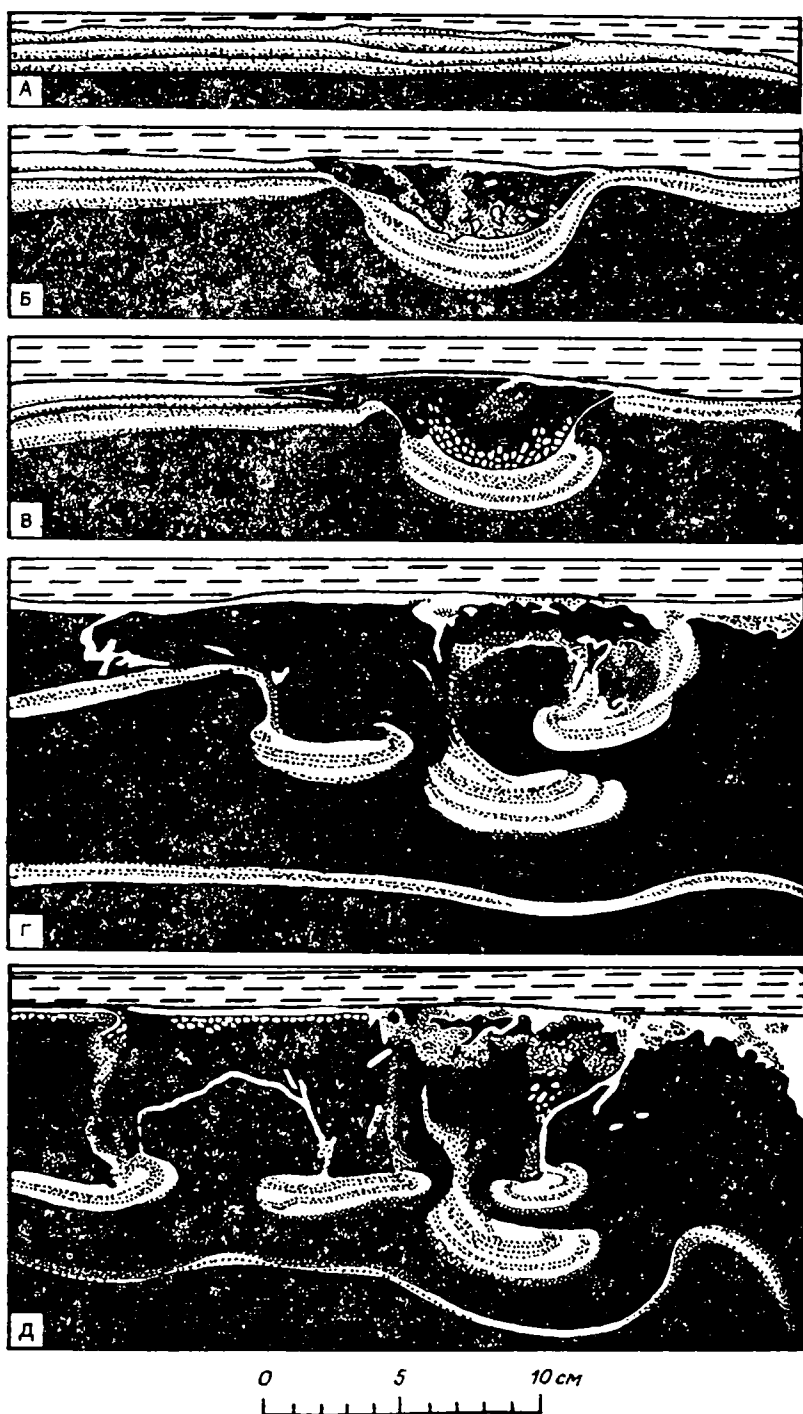


Рис. III.43. Схема развития шаровых и подушечных текстур; по Ф. Кюену [Седиментология, 1980].
А — Д — стадии развития.

ли от усыхания, трещины обезвоживания, синерезиса, сжатия). Этот тип текстур представляет собой в плане систему неправильных многоугольников, щели между которыми заполнены песчаным или алевритовым материалом (рис. III.44). Ширина трещин и их глубина колеблются в очень широких пределах — от нескольких миллиметров до не-

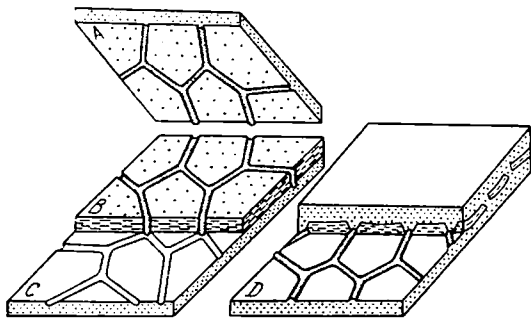


Рис. III.44. Типы слепков и следов трещин усыхания в ископаемом состоянии [Седиментология, 1980].

скольких сантиметров. Размеры многоугольников также изменяются от нескольких миллиметров до первых дециметров. Глубина трещин усыхания может зависеть от времени усыхания, а также от мощности слоя, подвергающегося процессу обезвоживания. В поперечном сечении трещины усыхания имеют V-образный профиль, но иногда их стенки могут быть параллельными. Это происходит тогда, когда трещины прослеживаются через весь слой до следующего подстилающего песчаного осадка. Трещины усыхания образуются при сокращении объема глинистого материала, в результате потери воды в субаэральных условиях. Это происходит в илистых осадках, периодически освобождающихся из-под воды, в различных мелководных обстановках (приливно-отливные полосы, озера и лагуны, речные протоки и т. д.). При растрескивании глинистого осадка многоугольники могут отслаиваться от пласта, принимать чашевидную форму, закручиваться и перемещаться. В процессе транспортировки такие плитки окатываются и затем отлагаются в виде плоских лепешковидных обломков, так называемой глинистой гальки. Трещины усыхания чаще всего отмечаются в глинистых отложениях, но они могут наблюдаться и в микрозернистых известняках, где заполнены карбонатным алевритовым или песчаным материалом того же состава. Трещины усыхания не образуются в чистых песках, так как они не испытывают сокращения в объеме при высыхании. Они часто встречаются с другими признаками субаэральных условий, такими, как отпечатки капель дождя и града и т. д. Чаще всего трещины усыхания сохраняются в виде остроугольных хребтиков на нижней поверхности песчаного пласта. Р. Градзиньский и др. [Седиментология, 1980] выделяют четыре основных типа слепков трещин усыхания в ископаемом состоянии (рис. III.45): А — следы трещин на верхней по-

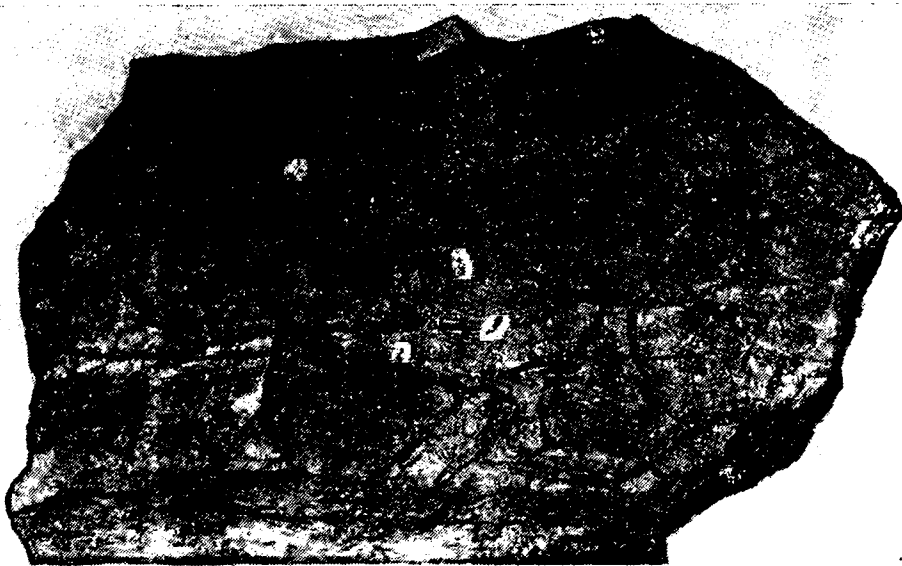
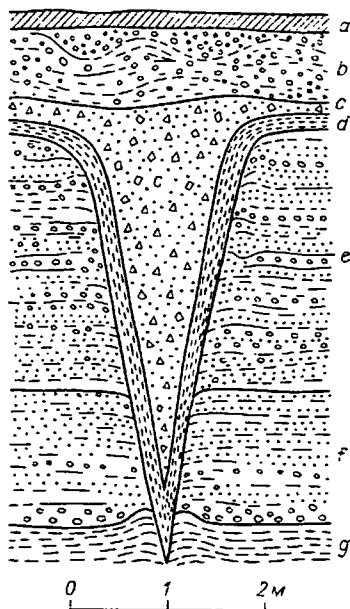


Рис. III.45. Трещины усыхания на поверхности песчаного алевролита; Енисейский край, р. Бол. Пит; верхний рифей, нижнеангарская (?) свита.

Рис. III.46. Схематический разрез морозной трещины; по Д. Петерсону [Рейнек, Сингх, 1981].

a — почвенный горизонт; *b* — верхний слоистый гравий; *c* — неслоистый гравий, выполняющий трещину; *d* — прослой, облакаивающий трещину; *e* — слабонарушенный гравий; *f* — нижний яснослоистый гравий и песок; *g* — подстилающие породы.



верхности высыхающего слоя, *B* — слепки на нижней поверхности покрывающего слоя, *C* — в виде углубленных отпечатков на верхней поверхности подстилающего слоя, *D* — гребешки на верхней поверхности подстилающего слоя, образовавшиеся путем засыпки частично отслоенных плиток. Трещины усыхания, как указывалось выше, обычно возникают при субаэральных условиях. Однако иногда очень похожие образования отмечаются в осадках, явно не подвергавшихся осушению. Такие трещины усыхания получили названия трещин сиперезиса (трещин сжатия). Отличить их от трещин усыхания не всегда представляется возможным, хотя обычно они имеют вид неполных тонких трещин с неявновыраженной в поперечном сечении V-образной формы. Трещины сжатия могут возникать в глинистых осадках в результате быстрой флокуляции и уплотнения, а также при возрастании солености. В карбонатных осадках такие трещины могут образовываться в результате расширения слоев на ранних стадиях диагенеза [Седиментология, 1980].

Морозные трещины возникают в почвах и поверхностных породах в результате уменьшения объема верхних слоев под действием сильных морозов. Они распространены в районах с холодным климатом. В поперечном разрезе представлены V-образной формой (рис. III. 46). Глубина, ширина и протяженность морозных трещин могут достигать нескольких метров, а в последующем заполняться различного рода матерьялом. Морозные трещины развиваются, как правило, на одних и тех же местах в течение нескольких лет, при этом поверхности почв разбиваются на полигоны четырех-, пяти- или шестиугольной формы. В полярных областях отмечаются полигональные сети гальки, отлагающиеся в этих трещинах [Шрок, 1950]. Образования, сходные с морозными трещинами, известны также в тропических и субтропических районах [Рейнек, Сингх, 1981].

Отпечатки и слепки кристаллов (псевдоморфозы). В определенных обстановках на поверхности осадка могут образовываться кристаллы льда, соли, гипса и др. Они могут быть захоронены в процессе последующего осадкоаккумуляции. Если затем кристаллы исчезают в результате таяния, растворения или каких-либо других процессов, то на поверхности наслоения остаются отпечатки и слепки их кристаллических форм (рис. III. 47), сложенных тем же матерьялом, что и сам пласт.

При благоприятных условиях, например, на низменных участках, заливаемых приливными водами теплых морей, в условиях возрастающей солености на поверхности осадка часто образуются кристаллы соли совместно с кристаллами гипса. Отпечатки и слепки кристаллов соли и гипса встречаются как в морских, так и в континентальных осадках. Причем, гипс может образовываться как в субаэральных, так и в субаквальных условиях — внутриконтинентальных себках, подвергающихся периодическому осушению [Рейнек, Сингх, 1981].

Кристаллы льда могут образовываться из пленки воды, покрывающей илистое дно. Удлиненные, игольчатые кристаллы льда, пересекаю-

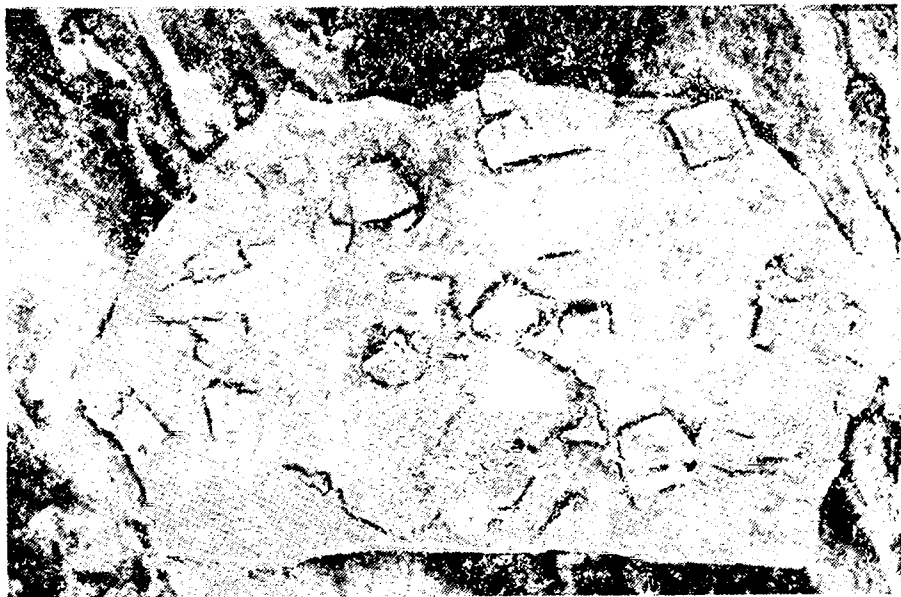


Рис III.47. Слепки кристаллов соли (псевдоморфозы) на поверхности песчанистого известняка; Енисейский край, р. Бол. Инт; кембрий (?).

щие под углами $30-60^\circ$ и врастающие в поверхностный глинистый слой осадка, оставляют после себя следы в виде тонких бороздок [Шрок, 1950]. Отпечатки кристаллов льда образуются в субаэральных обстановках, однако Г.-Э. Рейшек и Н. Б. Сингх [1981] отмечают, что они могут образовываться и в субаквальных условиях. Отпечатки и слепки кристаллов известны как в современных осадках, так и в их древних аналогах.

Фульгуриты (синоним — громовые стрелы) представляют собой тонкие разветвляющиеся трубочки сплавленного кварцевого материала в песке (рис. III. 48). Они образуются при ударе молний в сухой рыхлый песок или почву [Шрок, 1950]. Стенки трубок состоят из сплавленных кварцевых зерен с гладкой внутренней поверхностью. Наружная поверхность грубозернистая с продольными морщинами. Толщина стенок изменяется от 1 до 5 мм. Размеры самих трубок очень разнообразны, диаметр их колеблется от первых миллиметров до 6,2 см, а длина может достигать 20 м. Обычно они расположены вертикально к поверхности напластования и в нижней части разветвляются. Присутствие фульгуритов в отложениях указывает на то, что материал, в котором образовался фульгурит, представлял собой сухой песок. Фульгуриты отмечаются в современных отложениях песка, находки же их в ископаемом состоянии весьма редки.

Отпечатки капель дождя, града и брызг. Капли дождя или градинки, падающие на поверхность мягкого осадка, образуют на нем при ударе небольшие углубления округлой формы, окруженные возвышающимися бортиками. Если капли дождя падают вертикально, то следы характеризуются округлыми формами, при косом направлении удара контуры их слабо эллиптические. Размеры следов колеблются от 2 до 12 мм, а глубина достигает 13 мм [Седиментология, 1980]. Следы дождя часто отмечаются в ассоциации со знаками ряби и трещинами усыхания, являясь признаком накопления отложений в субаэральных условиях. Чаще всего они сохраняются в континентальных отложениях, образовавшихся в условиях аридного и семиаридного климата. Следы дождевых капель в ископаемом состоянии лучше всего сохраняются в подошве песчаных или алевролитовых слоев в виде мелких куполовидных возвышений. Их можно спутать с отпечатками газовых пузырей.

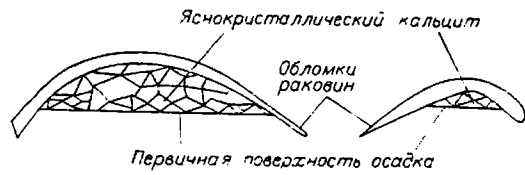
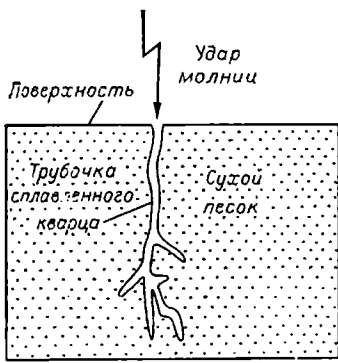


Рис. III.49. Геопетальная текстура.

← Рис. III.48. Схема образования фульгурита [Шрок, 1950].

Геопетальные текстуры. Иногда пустоты в известняках и доломитах могут быть выполнены частично вмещающим осадком и цементом, роль которого обычно выполняет яснокристаллический кальцит. Часто геопетали образуются под или внутри скелетных остатков (рис. III.49). Поверхность разделения вмещающего осадка и яснокристаллического чистого кальцита может играть роль уровня, показывающего положение горизонтали во время осадконакопления. Также геопетальные текстуры могут быть хорошими индикаторами при определении подошвы (чистый кальцит наверху). Изучение геопетальных текстур может показать, что некоторые известняки, например образовавшиеся в предрифтовых обстановках, имели первоначальный наклон [Tucker, 1982].

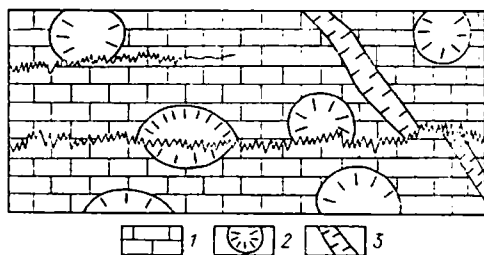
Строматактоидные текстуры представляют собой вытянутые участки длиной до нескольких сантиметров, с плоским основанием и неправильной разветвленной верхней частью. Выполнены они обычно волокнистым кальцитом, сменяющимся вверх друзовым кальцитом. Образование этих текстур во многом спорное. Некоторые считают, что пустоты возникли в результате разложения мягкотелых организмов, а затем были заполнены кальцитом. Такие текстуры могли возникнуть также в результате выщелачивания или растворения известкового ила, нарушения сплошности при обезвоживании или же частичной цементации на дне моря. Строматактоидные текстуры обычны для известняков флювых холмов (массивные биомикриты) [Tucker, 1982].

Глазковые текстуры (синонимы — текстура «птичьих глаз» и пузырчатых образований) обычно представляют собой скопления непрерывной формы крупнокристаллического материала более светлой окраски, чем вмещающая их мелко- и микрозернистая порода. Наиболее часто они распространены в водорослевых известняках и доломитах. В разрезе имеют вид плоских нерегулярных удлинённых линзочек (мощностью 1—3 мм и длиной до нескольких миллиметров), расположенных параллельно слоистости [Седиментология, 1980]. Некоторые типы глазков имеют более или менее изометричную форму. Считается, что образование этих текстур связано с заполнением первичных пор в осадке кальцитом [Shinn, 1968]. Поры в осадке плоской и удлиненной формы образуются вследствие сморщивания осадков при высыхании, а шаровидные — застрявшими в осадке пузырьками газа. Глазковые текстуры образуются в настоящее время в осадках литоральной и сублиторальной зон [Седиментология, 1980].

Подобные текстуры описаны Г.-Э. Рейнеком и И. Б. Сингхом [1981] и для терригенных осадков. Они считают, что при быстром осадконакоплении может захватываться большое количество воздуха и при сохранении этих пузырьков в осадке возникает зубчатая или пузырчатая текстура. Эти текстуры отмечаются как в песчаных, так и в глинистых отложениях. Газ может образовываться также прямо в осадке в результате разложения органического вещества.

Текстуры «твердого дна». Карбонатные осадки в результате подводной микритизации или цементации с заполнением пустот

Рис. III.50. Стилолиты в известняке (1), пересекающие стебли кораллов (2) и прожилки кальцита (3); Крым; верхняя юра; по Г. И. Бушвицкому [Справочник..., 1983].



могут испытать сингенетическую литификацию, частичную или полную. Верхняя поверхность «твердого дна» обычно плоская и на значительной площади несет следы жизнедеятельности, просверлена организмами и инкрустирована фауной в положении естественного роста [Tucker, 1982]. Текстуры «твердого дна» отмечаются в мелководных сублиторальных и в осадках приливных равнин совместно с текстурой «вигвама» или «шатровой».

Текстура «вигвама» (шатровая). При сингенетичной цементации карбонатных осадков сцементированные слои могут расширяться и растрескиваться, распадаясь на полигональные фрагменты. Вдоль образовавшихся трещин происходит выталкивание этих фрагментов снизу вверх и они приобретают форму вигвама (псевдоантиклинали). Текстура вигвамов образуется в мелководных сублиторальных осадках и в осадках приливных равнин. Подобные текстуры встречаются редко, но они несут в себе важную информацию об обстановках осадконакопления и диagenеза.

Стилолиты представляют собой в поперечном сечении сутурный шов (рис. III. 50). Поверхности стилолитовых швов характеризуются зубообразными выступами с одной стороны, которые входят в соответствующие углубления с другой. Размеры стилолитов разнообразны. Они встречаются как в виде мелких (видимых только в шлифе) микростилолитов, так и крупных форм с амплитудой до 10—20 см. Очень разнообразна геометрия стилолитовых швов. Они могут изменяться от почти конических зубцов до прямолинейных столбцов и углублений. Поверхности их могут быть покрыты штриховкой, параллельной оси столбца, либо оставаться гладкой. Стилолиты широко развиты в карбонатных породах, реже отмечаются в песчаниках и кварцитах, а также гипсах. Обычно стилолитовые швы параллельны поверхности напластования, однако это необязательное условие и они могут пересекать слоистость под любым углом. Протяженность стилолитов изменяется от первых сантиметров до нескольких метров. Поверхность маркируется очень тонкими (обычно доли миллиметра) слоями глинистого нерастворимого материала.

В настоящее время общепринятой точкой зрения на образование стилолитов является теория растворения пород под действием давления. Этот взгляд подтверждается тем, что стилолитовые швы пересекают слоистость, внедряются в ископаемые остатки и жилы. Наличие штриховки на поверхности стилолитов также свидетельствует о том, что в их образовании участвовало давление. Различные соотношения стилолитов и слоистости свидетельствуют также о том, что процессы стилолитизации могут быть не только постконсолидационными, но и постдеформационными.

Фунтиковая текстура (синонимы — конус в конусе, рожковая, биф-образования, кон-ин-кон текстура) характеризуется наличием многочисленных округлых конусов, оси которых расположены перпендикулярно к слою или к поверхности конкреции, характеризующейся развитием текстуры конус в конусе. Породы с фунтиковой текстурой представляют собой обычно линзообразные тела мощностью до 50 см, располагающиеся чаще всего согласно плоскости напластования. Текстуры подобного типа характерны для мергелей, глинистых известняков и

карбонатных аргиллитов, но отмечаются также в сидеритах, гипсах и на поверхностях конкреций и септарий [Атлас ..., 1969; Петтиджон, 1981]. Отмечается приуроченность текстуры конус в конусе к слоям высокоизвестковистых песчаников. В конусах фунтиковой текстуры апикальные углы изменяются в широких пределах, но обычно колеблются от 30 до 60° [Петтиджон, 1981]. Поверхности конусов, как правило рифленые или бороздчатые. Вблизи основания конуса часто отмечаются кольцообразные ребра, которые к вершинам становятся менее четкими. Высота конусов обычно не превышает 20 см (чаще 1—10 см). Вершины конусов в слое могут быть направлены все вверх, а чаще всего книзу, а основания располагаются на поверхности пласта. Конусы внутри состоят из волокнистого кальцита, хотя, как упоминалось выше, они могут быть представлены и другими минералами. Содержание карбоната в породах с фунтиковой текстурой более 90 %, а нерастворимый остаток представлен в основном глиной.

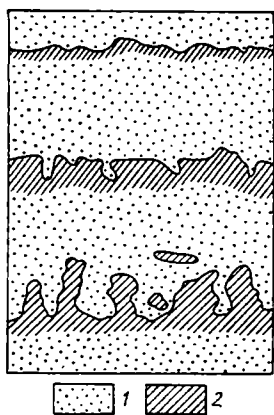
Вопрос об образовании фунтиковой текстуры до сих пор является дискуссионным. Существуют различные теории происхождения текстур конус в конусе: газовая, кристаллизационная и теория давления. Наиболее приемлемым способом образования фунтиковых текстур можно считать теорию давления, разработанную У. Тарром [Атлас..., 1969; Петтиджон, 1981], согласно которой текстуры конус в конусе образуются в процессе роста конкреций под давлением выпележающих пластов, а также взаимном сдавливании при движении конусов относительно друг друга. При этом происходят растворение кальцита и появление глинистых пленок. Круговой характер углубления конусов получается в результате того, что последующие группы волокон, углубляясь, образуют непрерывные кольца. Несмотря на то, что фунтиковые текстуры являются постседиментационными образованиями, наличие их свидетельствует о связи с фацальной обстановкой, например приуроченность их к определенным стратиграфическим горизонтам, а также минеральный состав пород, с которыми связаны эти текстуры (кальцит, сидерит, гипс, барит и др.) [Атлас..., 1969].

С л а н ц е в а т о с т ь — одна из разновидностей кливажа течения, выраженная в расслаивании горных пород параллельно таблитчатым и чешуйчатым минералам. Различают первичную сланцеватость, которая появляется в процессе седиментогенеза и диагенеза осадочных пород, а также вторичную, возникновение которой связано с тектоническими и метаморфическими процессами. В осадочных породах плоскости расслаивания часто не совпадают с плоскостями напластования и маскируют первичную слоистость. Поэтому в монотонных однородных толщах следует особенно внимательно выискать различные первичные текстурные признаки осадочных пород.

П л о й ч а т о й т е к с т у р о й называют очень мелкую складчатость, наблюдающуюся в отдельных прослоях осадочных пород. Иногда ее называют также гофрированной. Плойчатость может образоваться в различные стадии литогенеза. Так, плойчатость карбонатных и глинисто-карбонатных пород обычно развивается в результате тектонических деформаций, вызванных давлением в плотных слоях осадочных пород. Плойчатость гипса возникает в зоне гипергенеза, когда при гидратации ангидрита значительно увеличивается объем и слои гипса деформируются в мелкие гофрированные складочки. Иногда такую текстуру гипса называют энтеролитовой складчатостью [Петтиджон, 1981].

П о в е р х н о с т ь п а л е о к а р с т а. В зоне гипергенеза поверхности некоторых известняков могут подвергаться процессам растворения, в результате чего возникают неправильные корродированные формы, которые нередко могут перекрываться слоем глины, представляющей собой почву [Tucker, 1982]. Поверхности палеокарста обычно сложены коричневатым окисленным мелкозернистым карбонатом с плохо выраженной слоистостью. Корродированные поверхности известняков (рис. III. 51) имеют большое значение, так как они свидетельствуют о продолжи-

1 — известняк зеленовато-серый; 2 — кайма охристо-желтой окраски; по С. Г. Вишнякову, Р. Ф. Геккеру [Рухин, 1953].



тельных периодах субаэрального воздействия на карбонатные породы, а также являются хорошим критерием для определения кровли и подошвы слоев.

Кольца выветривания (спониям — кольца Лизеганга) — это концентрические оболочки или ритмично перемежающиеся различно окрашенные полосы в тонкопористых осадочных породах, подвергшихся выветриванию. Некоторые из таких образований связывают с периодическим осаждением каких-либо соединений при диффузии в гелевых средах (явление Лизеганга).

Однако большая часть таких колец образуется в результате различной глубины проникновения водных растворов в породу, изменяющих ее облик.

БИОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ

Многочисленные текстуры в осадках образуются благодаря деятельности животных и растений. Они могут быть запечатлены в осадке в виде знаков на поверхностях напластования или образовать различные формы внутри породы. Биогенные текстуры широко варьируют от неопределенных нарушений слоистости до хорошо обособленных и ярко выраженных следов жизнедеятельности организмов, которые принято называть ихнофоссилиями или биоглифами по терминологии Н. Б. Васоевича. Хотя биогенные текстуры не представляют редкости как в современных, так и в древних отложениях, до сих пор является большой и спорной проблема классификации следов жизнедеятельности (и ее принципы). Трудности классификации возникают в связи с тем, что различные виды животных могут оставлять одинаковые следы или же одни и те же организмы являются и ползающими, и роющими. Следовательно, текстуры, ими образованные, могут быть как на поверхности, так и внутри слоя.

Среди текстур на поверхности напластования различают следы жизнедеятельности позвоночных (следы хищников, парнокопытных, птиц и т. д.), ракообразных, ползающих и роющих организмов и корней растений [Осадочные породы, 1987]. Различные виды следов позвоночных животных в ископаемом состоянии встречаются, как правило, в виде отпечатков на нижней поверхности песчано-алевритовых слоев [Атлас... 1969]. Среди следов жизнедеятельности ракообразных отмечают широко распространенные знаки, образованные рачками-бокоплавами (Amphipoda). Они встречаются в районах песчаных пляжей, отмелей и кос в виде мелких углублений, бугорков, желобков и валиков.

Как уже отмечалось выше, классификация следов жизнедеятельности затруднена в связи с тем, что различные организмы могут иметь сходный образ жизни. Животные могут также создавать различные текстуры, зависящие от их собственных особенностей. А. Зейлахер [Seilacher, 1953], основываясь на экологических факторах, предлагает подразделять следы жизнедеятельности на пять групп: 1) отдыха (Cubichnia) — следы, оставленные организмами, которые периодически отдыхали на дне. Контуры их в общем соответствуют конфигурации животного; 2) ползания (Repichnia) — различные ложбинки и канавки, оставленные организмами при движении по поверхности осадка. Они часто пересекаются; 3) обитания (Domichnia) — различные норки и ямки, являющиеся убежищем животных и имеющих вид трубок или U-образных ходов; 4) питания (Fodichnia) — следы в виде ложбинок и туннелей, образующих различные

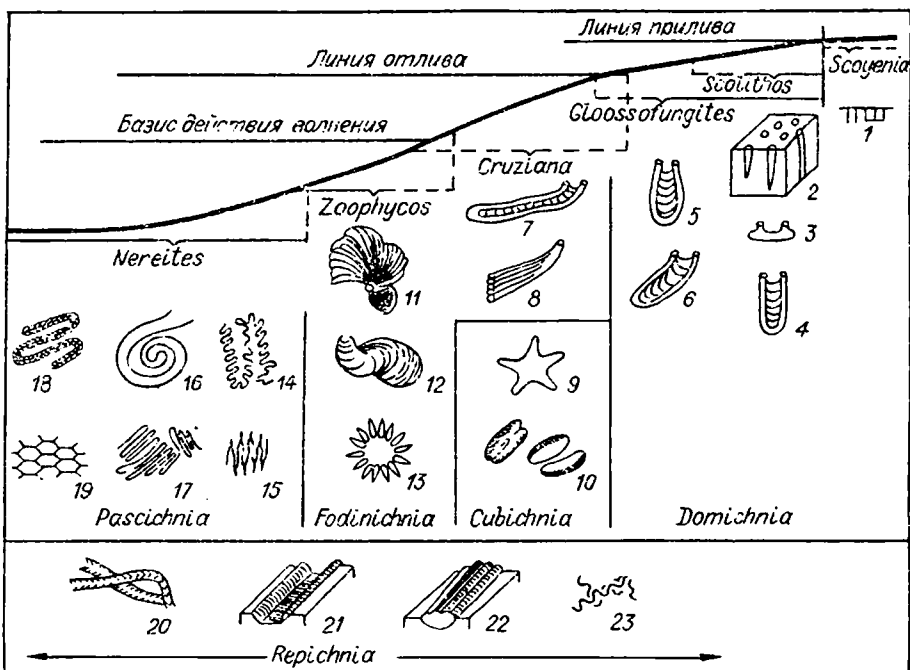


Рис. III.52. Следы различных организмов и их батиметрическое расположение; по А. Зейлахеру [Седиментология, 1980].

1 — Scoyenia; 2 — Scolithos; 3 — Bifungites; 4—7 — Rhizocorallium; 8 — Teichich nius; 9 — Asteroiacites; 10 — Rhusophycus; 11, 12 — Zoophycos; 13 — Lorensinia; 14 — Cosmorhaphie; 15 — Helminthoidea; 16 — Spirorhaphie; 17 — Vrohelminthoide; 18 — Nereites; 19 — Palaeodictyon; 20 — Gyrochorda; 21 — Palaeobullia (Froplawiey); 22 — Subphyllochorda (spag lawiey); 23 — Sinusites.

спиральные и меандрирующие непересекающиеся узоры; 5) касания — (Pascichnia) — следы поисков корма, имеющие вид разнообразных непересекающихся туннелей.

Различные следы жизнедеятельности связаны также с определенными глубинами моря. По этому признаку А. Зейлахером [Seilacher, 1953] выделено шесть комплексов организмов (рис. III. 52): 1) Scoyenia — континентальный; 2) Scolithos — характерен для мелководной литоральной зоны; 3) Cloossofungites — характерен для более глубокой части литоральной зоны; 4) Crusiana — находится между линией отлива и базисом действия волн; 5) Zoophycos — находится между базисом действия волн и зоной осадков суспензионных потоков; 6) Nereites — распространен на больших глубинах в зоне отложений суспензионных потоков.

Комплексы этих следов встречаются в различных возрастных отложениях. Естественно, что приведенные диапазоны могут совмещаться и перекрываться, потому что наличие отдельных следов зависит не только от глубины бассейна, но и от энергии среды [Седиментология, 1980].

Под древними почвенными горизонтами могут сохраняться следы корней и корневых волосков, которые представляют собой кальцитовые трубочки и цилиндрические образования, возникшие в результате цементации и кальцитизации вдоль корней. Сохраняются также корневые волоски в виде тончайших футляров из кальцита. Уменьшение вниз размера ответвлений и характерный рисунок корневой системы позволяют отличать их от норок роющих организмов [Уилсон, 1980]. Некоторые слои осадочных пород в результате жизнедеятельности организмов в осадке могут быть полностью переработаны и тогда порода приобретает совершенно бесструктурный (макроскопически) характер, полностью лишена первоначальной слоистости. Такие текстуры принято называть «биотурбационными текстурами», а сам процесс — биотурбацией (рис. III. 53).

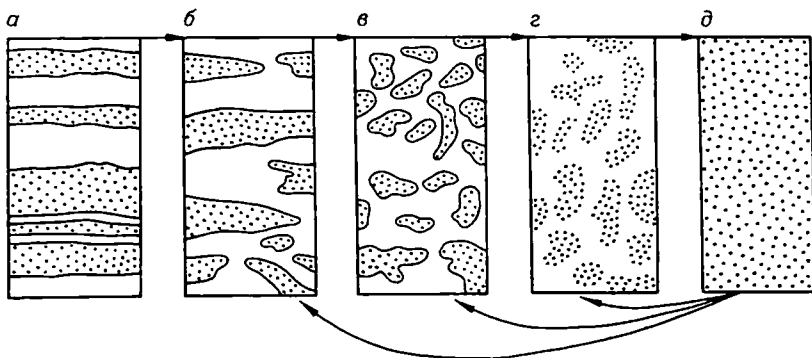


Рис. III.53. Схема разрушения слоистости при биотурбации; по Ф. Петтиджону [1981].
а — д — стадии развития.

Следы жизнедеятельности организмов имеют огромное значение при изучении осадочных толщ. Часто они несут в себе интересную информацию об условиях осадконакопления. Поскольку многие следы лучше сохраняются на нижней поверхности песчаных пластов, они пригодны для определения кровли или подошвы. Кроме того, они могут давать информацию о скорости осадконакопления. Например, многочисленные следы жизнедеятельности в слое свидетельствуют о медленных процессах седиментации, а полное их отсутствие в некоторых пластах может говорить о том, что этот слой сформировался в очень короткое время и не был переработан организмами. Следы жизнедеятельности можно использовать также для выделения фациальных зон, исходя из того, что определенные виды их распространены в различных обстановках. Например, следы касания (*passichnia*) характерны главным образом для глубоководных фаций, а в прибрежной зоне чаще отмечаются следы сверлящих и приклепляющихся организмов. В осадках флиша по следам жизнедеятельности можно различать проксимальные и дистальные отложения мутьевых потоков. В проксимальных турбидитах биогенные текстуры сравнительно редки и представлены немногочисленными звездообразными формами *Zoophycos*, *Granularia* и др. В дистальных турбидитах преобладают меандрирующие следы и *Paleoduction*, а звездообразные формы отсутствуют [Седиментология, 1980]. По следам жизнедеятельности организмов и их остаткам можно определять также и направление палеотечений.

Глава IV

КОНКРЕЦИИ И КОНКРЕЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Конкреции — это минеральные стяжения, включения в осадках и осадочных породах. Они пользуются значительным распространением, многообразны по форме (округлые, уплощенные, неправильной формы и т. п.), размерам (от долей миллиметра до десятков сантиметров и метров), условиям залегания, взаимоотношению с вмещающими породами и распределению в них, внутреннему строению, вещественному составу и другим особенностям. Широкое распространение и значительные размеры конкреций позволяют применять при их изучении комплекс современных методов исследования, а также, что особенно важно в данном

контексте, проводить полевые наблюдения над условиями их залегания и характером распределения в разрезе и на площади, над особенностями морфологии, структуры и текстуры, физико-механических свойств, химико-минерального состава и над другими признаками.

К настоящему времени установлена определенная связь образования конкреций с условиями (фациальными, геохимическими, геотектоническими и др.) формирования вмещающих их пород и толщ. Поэтому изучение конкреций и особенно парагенетических ассоциаций (конкреционных комплексов) позволяет использовать их для решения обратных задач: фациально-формационного анализа осадочных образований, поисков генетически связанных с ними полезных ископаемых, а также полезных ископаемых конкреционного происхождения (конкреционные руды железа, алюминия, марганца, фосфора, меди, бария и др.), для стратиграфического расчленения и корреляции разрезов осадочных толщ, при геологическом картировании и решении других общегеологических и специальных вопросов.

Возможности решения комплекса задач геологии и литологии, поиска и прогноза месторождений полезных ископаемых и т. п. путем изучения конкреций определили появление и разработку особого литолого-геохимического метода (конкреционного анализа) и его систематическое использование и совершенствование при изучении осадочных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Опыт показывает, что результаты применения конкреционного анализа тем значительней, чем детальнее и многостороннее изучаются различные типы и группы конкреций и конкреционные комплексы с учетом вещественного состава, широкого спектра геологических, литологических и минералого-химических особенностей конкреций и вмещающих их пород.

В последние годы выясняется важная роль изучения конкреций и применения конкреционного анализа не только к осадочным породам, но и к метаморфическим, что имеет актуальное значение в связи с интенсивным развитием в нашей стране осадочной геологии докембрия и вовлечением в опоскование метаморфических толщ, а также для палеогеографических реконструкций дофанерозойского этапа развития земной коры.

Для литолого-фациального анализа, палеогеографических реконструкций, стратиграфического расчленения, корреляции разрезов и других целей наибольшее значение имеют конкреции, залегающие на месте своего образования (*in situ*), а не переотложенные (аллоконкреции) или остаточные (перлювиальные). Свою высокую информативность конкреции сохраняют, если они не подверглись воздействию процессов гипергенеза. Это особенно касается весьма распространенных конкреции- и новообразованных (до процессов гипергенеза) минералов, если в их состав входят элементы переменной валентности (Fe, Mn, S и др.). Вместе с тем при поисковых работах и крупномасштабной геологической съемке (за исключением материалов, получаемых при картировочном бурении или ведении горных работ за пределами зоны выветривания) приходится иметь дело именно с материалами из зоны гипергенеза.

Процессы гипергенеза неизбежно накладывают свой отпечаток на химико-минеральный состав как конкрециеформирующих минералов, так и минеральных новообразований в трещинах сокращения конкреций — септарий, равно как и на условия залегания, структурно-текстурные и морфологические особенности конкреций. Эти изменения могут и должны быть учтены, чтобы «сплечь» воздействия гипергенных процессов и восстановить исходный состав тех и других, первичные особенности формы, условий залегания, распространения и т. п. конкреций. Следует отметить, что процессы выветривания часто подчеркивают («проявляют») многие особенности внутреннего строения конкреций, взаимоотношения их с вмещающими породами. Но продуктам окисления (по выветрелой корке) часто бывает легко судить уже в полевых условиях о наличии

в составе конкреций железа, марганца и других элементов переменной валентности, сульфидов и др.

Для восстановления исходного состава и других особенностей, измененных в зоне гипергенеза конкреций и минеральных новообразований, в них необходимы специальные наблюдения и исследования. Сейчас следует обратить особое внимание на накопление фактического материала, на слабо изученную еще минералогию конкреций в зоне гипергенеза, на систематизацию и анализ этих сведений и наблюдений, чтобы в связи с доступностью этих материалов и с учетом определенной стандартности ситуации в зоне гипергенеза и химико-минеральных типов конкреций в максимально возможной мере использовать конкреционный анализ при поисковых и геолого-съёмочных работах и в условиях дневной поверхности.

Нельзя также упускать из поля зрения и переотложенные, и остаточные конкреции (хотя они составляют особую группу), которые широко встречаются как среди современных отложений, так и в ископаемом состоянии. Первые из них связаны с механическим переносом их текучими (подвижными) водами, с разрывом вмещающих конкреций осадков или пород. Иногда такой перенос мог быть весьма удаленным и неоднократным. Поэтому среди других групп конкреций переотложенные отличаются, пожалуй, наименьшей информативностью. Можно указать наиболее существенные отличительные особенности этих конкреций, кроме нахождения их не на месте своего образования: явные следы окатывания (конкреции — гальки) и образование форм и обломков, не соответствующих внутреннему строению конкреционных тел, признаки механической сортировки по размеру и весу, коррелирующей в той или иной мере с сортировкой вмещающей породы; связь конкреций с распределением аллотигенных компонентов породы; отсутствие признаков сохранения первичного вмещающего осадка (породы) вокруг тел конкреций; несоответствие минерального нерастворимого остатка по гранулометрии и составу боковой породе и т. п. Переотложенные конкреции приурочены в основном к аллювиальным и делювиальным отложениям и базальным конгломератам.

Остаточные конкреции образуются в тех случаях, когда осадок или кора выветривания, развившаяся на конкреционных породах, были размывы водой или снесены ветром при изменении динамики среды. Конкреции же остались на месте своего залегания (или с незначительным перемещением по вертикали или латерали) как тела более тяжелые, чем частицы вмещающего осадка (породы), а затем были вновь погребены новым осадком. Эти конкреции характеризуются резким отличием и несоответствием состава и гранулометрии терригенных компонентов внутри их тел и во вмещающей породе, несоответствием вещественного состава и других особенностей конкреций, условиям их теперешнего нахождения, иногда наличием остатков первичного субстрата вокруг конкреций вследствие незначительной механической обработки их тел и т. п.

Частные рекомендации по методике геологических полевых наблюдений над конкрециями содержатся во многих публикациях, однако достаточно подробных и полных сводок пока нет. Впервые, пожалуй, в книге У. Х. Твепхофела [1936], в которой при написании раздела о конкрециях широко использована обстоятельная работа Е. М. Кайндла [Kindle, 1923]. Наряду с общими сведениями о конкрециях приводится в виде формы для полевого описания перечень вопросов, которые следует осветить при обнаружении конкреций. Весьма критически оценивается уровень изучения конкреций на то время, когда при геологических работах им мало уделялось внимания.

Специальный вопрос о методике полевых наблюдений над конкрециями с большей или меньшей полнотой уже рассматривался [Справочник..., 1983; Зарицкий, 1970, 1985; Методы..., 1957; и др.]. Особо следует отметить раздел «Конкреции и конкреционный анализ» в книге по методам корреляции угленосных толщ [Македонов и др., 1985], в которой кроме общих сведений и характеристики основных литологических признаков

конкреций освещены и вопросы методики изучения их (включая и полевые наблюдения), основы классификации и приемы конкреционного анализа, сравнение конкреций с другими коррелятивными литологическими признаками пород.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ОПИСАНИЕ

Целью наблюдения в полевых условиях (в обнажениях, горных выработках и керне буровых скважин), которым мы придаем большое значение, является установление геологической и литологической обстановки нахождения конкреций, детальное описание морфологии и размеров, структурно-текстурных особенностей, условий залегания и распределения во вмещающих породах и многих других макроскопически наблюдаемых признаков минеральных включений конкреционной природы. Описание конкреций должно сопровождаться схематическими зарисовками, фотографированием, необходимыми замерами и подсчетами, отбором образцов конкреций для дальнейшего камерального и лабораторного изучения. Каждый образец должен получить строгую литолого-стратиграфическую привязку. Наряду с описанием и сбором конкреций проводятся комплексные наблюдения и над вмещающими породами, отмечаются структурно-текстурные их особенности и изменение их в разрезе и на площади, положение слоев с конкрециями в разрезе, положение конкреций в выделенном слое породы, степень сохранности и условия захоронения органических остатков, цвет и другие признаки, позволяющие судить о фацальной принадлежности пород.

Описание конкреций следует начинать именно с характеристики, вмещающей конкреции породы, ее основных литологических признаков в целом и в местах нахождения конкреций в выделенном слое породы.

При детальном литолого-стратиграфическом исследовании важно стремиться к установлению всех горизонтов залегания конкреций в изучаемом разрезе, что необходимо для правильного качественного определения конкреционного комплекса и количественных параметров. Выборочное или неполное описание отдельных, даже представительных образцов конкреций может приводить к ошибочным выводам при применении конкреционного анализа. В то же время не следует добиваться чрезмерной точности при подсчетах количественных параметров: коэффициента конкреционности — объемная или весовая доля конкреций в данном слое, толще пород, которая приблизительно соответствует линейному коэффициенту, выражаемому в процентах отношения мощности пересечения конкреций в данном нормальном разрезе к суммарной мощности вмещающей толщи; коэффициента частоты конкрециеобразования — количество конкреционных прослоев на единицу мощности разреза; коэффициента относительной встречаемости различных групп конкреций на единицу интервала и т. п. [Македонов, Зарицкий, 1985; Методы..., 1975].

В полевых условиях надо обращать внимание на комплекс следующих основных геологических условий нахождения, литологических и иных особенностей конкреций: форма индивидуальных конкреций и сростков, их размеры: внутреннее строение (текстура) с разделением остаточных текстур осадка, текстур, возникающих в процессе роста конкреций и вторичных текстур, связанных с литификацией конкреционных тел (трещиноватость вследствие сиперезиса, тектонических воздействий и т. п.); структура конкрециеобразователя; физические и физико-механические свойства (окраска в свежем изломе, на выветрелой поверхности как конкреции в целом, так и отдельных ее частей: ядра, периферической оболочки, отдельных центров зональных конкреций; твердость, характер излома, удельный вес и т. п.); химико-минеральный состав (хотя

бы ориентировочно); минеральные включения (аутигенные и механические) и минеральные новообразования по трещинам сокращения конкреций-септарий и возникающие вследствие воздействия процессов гипергенеза; органические остатки; характер поверхности; переход тела конкреции ко вмещающей породе; условия залегания, взаимоотношение и сочетание признаков конкреций с признаками и свойствами вмещающей породы (слоистость, слоистость и др.) и характер распределения конкреций в слое породы; количественное распределение конкреций и выделенных групп и типов их (по форме, размерам, составу и т. п.) в изученном интервале разрыва; подсчет коэффициентов конкреционности, частоты конкрециеобразования и встречаемости разных групп и типов конкреций на единицу интервала разреза и др.

Форма конкреционных тел обращает на себя внимание прежде всего и может определяться уже в полевых условиях. В связи с имеющим место разнообразием при обозначении одних и тех же морфологических и размерных типов можно рекомендовать пользоваться предложенными в печати терминами [Македонов, Зарицкий, 1985; Методы..., 1975; и др.]. Необходимо также ясно различать индивидуальные конкреции (шаровидные, эллипсоидальные, неправильной формы и др.) и их разнообразные сростки и скопления. К конкреционным сросткам следует относить тела, образующиеся при слиянии (срастании) нескольких конкреций с самостоятельными центрами роста (зарождения). По форме сростки также обычно существенно отличаются от индивидуальных конкреций. Выделяют еще и многоцентровые конкреции, являющиеся переходными формами между одиночными конкрециями и сростками. В отличие от последних они образуют самостоятельные тела и этим внешне похожи на обычные одноцентровые конкреции. Пластообразные конкреционные сростки можно определять как слитный конкреционный прослой — совокупность сросшихся между собой «боками» конкреций на одном и том же литостратиграфическом уровне. В зависимости от расстояния между конкрециями данного уровня различают редкоконкреционные, сильнопрерывистые, прерывистые, сплошные и слитные конкреционные прослои.

Конкреционным скоплением называется участок геологического тела, отличающийся от соседних большей частотой конкреций, но отделенных (в отличие от сростков) друг от друга вмещающей породой. И наконец, конкреционные комплексы — это совокупность конкреций и сростков, характеризующая данное вмещающее геологическое тело. В зависимости от размерности и характера этого тела выделяют конкреционные комплексы данной породы, слоя, прослоя или же крупных подразделений геологических формаций, если конкреции в них объединены общими признаками условий образования (парагенезисы конкреций) и последующих изменений. Конкреционные комплексы имеют региональное развитие и изменяются закономерно в латеральном направлении при изменении геотектонической или палеоландшафтной зоны.

Следует помнить, что конкреции — тела трехмерные. Поэтому при описании нельзя ограничиваться наблюдениями и замерами по их сечениям в нормальном разрезе. Делать это надо в плане, сопровождая их соответствующими зарисовками или фотографированием в трех проекциях. Кстати сказать, в обнажениях и выработках такие наблюдения делать нетрудно.

Нельзя пренебрегать ни одним из текстурно-морфологических признаков конкреций (как, впрочем, и любых других признаков), ибо каждый из них или в своей совокупности может оказаться «типоморфным» для конкреций определенного типа пород, части разреза и т. п. и тем самым сыграть роль маркирующего признака, неповторимого в других частях разреза или районах.

Наблюдение над структурно-текстурными особенностями пород и формами роста в них конкреций привело многих исследователей к выводу о наличии определенной связи между ними. Для пород однородных не

слоистых характерны округлые и округло-уплощенные формы вплоть до шаровидных и эллипсоидальных. При наличии в породе отчетливой слоистости, а также скрытогоризонтально-слоистых текстур характерны липзо- и лепешковидные (с тупыми боковыми окончаниями) формы вплоть до слитных конкреционных прослоев. В болотных отложениях почвы и подпочвы угольных пластов с «кучерявой» текстурой развиты ветвистые, корне-, желваковидные и другие неправильные формы конкреций. Такие крайние и промежуточные между ними морфологические типы конкреций сменяют друг друга в разрезе и на площади в соответствии с изменениями структурно-текстурных и фациальных особенностей вмещающих пород. Следовательно, изменения морфологии конкреций в разрезе и латеральном направлении закономерны и их можно проследить и учитывать при конкреционном анализе пород.

Обычно в одном слое, толще преобладает какая-либо одна форма конкреций, но бывают случаи развития двух-трех форм. Надо учитывать в этих случаях количественное соотношение разных форм, их пространственное распределение и изменение по разрезу. Разнообразие форм конкреций в одном и том же слое породы может быть следствием их полистадийного роста или формирования на разных этапах и стадиях литогенеза. Так, возникают стадийные конкреционные комплексы — направленные конкрецтеобразования, которые также могут оказаться неповторимыми в других частях разреза осадочной толщи.

Размер тел конкреций следует давать в трех измерениях. Рекомендуются такие размерные категории: микроконкреции — до 2 мм (оолиты, сферолиты), макроконкреции или собственно конкреции от 2 мм до 20 см и мегаконкреции — больше 20 см.

Следует обращать внимание на особенности текстуры, возникающие в процессе роста и преобразования (вторичные текстуры) конкреций, и остаточные текстуры осадка, на взаимоотношения тех и других. Первые могут быть однородными, концентрически-зональными, радиально-волоконистыми или радиально-шестоватыми, с текстурами конус в конусе, слоистыми, оолитовыми или бобовыми, септарными с беспорядочным или закономерным распределением концентрической и радиальных трещин сокращения в теле конкреций, с различной степенью заполнения трещин новообразованными минералами, с перекристаллизацией стенок трещин или с резким контактом тела конкреции и новообразованных минералов. Остаточные текстуры (слоистость вмещающих пород) могут прослеживаться в конкрециях (пропикать в них) либо отчетливо огибать их.

Структура конкрецтеобразования может быть кристалломорфной (конкреции целестина, ангидрита, гипса, дисульфидов железа), кристаллически-, равномерно- и неравномерно-зернистой, скрытокристаллической (карбонатные, фосфатные, кремнистые, баритовые и др.), колломорфной (оолитовая) как конкреции в целом, так и отдельных ее частей (ядра, периферической оболочки, отдельных центров).

Обычно конкреции заметно отличаются по окраске от вмещающей породы, что облегчает их обнаружение. В зависимости от химико-минерального состава и характера вмещающей породы и конкреции окраска последних может быть более светлой, чем породы (известковые конкреции в алевроглинистых породах), или более темной (кремниевые конкреции в светлых известняках или в мелу), или же не иметь ничего общего с окраской вмещающей породы (темно-бурые фосфоритовые желваки в светлых мергелях или песчаниках, золотистые конкреции дисульфида железа в темно-серых терригенных породах и т. п.). Важно различать окраску на свежем сколе и на выветрелой поверхности конкреции в целом при однородном их строении (ядра, периферической оболочки, отдельных центров), равномерный или пятнистый характер окраски, сходство или отличие ее от цвета вмещающей породы. Цвет конкреций в свежем сколе и на выветрелой поверхности играет роль не только характерного признака при описании конкреций в полевых условиях, но имеет важное

значение наряду с другими признаками при определении химико-минерального состава конкреццеобразователя и минеральных включений и аутигенных форм в них.

Твердость, характер излома, удельный вес (определяемый хотя бы приближенно), так же как и окраска, могут оказаться характерными как при выделении типов и групп конкреций по комплексу признаков, так и при определении вещественного состава последних.

В качестве ведущих или второстепенных конкреццеобразователей описаны несколько сотен минералов от самородных до кислородных солей. Наиболее распространены конкреции, сложенные карбонатами, сульфатами, сульфидами, фосфатами, силикатами, оксидами и гидроокислами. Диагностика конкреццеобразующих минералов в связи со структурно-текстурными особенностями, часто полиминеральным составом конкреций, наличием в них «маскирующих» механических примесей (материал субстрата) в полевых условиях бывает затрудненной и проводится по макроскопически наблюдаемым признакам, а также качественным реакциям.

К включениям в конкрециях принадлежат наряду с механическими второстепенные конкреццеобразующие минералы, рассеянные в виде кристаллов и агрегатов в массе ведущего конкреццеобразователя конкреции (выделения дисульфида железа в карбонатных или кремнистых конкрециях). Механические включения неорганического и органического происхождения (материал субстрата, раковины и их обломки, копролиты, насекомые, рыбы, листья и корневые остатки) иногда играют роль «затравки» для образования конкреций или же распределены по всему объему тела конкреции. К новообразованиям относятся широко развитые минеральные выделения по типичным септарным трещинам, выклинивающимся к периферии тел конкреций. Трещины сокращения могут располагаться беспорядочно в конкрециях однородной текстуры либо закономерно в концентрически-зональных конкрециях, образуя концентрическую, отделяющую ядро от периферической части, и серию радиальных трещин в периферической оболочке, а иногда и в ядре. По степени заполнения вторичными минералами различают нацело или частично залеченные трещины сокращения, когда только стенки трещин покрыты щетками кристалликов или кристаллическими корками и имеются свободные полости. Контакт вторичных минералов со стенками трещин может быть резким или со следами перекристаллизации тела конкреции. Особое внимание следует обратить на минеральный состав заполнения септарных трещин, парагенезис минералов (сульфиды, карбонаты, силикаты, сульфаты, окислы и др.).

Благодаря явно кристаллическому характеру вторичных минералов, диагностика наиболее характерных из них макроскопически наблюдаемых физических свойств не вызывает затруднений уже в полевых условиях (кварц, кальцит, барит, каолинит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и др.). В поле можно также надежно описать и диагностировать и аутигенные минералы, возникновение которых в конкрециях связано с процессами выветривания как конкреццеобразующих минералов, так и минералов септарных трещин. Минеральные новообразования могут возникать в конкрециях и в трещинах, секущих как конкреции, так и вмещающие их породы. Такое эпигенетическое минералообразование связано уже с процессами катагенеза или даже с гидротермальной деятельностью. В последнем случае имеет место частичное метасоматическое замещение тела конкреции новообразованными минералами, которые играют роль генетических и поисковых признаков рудопроявлений, образуя визуально наблюдаемые минералогические ореолы рассеяния (выделение киновари по трещинам карбонатных конкреций в районах ртутных месторождений и рудопроявлений Донбасса).

Как известно, точность и полнота описания и диагностики ископаемой фауны и флоры во многом зависят от степени их сохранности. Кон-

креции (особенно наиболее распространенные карбонатные) являются хорошими консервантами заключенных в них органических остатков и следов жизнедеятельности (хода илоедов и т. п.), которые сохраняются в них, к тому же без объемной деформации в отличие от таковых во вмещающих породах. Поэтому следует обращать особое внимание на конкреции, ибо в них даже в случае так называемых «шемых» толщ могут сохраниться органические остатки, позволяющие судить о геологическом возрасте и условиях накопления вмещающих конкреций отложений. Консервация органических остатков происходит в раннем диагенезе до уплотнения или в самой начальной его стадии, что и предохраняет их от деформации, тогда как эти же органические остатки во вмещающих породах вследствие усадки последних деформируются (раздавливаются) и подвергаются другим изменениям (выщелачивание, псевдоморфизация и т. п.). Иногда органические остатки являлись центрами, вокруг которых формируются конкреции, но могут (как и следы жизнедеятельности) встречаться во всем объеме тела конкреции и на ее поверхности.

Поверхность ровная, гладкая, неровная, бугорчатая при наличии минеральных включений или нарастания друз и кристаллических корок, органических остатков или следов жизнедеятельности илоедов, со следами трения (с конусовидными углублениями и концентрическими выступами у конкреций), с текстурой конус в конусе, полигональная при выходе на поверхность трещин сокращения, с растительными отпечатками и т. п.

Переход конкреций ко вмещающей породе может быть резким (и тогда они легче обособляются от вмещающей породы) или постепенным, о чем можно судить иногда по характеру перехода окраски конкреции к цвету вмещающей породы, по степени усилия, необходимого для отделения конкреций от вмещающей породы, и по строению поверхности конкреции.

Как уже показано, наибольшее значение при изучении разрезов осадочных толщ для разных целей имеют конкреции, залегающие на месте своего образования, и меньшее — переотложенные (аллоконкреции) и остаточные (перлювиальные). Поэтому важно в каждом конкретном случае установить условия геологического нахождения конкреций, что делается по взаимоотношению тел конкреций со слоистостью вмещающей породы, сопоставлению других признаков и особенностей конкреций и пород. Конкреции могут быть приурочены к контактам слоев, к определенным частям слоя или развиты по всей мощности его, к определенным гранулометрическим разностям или типам пород по составу (аргиллиты, песчаники, известняки и т. п.). Они могут распределяться в слое породы беспорядочно и спорадически, послойно, по отдельным горизонтам (уровням), с определенными расстояниями между горизонтами и в рядах конкреций, в шахматном порядке или же неравномерно с образованием локальных скоплений и т. п. Желательно получить представление о распределении конкреций не только в плоском сечении нормального разреза, но и по пересечениям поверхностей в обнажениях, и в объеме вмещающей породы, и о возможном изменении характера распределения конкреций на площади развития данного конкреционного слоя, толщи.

Количественная оценка выделенных групп и типов конкреций (по форме, размерам, составу, внутреннему строению и т. п.) в изученном интервале разреза определяется частично в поле, частично при камеральной обработке собранного материала, а также после получения результатов лабораторного изучения химико-минерального состава представительных образцов конкреций.

Подсчеты коэффициентов конкреционности, частоты конкрециеобразования (абсолютной встречаемости конкреционных прослоев на единицу нормального разреза) и относительной встречаемости разных групп конкреций по химико-минеральному составу по отношению ко всему конкреционному комплексу. Вычисление этих коэффициентов также завершается в камеральных условиях.

ОТБОР ОБРАЗЦОВ И ПРОБ

Следует помнить, что полевые наблюдения и описание конкреций — это только первый этап их изучения, которое будет продолжено в камеральных и лабораторных условиях. Поэтому не менее ответственным элементом работы в поле является отбор образцов и проб с точной привязкой их к разрезу для дальнейшего изучения и составления коллекции. Необходимо выработать рациональную систему индексации с указанием номера образца и нанесением особенностей места взятия образца или пробы, с определением видов анализа, на которые отбираются образцы (химический, термический, рентгенометрический, спектральный, на изготовление шлифов и т. п.), с указанием в необходимых случаях «верх — низ» или вообще пространственной ориентировки образца. Для последующего изучения надо отбирать представительные пробы. В случаях массового развития однотипных конкреций или больших размеров их тел можно отбирать не целые экземпляры, а отдельные характерные или интересующие части их (центральные, периферические или отдельные концентры) с подробной документацией, фотографиями или зарисовкой места отбора проб на анализы. Перечнем предполагаемых анализов определяется и размер (вес) проб, пространственная их ориентация и т. п. Пробы, отбираемые для определения химико-минерального состава, должны быть «свежими», не затронутыми ни в малой степени изменчивыми процессами выветривания. Все образцы (пробы) из одного и того же слоя породы и тела конкреции должны иметь одинаковый общий номер. Если в районе изучается несколько разрезов и уже удалось выявить основные типы конкреций, отбор числа образцов для камерального изучения можно сократить.

Отдельного внимания требует отбор образцов для составления коллекций: эталонных (музейных), представительных образцов для конкретного слоя или толщи, специфических типов конкреций по разным признакам (конкреции или сростки оригинальной формы, конкреции-сепарии, с текстурой конус в конусе, радиально-волокнистые, концентрически-зональные, с органическими остатками, с характерными минеральными новообразованиями по трещинам сокращения или с необычным рисунком на поверхности и т. п.), которые могут оказаться важными для выделения маркирующих конкреционных горизонтов при расчленении и сопоставлении разрезов. Следует тщательно отбирать образцы конкреций с органическими остатками, представляющими особый интерес для палеонтологов-стратиграфов в связи с высокой степенью сохранности этих остатков в конкрециях.

Каждый интервал нормального разреза обычно характеризуется специфическим набором или комбинацией различных типов и групп конкреций, значением коэффициентов частоты конкрециеобразования, относительной встречаемости конкреций, конкрециенности, морфологией, размерами и т. п. Совокупность конкреций по сумме признаков представляет собой регионально-стратиграфический конкреционный комплекс, которому отвечает особая конкреционная зона. Чем больше детальность изучения конкреций, тем больше возможность для подразделения таких зон на подзоны. Такие конкреционные зоны могут оказаться неповторимыми выше и ниже по разрезу и в силу этого определенным образом характеризующими именно эту часть разреза осадочной толщи. Полезно для этого использовать графические приемы (кривые стратиграфического распределения, конкреционные спектры или гистограммы и т. п.). В отдельных случаях встречаются развитые в узком стратиграфическом интервале «руководящие» конкреционные формы, по которым можно судить о положении разреза без полного описания и сбора всех конкреций в этой части разреза.

Выделенные в разрезе специфические типы конкреций и конкреционные комплексы потом прослеживаются по простиранию пород в других

разрезах. Для конкреций характерна выдержанность (с некоторыми вариациями) на значительной площади всех существенных их особенностей: формы, размеров, характера распределения в заключающем слое породы, вещественного состава, внутреннего строения, наличия органических остатков и минеральных включений в теле конкреций, коэффициента конкреционности и т. п. Благоприятным обстоятельством является то, что все эти признаки и особенности конкреций можно наблюдать в полевой обстановке (в обнажениях, горных выработках, керне скважин и т. п.), что значительно облегчает и делает возможным применение конкреционного анализа в практике геологических работ, особенно при крупномасштабном геологическом картировании.

Конкреционный анализ как литолого-стратиграфический метод пригоден для широкого использования, так как он может базироваться в основном на макроскопическом изучении конкреций. Необходимый минимальный объем лабораторных исследований повышает уверенность в правильности расчленения и сопоставления разрезов по конкрециям. Однако конкреционный анализ может принести наибольшую пользу, если осуществлять его в тесной связи с литологическим изучением осадочной толщи, а полученные результаты сопоставлять с данными других методов. В ряде случаев он может иметь и самостоятельное значение, поскольку по конкрециям можно расчленять и сопоставлять так называемые немые толщи или бедные другими коррелятивами при условии достаточной детальности и комплексности изучения конкреционных образований. По сравнению с другими применяемыми в качестве коррелятивных литологических признаков осадочных толщ конкреции — один из надежных и эффективных признаков.

К недостаткам метода следует отнести его неполную универсальность, когда значительные интервалы разреза осадочных толщ бедны или вообще лишены конкреций. При работе с керном буровых скважин не удается изучить многие важные признаки и особенности конкреций. Можно также отметить, что существуют определенные условия и границы применения конкреционного анализа для указанных выше целей [Македонов, Зарицкий, 1968].

Глава V

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В основу классификации пород осадочного происхождения заложены два признака: вещественный (минеральный) состав и структурные признаки [Осадочные породы, 1987]. По составу компонентов, преобладающих в том или ином типе осадочной породы, выделено 15 классов: 1) аллитный, 2) силицитный, 3) сиаллитный, 4) железоокисный, 5) марганцевоокисный, 6) фосфатный, 7) карбонатный, 8) сульфатный, 9) хлоридный, 10) серный, 11) сульфидный, 12) боратный, 13) нитратный, 14) фторидный и 15) углеводородный. В каждом из этих классов можно различать представителей трех семейств: био-, grano- и кластоморфного. Макроскопические признаки этих типов частиц даны в главе IV. Более мелкие подразделения (группы) выделяются по деталям минералогического состава и структур. Так, биоморфные семейства различаются по структуре скелетных элементов и составу минералов, представ-

ляющих класс (окислы алюминия, кремния, силикаты и т. д.), граноморфные — по минералогическому составу, а кластоморфные — по составу и размерам частиц.

Каждая группа представлена одним или несколькими основными петрографическими типами, характеризующимися преобладанием одного компонента (минерала или агрегата минералов), количество которого должно быть не менее 90 %. Смесь компонентов основных петротипов одной группы обуславливает выделение сложных, разных групп — смешанных, разных семейств — промежуточных, а разных классов — переходных петрографических типов. При преобладании двух компонентов в породе он относится к той или иной градации, если один из компонентов составляет более 50 % вещества, при трехкомпонентной системе — более 33, а четырехкомпонентной — более 25 %. Более сложные системы (пяти и более) встречаются редко.

В условиях макроскопической диагностики пород точные количественные подсчеты составных частей затруднены, а выделения всех структурных градаций не всегда возможны, поэтому при описании сложные, смешанные и промежуточные петротипы могут рассматриваться как главные представители того или иного класса. Присутствие минералов иного химического состава, как правило, в осадочных породах фиксируется легче, поэтому выделение переходных типов представляет собой менее сложную процедуру.

АЛЛИТНЫЕ ПОРОДЫ

Аллитные породы, или аллиты, сложены минералами свободного глинозема — гибситом, байеритом, нордстрандитом, бёмитом, диаспором, а также окислами и гидроокислами железа. В них постоянно присутствуют такие глинистые минералы, как каолинит и галлуазит. В качестве реликтового минерала в аллитах нередко встречается кварц. В практике геологических исследований в классе аллитов принято различать собственно аллиты, характеризующиеся по предложению Ю. К. Горцекого [1960], величиной кремнистого модуля (Al_2O_3/SiO_2) от 0,87 до 2,0 и бокситы с модулем свыше 2,0.

Породы рассматриваемого класса подразделяются на семейства грано- и кластоморфных.

Среди граноморфных можно выделить следующие петротипы: псевдоморфные, бобово-пизолитовые и пелитоморфные.

Псевдоморфные аллиты*, обладающие реликтовыми структурами пород субстрата, как правило, бурые, красно-бурые, равномерно или пятнистоокрашенные, рыхлые, внешне напоминающие ожелезненные песчаники, пористые и непрочные. Значения пористости в них колеблются от 5—10 до 70 %, в соответствии с чем и плотность их меняется от 2,5 до 0,9 г/см³, т. е. отдельные образцы плавают в воде.

Нередко псевдоморфные аллиты обладают и реликтовыми текстурами исходных пород. Так, в латеритных аллитах и бокситах Северо-Онежского района видна косая слоистость древних аллювиальных отложений, в пределах Чадобецкого поднятия, на юге Красноярского края известны высококачественные латеритные бокситы с реликтовой сланцевой текстурой, а бокситы и аллиты, сформировавшиеся по породам трапповой формации Сибирской платформы и других районов, зачастую обладают сферической и скорлуповатой отдельностью, свойственной породам основного состава.

Псевдоморфные железисто-гибситовые аллиты в одних случаях располагаются в виде тел неправильной формы непосредственно на исход-

* Термин «псевдоморфный» предложен Г. И. Бушинским [1971] для бокситов. С нашей точки зрения, он приличен для пород всего класса аллитов.

ных породах и такой профиль выветривания принято называть сокращенным. В других случаях они являются переходной зоной между подстилающими глинистыми продуктами выветривания и перекрывающими бобовыми разностями, как это неоднократно описано в полных профилях выветривания Индии [Roy Chowdhury et al., 1964].

Бобовые аллиты представляют собой кирпично-, буровато-красные бобово-оолитовые и пизолитовые породы, крепкие, каменные либо рыхлые. Плотность их варьирует от 2,0 до 2,8 г/см³. В некоторых случаях они содержат в большом количестве реликты псевдоморфных аллитов, выше которых они, как правило, располагаются в профиле литеритной коры выветривания. Рыхлые разности аллитов залегают в виде линзовидных тел, в то время как каменные образуют невыдержанные по простиранию горизонты валунчатых пород, включенных в рыхлые же разновидности. В некоторых случаях в межбобовом пространстве видны флюктуационные структуры (структуры течения), образуемые алюможелезистым коллоидным веществом.

Пелитоморфные аллиты обладают ярко-, кирпично- и буровато-красной окраской, нередко реликтовыми алевритовой и псаммитовой структурами, что отмечалось для бокситов Урала, Салаира [Бушинский, 1971], Сибирской платформы и других районов. Петрографическое изучение этих пород показало, что обломочный материал в них нацело изменен при выветривании (полевые шпаты, слюды отчасти и кварц замещены глинистыми минералами или минералами свободного глинозема) и соответственно кластические структуры являются реликтовыми. Иными словами, это — псевдоморфные аллиты, сформировавшиеся по алевролитам и песчаникам.

Помимо упомянутых выше структур аллитные породы обладают афанитовой, гелевой, шлаковидной, глазчатой, трубчатой (червеобразной) и брекчиевой структурами.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Кремнистые породы, или силициты, сложены минералами — окислами и гидроокислами кремния: опалом, тридимитом, кристобалитом, халцедоном и кварцем. Они разделяются на био-, грано- и класторморфные семейства.

Биоморфные породы включают две группы: опалово-тридимитовую и халцедоно-кварцевую. Биоморфные опаловые породы состоят из скоплений скелетных остатков диатомовых водорослей, радиолярий и губок. Эти породы характеризуются светлой окраской, значительной пористостью (до 90 % и более), малым объемным весом (0,4—1,4). По типу органических остатков различаются диатомиты, радиоляриты и спонголиты.

Диатомиты и их разновидности — диатомовые илы слабо сцементированы, белого, светло-серого цвета, представляют собой образования с макроскопической пелитоморфной структурой. Как правило, в них наблюдается тонкая горизонтальная слойчатость. Наиболее часто распространены минералы-примеси представлены глинистым материалом (монтмориллонит, гидрослюда и др.) и зелеными агрегатами глауконита. Реже отмечаются обломки кварца алевритовой размерности. Наиболее глинистые разности диатомитов называются опоками, для которых характерны более высокая степень цементации, присутствие заметного количества аморфного бесструктурного опала, заметная примесь аутигенных сульфидов железа и цеолитов. Последние образуют агрегаты или мелкие друзы. В некоторых типах опок отмечается примесь тонкодисперсного органического вещества, окрашивающего опоки в темно-серый цвет.

Опаловые радиоляриты состоят из скоплений микроскопических кремневых раковин радиолярий и их обломков. Макроскопически они близки диатомитам и диатомовым илам. Они пористые, светло-серые,

серые, часто несут тонкую горизонтальную слоистость. При постседиментационных изменениях часть биоморфного кремнистого материала переходит в пелитоморфный, цементируя менее растворимые скелетные остатки. Одновременно наблюдаются перекристаллизация опала, преобразование его в халцедон и кварц. Опалово-халцедоновые и халцедоно-кварцевые радиоляриты отличаются большей плотностью, нередко значительной примесью тонкодисперсного органического вещества и окисных соединений железа, окрашивающих ископаемые радиоляриты в темно-серые, черные, буро-красные цвета. Участие углеводородных соединений в составе радиоляритов позволяет выделять переходные разновидности — углеводородные силициты или бажениты.

Спонголиты опалового состава, встречающиеся реже диатомитов и радиоляритов, сложены скелетными элементами кремневых губок, их спикулами, достигающими иногда размеров, различных невооруженным глазом. В качестве примесей в спонголитах распространены тонкодисперсная органика, окисные соединения железа, окрашивающие породу в темно-серый, буро-красный цвет. Перекристаллизация опала трансформирует опаловые спонголиты в халцедоно-кварцевые разновидности.

Своеобразными типами биоморфно-зернистых пород халцедоно-кварцевого состава являются силициты, образовавшиеся путем окремнения пород другого состава (карбонатных, углеводородных и др.). В этом случае сохраняются структура раковин, древесины и т. д., но первичный материал полностью замещен кремнеземом.

Граноморфные кремнистые породы состоят из опала, халцедона и кварца. К опаловым породам отнесены слабосцементированные трепелы, состоящие из мелких (менее 0,01 мм) глобуль аморфного кремнезема, макроскопически неотличимые от диатомитов, а также опаловые кремни от крупнопористых (гейзериты) до уплотненных. Те и другие обычно окрашены в светлые тона. Опаловые кремни, образующие стяжения в карбонатных породах, нередко окружены слабосцементированной каймой опала с сохранившимися скелетными остатками.

Халцедоно-кварцевые зернистые силициты встречаются как в виде рыхлых разновидностей, так и в сцементированных. Рыхлые типы представлены маршаллитами, светло-серыми микрозернистыми кварцевыми породами. В качестве примесей в них могут присутствовать глинистые минералы (каолинит и др.), увеличение количества которых позволяет выделять пеликаниты, являющиеся переходными типами между классами сиаллитов и силицитов.

Сцементированные халцедоно-кварцевые граноморфные породы представлены яшмами, кварцитами и кремнями. Они отличаются повышенной твердостью, примесью органического и железистого материала. Яшмы отличаются тонкозернистым строением и большим диапазоном окраски: от красной, «сургучной» до серой, голубоватой, зеленой. Красные цвета характерны для железистых яшм, зеленые — для обогащенных хлоритом. Из примесей, кроме того, отмечаются вулканокластический материал, окислы марганца и т. д. В яшмах нередко наблюдается псевдобрекчиевая структура, обусловленная широким развитием в породах кварцевых жилок.

Кварциты состоят из мелко- и более крупнозернистого кварца, продукта переработки био-, класто- и граноморфных пород опалового, халцедонового и кварцевого состава. Их окраска варьирует от серой до темно-серой и черной. Последняя характерна для кварцевых зернистых пород, содержащих значительное количество графита. Этот переходный тип обычно называется лидитом (фтанитом).

Кремни халцедоно-кварцевого состава являются продуктами переработки опаловых стяжений. Они характеризуются примесью органического материала, окисных форм железа, зернами глауконита, стяжений фосфатов, барята, сульфидов железа, реликтовых карбонатов. В них могут также сохраняться окремненные скелетные остатки.

Среди кластomorphic кремнистых пород различаются псефитовые, псаммитовые, алевроитовые и пелитовые представители. В группе псефитовых пород основными типами являются щебенка, дресва, галечники и гравийники. Дресва и щебенка сложены несортированными остроугольными обломками кварца и кремнистых пород. Цементированные разности обычно называются брекчиями.

Галечники и гравийники относятся к породам, сложенным окатанными обломками кварцевого и кремнистого состава. Смешанные типы представлены брекчиегалечниками, гравийными галечниками и галечными гравийниками. Кроме кремнистого вещества в обломках могут присутствовать другие породы (сиаллиты, карбонатные, фосфатные и др.), что позволяет выделять переходные типы с породами других классов. Разнообразен и цементирующий материал, появление и развитие которого дают основание для диагностики конгломератов и гравелитов. В качестве цемента для них могут быть опаловое, кварцевое, глинистое, железистое, карбонатное, фосфатное и другие вещества, в значительной степени определяющие окраску псефитовых пород.

Псаммитовые породы представлены кварцевыми песками, содержащими до 90 % и более обломочного кварца. Кроме кварца в них присутствуют обломки кварцитов, но высоких содержаний они достигают редко. Кварцевые пески без примесей имеют светло-серый цвет. Примесь обломков кварцитов, аксессуаров (полевые шпаты, циркон, пльменит, лейкоксен и др.) может усиливать в этих породах оттенки розового, серого цвета. Существует большой диапазон изменений размерности обломков кварца (от мелко- до крупнообломочного), часто встречаются разнообломочные кварцевые пески, нередко содержащие примесь мелкогравийного кварцевого материала. Присутствие полевых шпатов и обломков пород является основанием для выделения аркозо- и граувакко-кварцевых типов.

Тонкозернистый материал в кварцевых песках обычно представлен глинистым веществом гидрослюдисто-каолинитового или каолинитового состава. Из других элементов следует отметить опал, регенерационный кварц, преобразующие пески в песчаники и кварцитовидные песчаники. Переходные типы кварцевых песчаников характеризуются присутствием окислов и гидроксидов железа, марганца, фосфатов, карбонатов, реже гипса, ангидрита, галита, сульфидов железа и углисто-битумного материала.

Кварцевые алевроиты по своим признакам близки псаммитовым типам, отличаясь размерностью обломков, а также обычно более высоким содержанием примесей, главным образом глинистого материала, иногда органического вещества. Косослойчатые текстуры в этих породах наблюдаются редко, для них обычны волнисто- и горизонтально-слоистые типы.

СИАЛЛИТОВЫЕ (СИЛИКАТНЫЕ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ) ПОРОДЫ

Сиаллитовые (силикатные и алюмосиликатные) породы сложены полевыми шпатами, цеолитами, глинистыми минералами, цирконом, а также обломками силикатных пород, в том числе и вулканокластического генезиса. Среди них различаются представители грано- и кластomorphicного семейства. К породам с граномorphicной структурой относятся глины кор выветривания, сланцы, хлоритовые, глауконитовые и цеолитовые породы.

Глины кор выветривания, или аутоглины, характеризуются своеобразными структурами и текстурами, чем и отличаются от аналогичных по составу аллоглин. В аутоглинах всегда распространены реликты

минералов пород, подвергавшихся выветриванию, отсутствуют примеси обломочного материала и седиментационные слоистые текстуры.

По составу различаются гидрослюдистые, монтмориллонитовые, нонтронитовые, палыгорскитовые, сепиолитовые, хлоритовые, каолинитовые, галлаузитовые, аллофановые глины и сложные типы, содержащие два и более глинистых минералов. Гидрослюдистые глины обычно имеют светло-серый, серый цвет, легко рассыпаются на остроугольные обломки в воде. Образуюсь при выветривании глинистых сланцев, они часто наследуют у них реликтовую сланцеватую текстуру. При уплотнении гидрослюдистых глин, сопровождающемся потерей веса, сокращением пористости и увеличением объемного веса, они переходят в гидрослюдистые аргиллиты, отличающиеся тем, что не размокают в воде и имеют шелковистый излом. Продуктами следующих стадий изменения являются сланцевые аргиллиты, глинистые сланцы и филлиты.

Монтмориллонитовые глины, обычно связанные переходами с изверженными метаморфическими и вулканокластическими породами основного состава, характеризуются значительным разнообразием окрасок: светло-серые, розоватые, зеленоватые и др. Для них свойственны скрытокристаллическая, пелитоморфная структуры, а также способность разбухать в воде, давая устойчивые суспензии. Глины нонтронитового состава обладают желто-, темно-зеленой, почти черной окраской, воскообразным, коллоидным видом.

Монтмориллонитовые глины, встречаясь в разных районах СССР, носят местные названия и имеют несколько отличные свойства, называясь бентонитом, асканитом, огланлитом, гулябой, киллом, фуллеровой землей, сукновальной и отбеливающей глинами. Различия в физических свойствах вызвано присутствием примесей, среди которых отмечаются каолинит, гидрослюда, частицы неразложившегося пещла, кальцит, гипс, опал, халцедон, кварц и др.

Глины палыгорскитового и сепиолитового состава светло-серые, тонкодисперсные. Они дают коллоидоподобные суспензии. В качестве примесей в этих породах присутствуют реликтовые частицы вулканического стекла, кремнистое вещество, иногда карбонаты.

Хлоритовые глины кор выветривания зеленого, светло-зеленого цвета сложены магнезиальными хлоритами коллоидной структуры. Содержат реликтовые минералы из исходных пород (пироксены, амфиболы, плагиоклазы и др.). Хлоритовые породы, не связанные с корами выветривания, распространены в железорудных и бокситовых отложениях. Они сложены псамозитом и другими железистыми хлоритами, имеют зернистую и оолитовую структуры, окрашены в различные оттенки зеленого цвета. Продуктами уплотнения и перекристаллизации хлоритовых глин являются аргиллиты и сланцы, отличающиеся более современной и более крупнозернистой структурой хлоритовых минералов, направленной ориентировкой, замещением железистых разностей магнезиальными.

В корях выветривания известны вермикулитовые породы. Они состоят из зерен и чешуек неравномерно-зернистого желто-золотистого вермикулита размерами от долей миллиметра до десятков сантиметров [Афанасьев, 1966]. К качеству примесей отмечаются сапонит, гидroxлорит и сунгулит.

Каолинитовые и галлаузитовые глины кор выветривания представляют собой светлоокрашенные, реже белые, розоватые породы с коллоидно-агрегативной структурой. Иногда встречаются червеобразные сростки каолинита. Известны также псевдоморфозы по крупным кристаллам полевых шпатов, слюде, темноцветным минералам в породах магматического и метаморфического происхождения. Нередко в глинах наблюдается несколько генераций минералов, причем продукты последней заполняют пустоты и трещины. Примесями в глинах рассматриваемого типа кроме реликтовых (циркон, ильменит, лейкоксен и др.) отмечаются гидрослюда, монтмориллонит, смешанослойные минералы.

Продукты уплотнения каолиновых и галлуазитовых глин — «сухарные» глины, каолиновые аргиллиты, а также пиррофиллитовые и хлоритовые сланцы. Пиррофиллитовый тип желтого, коричневатого-желтого цвета может быть рассланцован слабо, основная масса не обладает большой твердостью. Хлоритоидные сланцы окрашены в зеленые, темно-зеленые цвета, рассланцованы, с порфириобластовой структурой, причем отдельные уплотненные кристаллы размерами до долей миллиметра секут плоскости сланцеватости.

Глины аллофанового состава, распространены в корах выветривания и в областях гидротермальной деятельности, образуют прослои, стяжения, корки. Они белого, с оттенками голубого, зеленого, бурого цвета. Структура этих пород гелевидная, колломорфная. В качестве примесей известны реликтовые минералы, гидроокислы железа, опал, соединения алюминия и никеля. Никелевые разности называются айдерлитовыми породами.

Цеолиновые породы в основном представлены цеолитизированными туфами. К наиболее распространенным цеолитовым породам, которые находят широкое применение в промышленности и сельском хозяйстве, приурочиваются клиноптилолитизированные, гейландитизированные туфы. К числу широко распространенных также относятся анальцимитизированные туфы.

Клиноптилолитизированные туфы, или клиноптилолититы, встречаются преимущественно в молодых мезозойско-кайнозойских морских и озерных отложениях. Это зеленовато-, голубовато-, желтовато-серые, розовато-желтые, белые, светло-серые, и серые породы плотного строения с раковистым изломом. Текстура пород массивная, слойчатая, тонкослойчатая и ритмически-слойчатая. Структура пелитовая, алевроитовая, реже псаммитовая.

Основная масса породы состоит из вулканического стекла, замещенного клиноптилолитом (50—90 %) и переменным количеством кремнистого вещества (тридимитом, кристобалитом). Она характеризуется тонкой и криптокристаллической структурами. Иногда порода имеет комковатое строение порообразующей массы с секретами, образованными мелкими шестоватыми кристалликами клиноптилолита. Нередко с последним ассоциируют кальцит и халцедон. В большинстве случаев клиноптилолитизированные туфы сохраняют реликтовую пенловую структуру, по которой можно судить, что размерность пирокластических зерен в основном алевроитовая и псаммитовая.

Стекловатые частицы имеют самую различную форму и замещаются клиноптилолитом от центра, а края зерен часто образованы тонкой волокнистой пленкой монтмориллонита.

В качестве примеси присутствуют кварц, полевые шпаты, кальцит и другие акцессорные минералы. Для классической примеси характерен облик, свойственный пирокластическим частицам. Кварц остроугольный, фигурный, полевые шпаты таблитчатые, нередко идиоморфные. Встречающиеся слюды, чаще всего биотит, наблюдаются в виде пакетов, стопочек. Увеличение содержания кластического материала ухудшает качество цеолитовых пород, так как цеолиты развиваются главным образом по стеклу. Максимальная концентрация цеолитов связана с витрокластическими туфами и уменьшается с повышением количества кристалло- и литокластического, терригенного и хемогенного материалов.

Клиноптилолитовые породы образуют мощные (до десятков метров) пространственно выдержанные пласты.

Гейландитизированные туфы, или гейландититы, по окраске и структурно-текстурным особенностям не отличаются от туфов, замещенных клиноптилолитом. Основная порообразующая масса породы сложена тонкокристаллическим веществом, состоящим из гейландита, развитым по стекловатому материалу. Наблюдаются рессеянные осколки кварца, полевых шпатов, листочков слюдяных минералов и других акцессорий.

Из новообразованных минералов в гейландитизированных туфах отмечаются альбит, халцедон, образующие микрожеодки. Иногда вместе с ними встречается флюорит. В жеодах гейландит раскристаллизован до сравнительно крупных сростков (от долей до нескольких миллиметров), состоящих из правильных кристалликов. Нередко в этих породах присутствует примесь глинистых минералов — монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, глауконит.

Анальцимитизированные туфы (анальцимититы) наиболее распространены, хотя широкого применения пока в народном хозяйстве не находят.

Эти породы окрашены в различные оттенки серого, зеленовато-, темно-серого, зеленого и бурого цвета часто со светлой крапчатостью. Текстура пород массивная, слоистая. Структура пелитовая, алевролитовая, псаммитовая, нередко комковатая и даже брекчиевидная. Основная масса породы состоит из почти изотропного тонко- и мелкозернистого вещества (50—90 %), часто неправильной формы, в виде «глазков», выделений кальцита с идиоморфными кристаллами анальцима. Иногда основная масса породы образована округлыми с неровной поверхностью агрегатами анальцима, промежутки между которыми выполнены кальцитом или глинистым веществом. Обычно анальцим слагает сплошную мономинеральную массу с участками, сохранившими витрокластическую структуру и контуры обломков пузыристого строения. Второстепенные компоненты анальцимитовых пород представлены обломками кварца, полевых шпатов, скоплениями глинистых, карбонатных и иногда сульфатных минералов, встречается флюорит.

Переходные типы граноморфных пород по составу разнообразны. Выделяются каолинитовые и гидрослюдистые глины, содержащие заметную примесь гидроокислов алюминия и железа, известные как латериты. Кремнистые глины представлены пеликанитами, являющимися опал-каолинитовым, слабосцементированным, тонкозернистым агрегатом, в котором встречаются кремнистые (кварцево-опаловые) стяжения. Достаточно часто распространены глауконитовые породы, сцементированные опалом. В этих породах микроагрегативные зерна зеленого глауконита погружены в базальный кремнистый цемент. В качестве примесей в них встречаются обломки кварца, редкие чешуи рыб. Наконец, известны опалово-аллофановые глины, в которых наблюдается тонкое срастание кремнистого и алюмосиликатного материала.

Окислы и гидроокислы железа являются обычными примесями в различных типах глинистых пород, в которых они образуют с глинистым веществом тонкие сростки и агрегаты. В форме бобовин и оолитов соединения окисного железа встречаются в шамотитовых породах. Примесь фосфатных минералов отмечается в глауконитовых типах сналлитов. Изотропные, колломорфные формы кальциевых фосфатов образуют базальный цемент в глауконитах. Более редкие железистые фосфаты (вивианит, керчениты) известны в глауконитовых породах с железистыми, оолитовыми включениями и хлоритом.

Присутствие карбонатных минералов (кальцит, доломит) отмечается в монтмориллонитовых глинах, глауконитовых и цеолитовых породах. В глинах карбонаты образуют включения, прожилки, отдельные кристаллы. Аналогичные формы наблюдаются и в цеолитовых породах, в которых кроме кальцита и доломита отмечается гипс [Милло, 1968]. Реже известны известковые и доломитовые глауконититы.

Кластоморфные сналлитные породы разделяются на три группы: псефитовую, псаммито-алевролитовую и пелитовую. Для первой основными типами являются брекчии, щебенка и дресва, а также валунники, галечники и гравийники.

Скопления неокатанных обломков псефитовой размерности подразделяются на агломераты, туфобрекчии, валунники, щебенку, и дресву.

Агломераты (агломератовые туфы) — это породы, сложенные крупными обломками-глыбами, бомбами, размерностью более 50 мм. Обломки

представлены твердыми продуктами вулканических извержений — лавами, породами, слагающими основания вулканов, фрагменты разрешения жерловых пород и стенок вулканических каналов, цементированных более мелкими обломками — вулканическим пеплом, лапиллями, со временем уплотненными цементированными продуктами изменения пеплового материала или гидротимическим путем. Характерной особенностью агломератов являются угловатость слагающих их обломков и их неотсортированность. По составу обломков выделяются базальтовые, андезитовые, дацитовые, риолитовые и другие разновидности. Формы обломков предыдущих извержений (резургентный материал) могут быть угловатыми, иногда слегка оплавленными, а собственно пирокластические обломки в зависимости от состава магматического расплава приобретают те или иные структурные и текстурные особенности. Обрывки базальтового или андезитобазальтового состава во время выбросов деформируются, образуя кашле-, гантелеобразные, шаровые и другие формы. Более вязкие лавы андезитового состава образуют бомбы с поверхностью типа хлебных корок. Кислые лавы раздробляются на угловатые и неправильной формы обломки с плотной или пористой поверхностью. Пористость эффузивных пород зависит от газонасыщенности магматического расплава. Базальтовая магма, расширяемая газом, образует обломки шлаков с равной и пористой поверхностью, а кислые расплавы формируют пемзовые обломки.

Лапиллиты (лапиллиевые туфы) по составу близки агломератам и слагаются обломками от 10 до 50 мм. Главными составляющими породы являются обломки эффузивных, а иногда и других пород фундамента вулканов, т. е. доминирующий обломочный фрагмент лапиллитов — литокластический материал. Цементом здесь служат более мелкий пирокластический материал, продукты его разложения, а также минеральные новообразования, сформировавшиеся за счет просачивания термальных растворов. Лапиллиты пользуются большим площадным распространением, чем агломератовые туфы, а по составу слагающего их материала они аналогичны и могут быть базальтовыми, андезитовыми, риолитовыми и другими, более сложными разновидностями. В лапиллиевых туфах увеличивается роль витрокластических компонентов. Породы большей частью неотсортированы и обломки неокатаны.

Туфы псаммитовые отличаются широким разнообразием и представлены такими главными разновидностями, как витрокластические, кристаллические и литокластические. Большей частью встречаются смешанные типы из двух и реже трех компонентов.

Туфы витрокластические могут иметь самую разнообразную окраску в зависимости от состава вулканического стекла и примесей. В древних толщах эти туфы преимущественно замещены различными минеральными новообразованиями: монтмориллонитом, хлоритом, гидрослюдой, кремнистым веществом, неолитами и многими другими минералами. Текстура может быть и слоистой, и массивной.

Туфы кристаллокластические встречаются реже витрокластических и хуже диагностируются, особенно в докембрийских отложениях. Окраску они чаще всего имеют светлую и сложены обломками кварца, полевых шпатов и акцессорных минералов. По внешнему облику они напоминают аркозовые песчаники, с которыми большей частью связаны взаимопереходами. Обломки кристаллокластов характеризуются своеобразными формами. Кварц преимущественно копьевидный, оскольчатый, или с оплавленной поверхностью. Полевые шпаты встречаются в виде правильных кристаллов, табличек или обломков с неполным кристаллографическим контуром. Цементом служат продукты разложения тонкого пеплового материала — глинистый, карбонатный, цеолитовый и др.

Алевритовые и пелитовые туфы наиболее распространены и могут занимать обширные площади, измеряемые миллионами квадратных километров. Цвет этих туфов самый различный. Это преимущественно витро-

кластические, кристаллолитокластические, литокластические разновидности. По внешнему облику они трудно отличимы от алевролитов и аргиллитов и только тщательное микроскопическое изучение позволяет их выделять. Как и грубообломочные вулканокластические образования, они делятся на базальтовые, андезитовые и риолитовые разновидности в зависимости от состава слагающих их обломков. Чаще всего отмечаются кислые и средние по составу туфы. Базальтовые туфы вдали от вулканических областей менее распространены, что объясняется малой explosивностью базальтовой магмы. Алевролитовые и псаммитовые литокластические туфы значительно сильнее, чем псаммитовые, претерпели постседиментационные изменения. Литокластика почти всегда глинизирована, хлоритизирована, кремниста, цеолитизирована или подвержена другим вторичным изменениям. В циклически построенных разрезах туфы основного состава занимают обычно основание циклов, а более кислые — верхние части. Примесь кристаллокластики характеризуется оскольчатой и таблитчатой формой, а литокластический материал, редко встречающийся в этих туфах, отличается изометричной формой. Последние представлены обломками эффузивов соответствующего состава туфов.

Скопления неокатанных обломков, как показано в главе II, подразделяются на нецементированные (глибовые, отломные, щебенчатые, хрящевые или дресвяные) и цементированные (брекчий) породы. Их состав достаточно выдержан и тесно связан с композицией пород провинции питания, так как перенос обломков в рассматриваемом случае минимальный. Таким образом, среди сиалитных осадочных брекчий и их нецементированных гомологов практически могут встречаться все типы изверженных, метаморфических и осадочных пород, сложенных силикатными и алюмосиликатными породами. Однако чаще других обломки представлены породами гранитоидного, базальтоидного, сланцевого состава. Форма обломков зависит от минерально-структурных особенностей исходных пород: изверженные — изометричные, сланцевые — остроугольные, часто уплощенные.

В брекчиях цементирующее вещество представлено как более мелкими частицами, по составу отвечающими самим обломкам, так и привнесенным, новообразованным веществом — кремнистым, железистым, карбонатным и др. В некоторых типах брекчий, например, ледникового происхождения цементом является глинистое вещество.

Грубообломочные породы, сложенные окатанными обломками, подразделяются на валуны (частицы 100—1000 мм), галечники (частицы 10—100 мм) и гравийники (частицы 1—10 мм). Валуны являются довольно редкими породами, известными главным образом в областях континентальной седиментации (пролювий, горный аллювий, ледовые отставовки). Как правило, они плохо сортированы, содержат примесь более мелкого псефитового материала, а также песчаного, алевролитового и глинистого компонентов. Присутствие заметных количеств глинистой составляющей позволяет выделять смешанные типы (глинистые валуны, валуны глины и т. д.).

Галечники по размерам обломков подразделяются на крупные (50—100 мм), средние (25—50 мм) и мелкообломочные (10—25 мм). Их типизация по составу обломков строится по тем же признакам, что и пород, сложенных неокатанными обломками. Однако в отличие от последних в них чаще встречаются частицы иного минералогического и петрографического состава (кварц, кварциты, граниты, разнообразные осадочные породы), что обуславливает выделение многочисленных переходных типов.

Цементированные галечники называются конгломератами. В качестве цементирующего материала могут присутствовать обломочные частицы псаммитовой и более мелкой размерности, а также зернистый материал кремнистого, хлоритового, цеолитового, карбонатного и иного состава. Часто в цементе обнаруживаются комбинации компонентов разного состава.

Породы гравийной размерности можно разделить на крупно- (5—10 мм), средне- (2,5—5 мм) и мелкообломочные (1—2,5 мм). Состав обломков и цементов здесь тот же, что и в более крупноразмерных псефитовых породах. Цементированные разности называются гравелитами.

Псаммитовые породы разделяются на пески и песчаники. Среди песков можно выделить крупно- (0,5—1 мм), средне- (0,25—0,5 мм) и мелкообломочные (0,1—0,25 мм) представители. По составу обломочной части различаются полевошпатовые, аркозовые и граувакковые пески. Первые два типа характеризуются преобладанием обломочных зерен полевых шпатов (калиевых и плагиоклазов). Для выделения основного, полевошпатного петротипа требуется до 90 % и более этого компонента. Обычно в природе такие полевошпатовые пески встречаются очень редко, как правило, представляют собой скопления вулканокластического материала (полевошпатовые туфы). Более распространены серые, розоватые аркозы, пески, содержащие кроме полевых шпатов обломки пород и кварца. Таким образом, аркозы представляют собой переходный тип к кварцевым пескам и сложный — к грауваккам.

Цементированные разновидности относятся к полевошпатовым, аркозовым песчаникам. В качестве цементов в них отмечается глинистое вещество (часто каолинитового состава), минералы группы кремнезема, аутигенные полевые шпаты, гидроокислы и окислы железа, карбонаты.

Граувакковые пески в широком смысле этого термина состоят из обломков пород, которые могут быть представлены частицами состава, основной массой эффузивов, вулканического стекла, глинистых пород, сланцев и т. д. Преобладание в обломочной части вулканического материала позволяет различать лито- и витрокластические туфы. Собственно граувакковые пески формируются за счет скопления частиц, состоящих из обломков основной массы эффузивов (обычно основных и средних), глинистых агрегатов, обломков глинистых и слюдяных сланцев и др. Пески, в которых преобладают обломки осадочных пород, называются бикластовыми, а обломки выветрелых эффузивов — сапролитовыми.

Цементирующим веществом граувакк и их уплотненных разновидностей (граувакковых песчаников) являются глинистые минералы, углестое вещество, реже кремнистый материал и др. В псаммитовых туфах им может быть более тонкообломочный вулканокластический компонент, а также аутигенные, постседиментационные образования — цеолиты, карбонаты, хлориты и т. д.

Породы, содержащие примерно равные количества обломков пород и полевых шпатов, выделяются как аркозо-граувакки или аркозо-граувакковые песчаники, а обогащенные кварцем — как кварцево-полевошпатовые и кварцево-граувакковые пески (песчаники).

Алевритовые породы подразделяются на крупно- (0,1—0,05 мм) и мелкообломочные (0,05—0,01 мм) разности. По составу они аналогичны песчаным, однако отличаются, как правило, большей примесью глинистого, железистого, углестого, известковистого или иных цементов. Рыхлые разности, бедные глинистым материалом, называются супесями, а обогащенные — сугликами. Суглики с высокой пористостью (50—60 %) и вертикальной отдельностью носят название лёссовидных и лёссов. Последние часто содержат известковые конкреции типа журавчиков, сложенных тонкозернистой разновидностью кальцита — люблинитом.

Цементированные представители алевритовых пород известны как алевролиты. Цементами в них являются глинистые минералы, окислы и гидроокислы железа, марганца, карбонаты (кальцит, доломит), углестое и битумное вещество.

Группа цеолитовых пород представлена глинами и аргиллитами с кластоморфными структурами. Они отличаются от аналогичных граноморфных пород слойчатыми текстурами, присутствием тонкозернистого и более крупного по размерам частиц органического вещества, наличием скелетных остатков, распространением в виде прослоев или гнездовид-

ных включений псаммитового, алевроитового, а иногда и более крупно-обломочного материала. В этой группе выделяются типы, сложенные непловыми и глинистыми частицами. Первые из них обычно состоят из витрокластического материала с той или иной примесью глинистого вещества и продуктов постседиментационного генезиса (хлорита, цеолита и т. д.). Кислые разности пелитовых туфов более светлоокрашены, чем основные представители.

Среди глинистых пород по составу различаются гидрослюдистые, хлоритовые, монтмориллонитовые, каолинитовые и более сложные типы. Гидрослюдистые глины серые до черных, как правило, плохо сортированные, горизонтально-слоистые, нередко слюдистые. В них обнаруживаются скелетные остатки как животного, так и растительного типа. Из минералов-примесей можно встретить каолинит, монтмориллонит, хлорит, присутствие которых позволяет выделить сложные типы: каолинит-гидрослюдистые и т. д. Из других аксессуарных минералов в гидрослюдистых глинах встречаются гидроокислы и окислы железа, карбонаты, сульфиды, реже сульфаты и хлориды.

При постседиментационном уплотнении глины этого типа теряют пластичность и преобразуются в гидрослюдистые аргиллиты. Кроме улучшения кристаллических свойств глинистого вещества при этом наблюдаются процессы углекислотной, более широкого развития сульфидов железа, переход гидроокислов железа в гематит и т. д., что вызывает появление более темных или красных окрасок. Развитие сланцеватых текстур обуславливает переход аргиллитов в глинистые сланцы.

Для хлоритовых глин, пользующихся значительно меньшим распространением, характерны мелкочешуйчатые, колломорфные структуры, примесь других глинистых минералов (каолинит, глауконит, монтмориллонит), фосфатов и железисто-магниевого карбоната, а также обломочного, преимущественно кварцевого и пеллового материала. Обломочная составляющая подчеркивает рисунок горизонтальной слоистости, а иногда располагается неравномерно, образуя пятнистость.

Глины монтмориллонитового состава окрашены в различные цвета: от серого до зеленого, красного или черного. Пороодообразующие минералы обуславливают интенсивную сорбцию воды, разбухание породы при намокании. Из других глинистых минералов отмечается присутствие каолинита, гидрослюды, реже других. Примесь терригенного, органического и биоморфного материала может подчеркивать рисунок горизонтальной слоистости, которая нередко нарушается ходами илюедов. В качестве примесей могут также быть кальцит, сидерит, сульфиды железа, реже сульфаты, галит и фосфаты.

Каолинитовые глины отличаются высокой пластичностью. Обычно они окрашены в светло-серые, серые цвета, но примесь соединений железа придает им желтые, розовые оттенки, иногда красную окраску, а тонкодисперсное органическое вещество — темно-серую до черной. Слоистость для этого типа глин менее характерна, чем для рассмотренных выше.

Сложные полиминеральные типы представлены главным образом гидрослюдисто-каолинитовыми, гидрослюдисто-монтмориллонитовыми, реже монтмориллонито-каолинитовыми разностями. Как правило, эти породы хуже сортированы, чем основные типы. Смешанные петротипы еще более обогащены крупными частицами (до галек и валунов). В этом случае выделяются валунные глины или суглинки (тиллы). Переработка первичного обломочного глинистого материала, его перекристаллизация приводят к формированию промежуточных петротипов: аргиллитизированных глин, аргиллитов, сланцеватых аргиллитов. При этом может иметь место упрощение состава, исчезновение минералов группы монтмориллонита, совершенствование кристаллической решетки каолинита, гидрослюды, появление более крупных кристаллов (каолинит, глауконит и др.).

Разнообразны переходные петротипы кластоморфных глинистых пород. Можно отметить каолинистые глины, содержащие гидрокислы алюминия (латеритные глины), минералы группы кремнезема (кремнистые глины, аргиллиты, глинистые сланцы), песчано-алевритовый, преимущественно кварцевый материал (песчаные, алевритовые глинистые породы), окислы и гидрокислы железа, марганца (ожелезненные и марганцовистые глины).

Особенно часто встречаются переходные петротипы в ряду глина (аргиллит) — карбонатные породы (известняки, доломиты). В этих случаях выделяются известковые (доломитовые) глины и аргиллиты, а если количество карбонатного вещества достигает 25—50 %, то — глинистые мергели.

В толщах сульфатного и соляного состава распространены гипсовые, ангидритовые, галитовые глины и аргиллиты. Гипсовый и ангидритовый компоненты обычно обособляются в глинистой породе в виде пятнистых порфиробластовых включений. В этих породах нередко наблюдается примесь окислов железа (гематита), обуславливающих красноцветность. Хлориды, чаще всего галит в глинах и аргиллитах, также присутствуют в виде петельчатых, иногда кубических включений. Нередко их место занимают более поздние образования или они подвергаются растворению. Кроме двухкомпонентных пород распространены также галито-доломитовые (известковые), галит-ангидрит-доломитовые (известковые) глины и аргиллиты.

В глинистых породах известны значительные скопления сульфидов железа. В илах и глинах они представлены пиритом и гидротроилитом, которые нередко образуют биоморфозы по животным и растительным остаткам. В аргиллитах и глинистых сланцах кроме конкреций и включений известны рассеянные, микрозернистые кристаллики пирита и других сульфидов.

В угленосных и нефтесодержащих толщах широко распространены углистые и битуминозные глинистые породы. В числе первых выделяются углистые глины и аргиллиты. Они отличаются серым, темно-серым до черного цветом, присутствием растительных отпечатков с углистым веществом. К горючим сланцам относятся аргиллиты или их известковые разновидности, содержащие сапропелевое или битумное вещество. Они, как правило, тонкоплитчатые, темно-бурого до черного цвета, обычно способны к горению.

ЖЕЛЕЗО- И МАРГАНЦЕВОКИСНЫЕ ПОРОДЫ

Железоокисные породы подразделяются на грано- и кластоморфные. В граноморфном семействе выделены бурожелезняковые, гематитовые и магнетитовые породы. Граноморфные бурожелезняковые петротипы представлены землистыми, ячеисто-пористыми, бобовыми и оолитовыми представителями. Как правило, они окрашены в буро-черный, бурый цвет. Землистые породы рыхлы, содержат отдельные буро-железняковые стяжения, жеоиды. Бобовые представители являются скоплениями слабощементированных агрегатов бурого железняка, обычно с примесью гидрокислов марганца. Они известны в современных озерных осадках.

Щементированные типы бурожелезняковых пород представлены ячеисто-пористыми, песчаными формами гидрокислов железа, распространенных в корах выветривания и зонах окисления, а также бобово-оолитовыми образованиями. Последние содержат до 60—70 % стяжений бурого железняка со средними размерами 0,25—0,5 мм, реже более крупными оолитами и пизолитами. Нередко часть бобовин и оолитов несет следы механического разрушения. Цементом в этих типах пород являются гидрокислы железа, хлориты (шамозит и др.), глинистые минералы и

глаукоцит. Как примесь, в них обнаруживаются обломочный кварц псефитовой и псаммитовой размерностей, обломки раковин моллюсков, стяжения сидерита, фосфатов, в том числе керченитов. Нередко в бобово-оолитовых породах встречаются бурожелезняковые конкреции диаметром 1 см и более.

Значительное количество кремнистого и слалитного материала позволяет выделять многочисленные переходные петротипы, среди которых часто встречаются хлорито-, кварцево-, глаукоцит-хлорито-, реже сидерито-бурожелезняковые разности.

Среди гематитовых пород различаются землистые и зернистые представители. Землистые (охристые) петротипы обладают буро-, ярко-красным цветом, что обычно связано с распространением в них гидрогематита. Как примесь, в них часто обнаруживаются глинистые минералы. Зернистые породы более темные, имеют массивную текстуру, иногда в них различимы бобовины и оолиты. В качестве акцессорных минералов для них характерны хлориты, минералы группы сидерита, пирит, вулканокластический и кварцевый материал. Примесь последнего иногда подчеркивает горизонтальную, реже волнистую и косую слоистость этих пород. Некоторые представители характеризуются присутствием гематитовых конкреций, следов оползней, знаков ряби и трещин усыхания.

Магнетитовые породы представлены тонкозернистыми, часто с порфириобластами магнетита полосчатыми разностями. Переслаивание и срастание их с кварцевыми зернистыми образованиями позволяют выделять переходные ритмично-слоистые петротипы — железистые кварциты или джеспилиты. Слабометаморфизованные представители содержат примесь таких минералов, как хлориты, сидерит, крупно-зернистые магнетиты, гематит. В них отмечаются сплошность, будицаж, брекчии, секущие жилки. В зонах окисления джеспилитов породы обогащаются мартитом, гематитом, приобретая буро-красную окраску.

Псефитовые породы представлены галечниками и гравийниками с обломками гематитового, магнетитового, реже бурожелезнякового состава. Сцементированные разности относятся к конгломератам и гравелитам. Они часто приурочены к базальным горизонтам железорудных формаций. Псаммито-алевритовые породы также состоят из обломков магнетита, гематита и бурого железняка. Магнетитовые пески, содержащие обычно значительную примесь титанистых соединений, образуют залежи мощностью от миллиметра до сантиметров на побережьях современных морей. Как правило, они содержат примесь кварцевого, слалитного материала. Гематитовые и бурожелезняковые песчаные породы являются продуктами перемыва сцементированных железоокисных пород. Так, в мезо- и кайнозойских железорудных бассейнах часто встречаются перемытые оолитовые пески, сложенные окатанными оолитами, бобовинами и их обломками. В них встречаются более крупные компоненты гравийной размерности, представленные обломками железных руд, кварцитов, глинистых пород. Псаммитовая фракция кроме железоокисного вещества содержит обломки кварца, хлоритовых и глинистых пород. Цементация таких песков может осуществляться за счет сидерита, гидроокислов железа, реже хлоритовых минералов, вивианита, керченита, кальциевых фосфатов.

Марганцевоокисные породы сложены пиролюзитом, манганитом, браунитом, гаусманитом и коллоидальными формами марганца. Преимущественно распространены граноморфные представители этих пород.

Пиролюзитовые манганитовые, псиломелановые петротипы включают землистые и зернистые разности. Они обычно окрашены в черный цвет, имеют пизолитовую, оолитовую или конкреционную структуры. Чаще встречаются сложные представители: манганито- и широклюзит-псиломелановые, манганит-пиролюзитовые или манганит-пиролюзит-псиломелановые породы. Они образуют конкреционные формы, которые сливаются в плиты, липовидные тела. Минералами-примесями в них явля-

ются кремнистые минералы, гидроокислы железа, родохрозит, родонит, фосфаты, обломочный кварц.

Браунитовые породы темноокрашены, зернисты, сцементированы. Содержат примесь барита, гематита, халцедона, других марганцевоокислых минералов. В последнем случае выделяются гаусманит- и псиломан-манганит-браунитовые породы.

ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ

Сложены фосфатами кальция, железа и церия. Они представлены породами трех семейств: био-, гран- и кластоморфным. Биоморфные породы включают раковинные, пеллетовые, строматолитовые и костные разновидности.

Наиболее распространенным петротипом раковинных фосфоритов является ракушняк, состоящий из остатков брахиопод. Порода обычно содержит некоторое количество обломков раковин. В цементе присутствуют зернистые фосфаты, карбонаты, реже окислы железа и глинистый материал. Промежуточными типами являются детрито-раковинные фосфориты, которые обогащены обломками раковин. Свообразными петротипами являются фосфориты, содержащие скелетные остатки губок, моллюсков, фораминифер и других организмов. Как правило, эти петротипы рассматриваются в качестве продуктов постседиментационного замещения первичного карбонатного материала фосфатами.

Пеллетовые или копролитовые фосфориты представляют собой фосфатизированные фекальные выделения морских животных. Основным компонентом в них являются округлые, реже цилиндрические, часто агрегативного строения пеллеты или копролиты, размеры которых могут достигать 1 мм. Цементом в этом типе обычно служит зернистый кальциевый фосфат, нередко образующий выемки вокруг пеллет. Фосфориты со строматолитовой структурой, известные в докембрийских отложениях Китая, Казахстана [Еганов, Катаева, 1987], образуют формы, аналогичные тем, что наблюдаются в карбонатных породах. Увеличение количества зернистого фосфатного инградента позволяет выделять промежуточные (зернисто-строматолитовые), а карбонатов — переходные (карбонатно-фосфатные) петротипы. Костные фосфориты, встречающиеся сравнительно редко, состоят из скоплений зубов, шипов, чешуй, панцирей или костей животных. Реже обнаруживаются остатки фосфатизированной древесины, в которых хорошо видна структура растительной ткани.

Граноморфные фосфатные породы различаются по составу: кальциевые, железистые и алюминиевые. Первая группа наиболее разнообразна и широко распространена. По структурным признакам выделяются афонитовые и зернистые типы. Афонитовые или пелитоморфные фосфориты скрытокристаллические, массивные. Их окраска варьируется в широких пределах (от желто-серой до бурой) и зависит от примесей. Последние представлены кремнистым или сиаллитным материалом. Зернистый тип обнаруживает отчетливую микрозернистую структуру, иногда видны оолиты и пизолиты. По примесям и форме залегания выделяются пластовые и желваково-конкреционные разновидности. Для первого характерны светлые (желтые, светло-желтые) цвета, присутствие в качестве примесей кремнезема (халцедон, токиозернистый аутигенный кварц) и карбонатов (преимущественно доломита). Желваково-конкреционные фосфориты, как правило, окрашены в серые, почти черные цвета. В качестве примесей в них присутствуют органическое вещество, терригенные компоненты (главным образом кварц), раковины беспозвоночных, глауконит, глинистые минералы. Промежуточные типы граноморфных фосфоритов представлены кластоморфно-зернистыми и пеллето-оолитовыми разновидностями.

Железо-фосфатные породы сложены минералами группы вивванита. Они различаются по минералогическому составу и степени цементации. Землистый тип представлен скоплениями бесцветного, быстро спящего при контакте с воздухом, вивванита. В качестве примесей распространены глинистые минералы и растительный детрит. По присутствию последнего выделяются переходные типы — торфовивванитовые породы, в которых растительные остатки цементируются вивванитом разной степени окисления.

Керченитовые породы, встречающиеся достаточно редко, обычно зернисты, иногда состоят из кристаллов размерами до 0,5—1 мм, темно-синие, почти черные. Землистые керчениты, чаще фосфорит, образуют жилки, выполняют раковины беспозвоночных. В виде примесей в этих породах встречаются бурожелезняковые оолиты, обломки кварца, иногда глауконит и сидерит.

Алюмофосфатные породы состоят из группы минералов, образующихся в самых различных условиях. В эту минеральную группу входят вавеллит, крадаллит, варисцит, баррандит, миллисцит и др. Они образуют волокнистые, радиально-волокнистые, пизолитовые, звездчатые, агатовидные, массивные конкреции, налеты, корочки, прожилки в бокситах, фосфоритах, грейзенах, кварцевых жилах и пегматитах. Встречаются также в землистых и пудрообразных массах. Эти образования окрашены в белые, зеленые, желтые, серые, цвета. В полиминеральных агрегатах окраска пестрая. Различают несколько генетических типов алюмофосфатов и их пород: осадочные, латеритные, связанные с корами выветривания фосфатных пород, а также с зонами окисления сульфидных пород, вулканогенно-осадочные, приуроченные ко вторичным кварцитам [Геологический словарь, 1973]. Осадочные алюмофосфаты в виде пластов и конкреций известны в пластах угля и в битуминозных сланцах. Хорошо изучены алюмофосфаты кор выветривания на апатитоносных карбонатах, фосфоритоносных толщах.

Среди продуктов коры выветривания на массиве Ессей (Маймеча-Котуйская апатитоносная провинция) в пустотах франколитовых брекчий встречаются крадаллит и вавеллит, где они образуют скорлуповатонатечные и слоистые массы, чередующиеся со слоями франколита [Занин, Жирова, 1972; Капустин, 1971; и др.]. Наибольшее количество алюмофосфатов отмечается в верхних частях коры, замещающих франколит и нарастающих на его выделениях. Здесь они часто превращены в белый порошок. На поверхностях корок крадаллита, покрытых порошком, обнаружены гиббсит и тонкие пленки вавеллита. Имеются породы, полностью сложенные вавеллитом. Они представлены неправильной формы обломками светло-желтого цвета, сцементированными пелитоморфным алюмофосфатным веществом с гнездами и жилками хорошо раскристаллизованного вавеллита.

Алюмофосфаты установлены в месторождениях карстового типа в Алтае-Саянской области, в Бразилии и других странах и регионах. В зоне окисления сульфидных руд Бингхем (США) распределение алюмофосфатов обнаруживает четкую приуроченность к площадям развития рудоносных пород. В Центральном Казахстане давно описаны вулканогенно-осадочные пластовые вавеллит-крадаллитовые породы пизолитового и массивного строения мощностью до 3 м и конкреции в углесто-глинистой толще кембрийского возраста.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Породы карбонатного состава четко подразделяются на био-, grano- и кластоморфные. Биоморфные петротипы представлены ракушнякаками и плами. Ракушпяки (ракушечники) наиболее часто встречаются в отложениях бассейнового типа (моря, озера). Они сложены скоп-

ленями кальцитовых, кальцито-арагонитовых раковин моллюсков с той или иной долей участия раковинного боя. Обычно в них наблюдается примесь песчаного материала, иногда органического вещества или гидроокислов железа, что обуславливает вариации окраски ракушечников — от светло-серой до бурой, темно-серой. Цементированные разности содержат ту или иную примесь зернистого кальцита.

Карбонатные биоморфные илы представляют смесь скелетных остатков планктона (водоросли, моллюски и др.), их обломков и пелитоморфного кальцита. Окраска пород светлая, реже (за счет примеси органического вещества и сульфидов железа) темно-серая.

Биоморфные известняки и доломиты с примесью grano- и кластоморфного материала являются наиболее распространенными карбонатными породами, известными от докембрия до кайнозоя. Известняки с раковинами и другими скелетными остатками кораллов, моллюсков, брахиопод, мшанок, иглокожих и других животных организмов обычно содержат в качестве цемента зернистый карбонат (кальцит, доломит). Кроме сохранившихся целых скелетных остатков, как правило, присутствуют их обломки или реликты в результате замещения постседиментационными карбонатами. Последние, кроме того, выполняют пустоты, трещины. В качестве типичных примесей в породах этого типа следует отметить глинистое вещество, гидроокислы и окислы железа, минералы кремнезема, реже сульфаты и сульфиды. От них нередко зависит окраска известняков.

В особые типы выделяются биоморфные известняки, сложенные остатками планктона. Макроскопически они обычно пелитоморфны, содержат редкие скелетные остатки брахиопод, моллюсков или иглокожих. Один из представителей известняков этого типа — нижний мел — порода известная не только в морских отложениях континентального блока, но и в мезо- и кайнозойских отложениях на дне океанических бассейнов.

Строматолитовые известняки и доломиты распространены в докембрийских и фанерозойских формациях. Для них характерен своеобразный рисунок строматолитовых столбиков, внутреннее строение которых подчеркивается чередованием светло-серых и более темных слоев кальцитового, доломитового или смешанного состава. Мощность таких слоев не превышает первых миллиметров. Иногда в породах этого типа наблюдается примесь окислов железа, окрашивающих известняки и доломиты в желтые и красные цвета.

Известняки и доломиты онколитовой структуры обычно рассматриваются как органические продукты с примесью grano- и кластоморфного материала. Они близки по облику оолитовым известнякам и доломитам, отличаясь обычно менее изометричными формами сфероидов.

Среди граноморфных известняков, доломитов и магнезитов петротипы различаются по размерам зерен. Пелитоморфные и землистые разности кажутся достаточно равномерно-зернистыми. Более крупные по размерам частиц карбонатные породы, как правило, неравномерно-зернистые. Характерными примесями в породах рассматриваемого типа являются тонкодисперсные глинистые минералы, глаукоцит, минералы кремнезема, окислы железа, иногда фосфаты. В сульфатно-соленосных толщах карбонатные, обычно доломитовые породы содержат кристаллы или скопления п желваки пелитоморфного вещества гипсо-ангидритового состава, отпечатки кристаллов галита. Разнообразные по форме и составу включения и конкреции окислов кремния. Среди них различаются округлые, эллипсоидальные, неправильной формы стяжения опало-кристобалитового и халцедоно-кварцевого состава. В доломитах нередки конкреции стронцианита, целестина и флюорита.

Сидеритовые породы представлены двумя главными разностями: зернистой и пелитоморфной. Первый тип распространен в железорудных месторождениях (Бакальское и др.). Он отличается макроскопически различной зернистостью, светло-коричневой окраской, следами заме-

щения биоморфной (строматолитовой и др.) структурой. Пелитоморфные сидеритовые породы, связанные преимущественно с угленосными отложениями, образуют конкреционные формы, однако размеры конкреций часто настолько велики (до 1 м в диаметре), что, соединившись, они образуют как бы одно пластинчатое тело. Сидеритовые породы этого типа имеют коричневую, темно-коричневую окраску, часто содержат продукты окисления, растительные остатки. Реже встречаются родохрозитовые, содовые и давсонитовые породы.

Широко распространены обломочные карбонатные породы, среди которых преобладают известняковые и доломитовые разновидности. Различаются нецементированные типы: дресва (нецементированные брекчии), галечники, гравийники, пески и алевролиты, сложенные обломками карбонатных пород или органогенных построек, частицами разрушенных скелетных элементов. Разновидности, скрепленные карбонатным цементом, называются брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Следует подчеркнуть, что цементация карбонатных обломков может в значительной степени переработать седиментационные структуры и текстуры, которые в связи с этим лучше наблюдаются на современных поверхностях растворения, где более отчетливо заметны следы механической обработки обломков, слоистость и т. д.

Переходные типы карбонатных пород выделяются по присутствию таких компонентов, как глинистое вещество, кремнистые соединения, углеводородные, фосфатные и другие составляющие. По количеству наиболее часто встречающейся глинистой добавки (%) различают: 1) известняк (доломит) — 0—10; 2) глинистый известняк (доломит) — 10—25; 3) мергель (известковый или доломитовый) — 25—50; 4) мергель глинистый — 50—75; 5) глина (аргиллит) известковистая (доломитовая) — 75—90; глина (аргиллит) — 90—100 [Справочное руководство..., 1958].

Кремнистое вещество может присутствовать в виде обломков или опаловых, кварцевых или смешанных образований. В первом случае выделяются песчаные и известняки (доломиты), а во втором — окремненные карбонатные породы. Менее распространены железистые (красноцветные или пестроцветные) известняки, доломиты и мергели, фосфатизированные, углеводородные (битуминозные и углистые), глауконитовые, гипсовые, ангидритовые, галитовые и другие карбонатные породы. В них нередко некарбонатный материал распространен неравномерно, образуя желваки, стяжки, конкреции.

СУЛЬФАТНЫЕ ПОРОДЫ

Породы этого класса сложены гипсом, ангидритом, баритом, кизеритом, эпсомитом, тенардитом, мирабилитом, глауберитом, полигалитом, каннитом. Они составляют три семейства: био-, грано- и кластоморфное.

Представители биоморфного семейства встречаются редко. Известны продукты замещения древесины и раковин моллюсков баритом в железорудных отложениях Керченского бассейна. Барит, развивающийся по древесным остаткам, землистый, радиально-лучистый, по раковинам — почковидный, радиально-лучистый.

Более разнообразны петротипы граноморфного семейства. Наиболее часто встречаются ангидритовые и гипсовые породы. Породы ангидритового состава серые, голубовато-серые, буровато-красные, пелитоморфные, волокнистые, мозаичные. В более крупнозернистых разновидностях частицы достигают 0,25 мм и больше. Сложные типы разнозернисты. Их структура характеризуется присутствием таблитчатых, шестоватых, пластинчатых зерен ангидрита. Примесь несulfатных минералов, как правило, незначительная: карбонаты, галит, реже глинистое вещество, окислы железа.

Гипсовые породы разнообразны по окраске и структуре породообразующих минералов. Цвета варьируют от водянисто-прозрачных до красных и зависят от примеси соединений железа, а также глинистого вещества. По структуре различаются землистые, пелитоморфные, чешуйчатые, волокнистые и другие типы гипсовых пород. Достаточно часто встречаются неравномерно-зернистые разновидности с размерами зерен от пелитоморфных до крупнозернистых: порфиробластовые, радиально-лучистые, пойкилобластовые и др. К смешанному типу относятся гипсовые ангидриты и ангидритовые гипсы, в которых присутствует также полугидрат. Структуры смешанных пород неравномерно-зернистые.

Баритовые и целестиновые породы, как правило, встречаются в виде конкреций в карбонатных, сульфатно-соляных, реже железистоокисных толщах. Размеры конкреций варьируют в широких пределах, обычно не превышая 10—15 см, для целестиновых могут достигать 0,5 м. Внутренние структуры стяжений зернистые, удлиненно-таблитчатые, радиально-лучистые. По трещинам в конкрециях развиваются карбонаты, гипс, кремнистые минералы, флюорит.

Кизеритовые, эпсомитовые, тенардитовые, мирабилитовые, глауберитовые, лагбейнитовые, астраханитовые, полигалитовые и каинитовые породы встречаются в осадках современных водоемов, кайнозойских, реже более древних отложениях. Как правило, они сложены зернистыми, реже землистыми скоплениями минералов, часто светлой (желтовато-белой, зеленоватой, голубоватой) окраски. Они образуют корки, жилки, прослои, линзы и пласты среди галогенных толщ. В качестве примесей в них встречаются соединения железа, карбонаты, другие сульфаты, хлориды, глинистое вещество. Диагностируются по свойствам породообразующих минералов (см. гл. I).

Алюминитовые образования встречаются в виде почковидных образований белого цвета, которые сложены тонкоиглольчатыми агрегатами. Иногда они образуют волокнистые или рыхлые землистые агрегаты. В парагенетической ассоциации с алюминитом встречаются гипс, каолинит, гиббсит, аллофан, пирит.

По происхождению алюминита высказываются разные мнения. Одни исследователи считают их характерными для коры выветривания, на что указывают также минералы, находящиеся с ними в парагенезисе. Алюминиты возникают при воздействии органической или серной кислоты, образовавшейся при окислении пирита или органической кислоты на высокоглиноземные породы. Существует гипотеза об его осаждении из алюмосульфатных гидротермальных растворов, излившихся на карбонатное ложе или воздействия серно-кислых растворов на вмещающие алюмосиликатные породы [Перспективная оценка..., 1985].

Другим распространенным типом алюмосульфатов является алунит, который образуется почти аналогично алюминиту при обработке алюмосиликатных пород низкотемпературными серно-кислыми растворами или при гидротермальном излоообразовании. Часто ассоциирует со вторичными кварцитами. Чистый алунит белый, слегка желтоватый, сероватый. В смешанных агрегатах окраска более разнообразная. Обычно скопления алунита представляют собой мелко- или скрытокристаллическую землистую массу. Иногда она раскристаллизована до волокнистых, шестоватых и таблитчатых или псевдокубических кристаллов. Встречаются алунитовые образования как продукт поствулканических процессов в лавах и туфах, в виде конкреций, неправильной формы включений в глинах, огнеупорных глинах, песках, бокситах. Образуется в результате химических реакций в осадочных породах в связи с окислением сульфидных руд. В виде гнезд, прожилков алунит с гиббситом и каолинитом установлен в зоне разрушения известняков. Известен он также в зоне окисления ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии, во вторичных кварцитах образует алунит-кварцевую разновидность.

К алюмосульфатам относится группа квасцов, объединяющая калиевые, натриевые, железистые и другие разновидности. Встречаются они

в виде землистых масс, корочек, палетов, выцветов, прожилков, реже в сплошных зернистых и волокнистых агрегатах в трещинах пород. Образуется в зоне окисления сульфидных месторождений, отмечается в так называемых квасцовых землях, в сольфотарах районов активного вулканизма, пиритоносных глинах в пластах каменных углей, где возникает серная кислота в результате разложения пирита.

Обломочные типы сульфатных пород встречаются сравнительно редко. К ним относятся гипсо-ангидритовые и каннит-лангбейнитовые брекчии, а также гипсовые гравелиты и пески. Для брекчий характерно присутствие разнопсефитовых и более мелких остроугольных обломков, цементирующих гипсовым, ангидритовым, каннит-лангбейнитовым постседиментационным материалом. Гравелиты, гравийники и пески гипсового состава распространены преимущественно в современных отложениях. Реже они встречаются в более древних толщах. Обломочный генезис в них узнается по форме частиц, косой слойчатости, а также по присутствию значительного количества терригенных компонентов (кварца, полевых шпатов и др.).

Достаточно широко распространены переходные типы сульфатных пород. В семействе граноморфных пород известны гематито-глинистые, гипсовые и ангидритовые представители, распространенные в красно- и пестроцветных отложениях. Они отличаются разнозернистыми структурами, представленными порфиробластовыми и пятнистыми разновидностями. Нередко желваки и скопления кристаллов выделяются в породе, отличаясь более светлой окраской и существенно сульфатным составом.

Достаточно часто встречаются ангидрито-доломитовые, сульфатно-хлоридные породы, а также типы, состоящие из трех (карбонаты, сульфаты, хлориды) и четырех (карбонаты, сульфаты, хлориды, глинистое вещество) групп минералов. Для них характерны узорчатые, линзовидные, пятнистые и другие сочетания породообразующих компонентов. Обычно порфиробласты и желваки в породах этого типа сложены карбонатами и сульфатами.

Алюминитовые породы содержат примеси глинистого вещества, гипса и новообразованного зернистого кварца. В случае повышенного количества примесей алюмосульфаты «обволакивают» зерна иного состава. Алюнитовые породы содержат примесь окислов и гидроксидов железа, образуя с ними агрегаты и сростки.

ХЛОРИДНЫЕ ПОРОДЫ

Породообразующими минералами хлоридных пород являются галит, сильвин, бишофит и карналлит. Они участвуют в строении пород двух семейств: грано- и кластоморфном.

Граноморфные породы представлены несколькими группами: каменной соли, сильвинитовой, карналлитовой и бишофитовой. Наиболее распространены породы галитового состава — каменная соль. Обычно она средне- и крупнозернистая. При неодинаковой степени раскристаллизации различаются порфиробластовые, разнозернистые разновидности. По цвету выделяются белые, серые, голубовато-серые, розовые, красные и другие разновидности. Нередко окраска распределена неравномерно, подчеркивая полосчатую горизонтальную слойчатость. Примесями в каменной соли являются глинистые минералы, окислы железа, включения газа и рапы.

Сильвиновые породы обычно встречаются в виде прослоев мощностью 3—4 см среди каменной соли [Справочник..., 1983]. Обычно они окрашены в красный, пятнисто-красный, розовый цвет, реже светло-серый; горизонтально-слойчатые. Содержат примесь окислов железа, сульфатов, галита, включений газа и рапы. Сильвинитом обычно называют

набор переслаивающихся пород, состоящий из каменной соли и сильвинитовой породы.

Породы карналлитового состава зернисты, часто неравномерно-зернисты. Обычно окрашены в желтые, красные цвета. Содержат заметную примесь галита, сильвинита, переходят в породы смешанного типа: галит-, сильвинит-карналлитовые. Кроме минералов хлоридного класса, в них встречаются кашинит, кизерит, ангидрит, карбонаты, глинистые минералы и соединения железа. Бишофитовые породы, обнаруживаемые сравнительно редко, разнозернисты (частицы от тонко- до гигантозернистых), бесцветны или окрашены в белый цвет с оттенками желтого или голубого. По текстурным признакам выделяются пятнистые и полосчатые разновидности. Среди примесей часто встречаются галит, карналлит, глинистое вещество. С карналлитом бишофитовые породы образуют смешанные типы.

Известны кластоморфные хлоридовые породы. В современных осадках соляных озер распространены брекчии, галечники, пески. Отмечены косослоистые типы каменной соли в палеозойских отложениях Аппалачского бассейна (Северная Америка).

Переходные типы хлоридных пород известны для представителей граноморфного семейства. Наиболее распространены петротипы с участием глинистых, карбонатных и сульфатных минералов. Глинисто-галитовые породы разнозернисты. Глинистое вещество в них представлено хлоритами, гидрослюдой, монтмориллонитом. Оно часто обволакивает зерна и агрегаты галита, иногда создает гнезда и прослои. Присутствие доломита и ангидрита позволяет выделять более сложные петротипы: глинисто-доломитистый (мергелистый), глинисто-ангидритистый и др. Присутствие многокомпонентной ассоциации минералов с различной твердостью и растворимостью является предпосылкой для образования петельчатой (ячеистой) или пятнисто-петельчатой структуры.

Переходные породы карбонатно-галитового типа содержат скопления доломита, а сульфатно-галитового — ангидрита. Для них также характерны неравномерно-зернистые структуры с обособлением в виде гнезд, желваков, оолитов, сферолитов доломита и ангидрита. Темноокрашенные (красные) типы каменной соли содержат примесь окислов железа (гематита).

Для карналлитовых и бишофитовых пород характерны переходные типы с участием ангидрита, полигалита, кизерита, глинистого вещества, которые обособляются в виде стяжений и тонких прослоев.

СУЛЬФИДНЫЕ, СЕРНЫЕ, БОРАТНЫЕ, НИТРАТНЫЕ И ФТОРИДНЫЕ ПОРОДЫ

Сульфидные породы сложены пиритом, марказитом, реже сфалеритом и галенитом. Среди них различаются био- и граноморфные представители. Биоморфные породы сложены, как правило, тонкозернистым пиритом, замещающим остатки животных и растений. Являясь биоморфозами по мягким тканям организмов, они нередко повторяют по форме залегания эти органические остатки.

Граноморфные породы, сложенные пиритом и марказитом, представлены стяжениями, конкрециями, линзоподобными телами. Размерность частиц в них от тонко- до крупнозернистой, в марказитовых разновидностях часто наблюдается радиально-лучистая структура. В качестве примесей в породах рассматриваемого типа отмечаются карбонатные (остатки раковин), глинистые и другие компоненты.

Сфалеритовые граноморфные породы встречаются в виде тонких прослоев, жлоков. Они известны в карбонатных и угленосных толщах. Породы галенитового состава обнаружены в виде стяжений, жлоков и прослоев в карбонатных и фосфатных отложениях. Зернистые скопления галенита отмечаются в фосфатных конкрециях (Подолія).

Значительно шире распространены переходные типы сульфидных пород. Они представлены пиритизированными сланцами, известняками и углистыми породами. В глинистых сланцах вкрапления пирита образуют срастания в основной массе породы, достигая 30 % и более. Местами отмечаются конкреции и жилки пирита. В битуминозных известняках и углистых породах распределение пиритового материала неравномерное, сульфиды образуют стяжения и конкреции, обогащенные карбонатным или углистым материалом.

Среди серных пород преобладают зернистые типы, сложенные самородной серой от тонко- до крупнозернистой размерности [Справочное руководство..., 1958; Соколов, 1959; Юшкин, 1968; и др.]. Обычно тонкозернистая сера образует гнезда, прожилки, скопления в глинистых, карбонатных, сульфатных и битуминозных породах. Размеры отдельных скоплений могут достигать 0,5 м. Нередко в залежах серы, связанных с карбонатными и сульфатными отложениями, наблюдается брекчированное строение серных пород.

Крупнозернистый тип серных пород образует гнезда, линзы, прослои, выполняет пустоты во вмещающих толщах. Выполняя трещины и пустоты, сера обычно ассоциируется с кальцитом, арагонитом, целестинном, гипсом или ангидритом.

Переходные типы серных пород представлены серными известняками, доломитами, глинистыми, мергелистыми, гипсовыми песчаниками и другими разновидностями.

Породы боратного, нитратного и фторидного классов встречаются сравнительно редко. Среди боратов в осадочных породах отмечаются ашарит, борацит, пинноит, калиборит, пандермит, улексит, колеманит, иньонит, гидроборацит, хильгардит, мейергофферит, кернит, бура. К более сложным соединениям отнесены люнебургит и данбурит. Большинство из них образуют стяжения и конкреции, жеоды, жилки обычно светлой, белой, желтоватой окраски. Прослои и пласты отмечены для ашаритовых, колеманитовых, кернитовых, гидроборацитовых пород, а также для буры. Обычно они содержат примеси других боратов, а также сульфатных и хлоридных минералов [Озол, 1983; и др.].

Нитратные породы сложены натриевой и калиевой селитрами. Известны в виде корочек, прослоев, пластов в пустынях северной части Чили (Южная Америка), где они содержат примесь галита и тенардита, а также в некоторых пещерах Азии. Породы, состоящие из осадочного флюорита, изучены слабо. Установлены в виде конкреций или пластов с участием карбонатов, глинистых минералов, боратов и др. [Яржемский, 1968; Справочник..., 1983].

УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ПОРОДЫ

Твердые углеводородные или каустобиолитные породы сложены компонентами углей, углистых сланцев и битумных пород. Среди них выделяются все три семейства.

Б п о м о р ф н ы е п о р о д ы. Эта группа образований объединяет торфы и сапропели, которые являются современными горючими породами и в прошлом послужили исходным материалом для различных углей.

Торфа — органические породы, образовавшиеся в результате накопления и биохимического преобразования преимущественно высших растений при повышенной влажности и содержащие не более 50 % минеральных компонентов.

В зависимости от ботанического состава растений, отражающих тип исходного растительного материала, и от условий накопления торфа объединяются в три группы [Марин и др., 1982].

Низинные торфа накапливаются в условиях богатого минерального питания и различного увлажнения, начиная от сильно обводненных без-

лесных топей и кончая периодически увлажняющимися заболоченными лесами. Различные режимы водно-минерального питания низинных торфяных месторождений выражаются в обилии фитоценозов и большом разнообразии типов торфов.

Выделяются шесть групп торфов: древесный, древесно-травяные, древесно-моховой, травянистый, травяно-моховой, моховой. Все они характеризуются повышенной зольностью (6—18 %), нейтральной или щелочной реакцией среды, пестрыми физико-химическими свойствами.

Основные торфообразователи в торфах низинного типа — наземные мхи, низинные сфагновые мхи, травянистые растения (осока, тростник, хвощ и др.), древесные породы.

Переходные торфа отлагаются в несколько обедненных условиях минерального питания и поэтому характеризуются зольностью 4—5 % и слабокислой реакцией среды. По исходному растительному материалу они разбиваются на аналогичные типы, что и низинные торфа.

Исходный растительный материал переходных торфов по своему видовому составу является промежуточным между верховыми и низинными торфами.

Верховые торфа формируются в условиях бедного минерального питания, но весьма разнообразного по степени увлажнения: от сильно обводненных безлесных сфагновых болот до дренированных облесенных болот с мощной сосной и большим количеством кустарников.

Значительные колебания увлажнения верховых торфяников создают заметные отклонения по степени разложения растительного материала. Все верховые торфа характеризуются пониженной зольностью (2—4 %). Основными торфообразователями являются верховые сфагновые и зеленые мхи, травянистые растения, кустарники и древесные породы, главным образом сосна.

Сапропели — образования преимущественно биогенного происхождения, накапливающиеся в водной среде на дне водоема при дефиците кислорода за счет биохимического преобразования осадков, главным образом планктона и бентоса. Самые верхние слои сапропеля сильно обводнены, разжижены и носят название пелогена, в котором происходит становление сапропеля. С глубиной процессы микробиологического преобразования животных организмов затухают. Значительную часть сапропеля составляет минеральная часть, количество которой зависит от степени проточности озер.

Средняя годовая скорость накопления сапропеля в непроточных озерах 1,05 мм, а в проточных — 3,56 мм [Сапропелевые месторождения СССР, 1964]. Толщина сапропелевых отложений различна, зависит от многих факторов и колеблется от 3,0 до 20,0 м. Сапропели обычно содержат не менее 15 % органического вещества (ОВ) и в свою очередь подразделяются на собственно сапропели с количеством ОВ более 50 % и сапропели, обедненные ОВ (10—60 %).

Внешне сапропель имеет вид желеобразной однородной массы, которая в верхних слоях приближается к сметанообразному состоянию, а в нижней части имеет плотную консистенцию.

Окраска очень разнообразная: коричневая, темно-оливковая, темно-серая, почти черная, серовато-желтая, зеленоватая, голубоватая, розовая и даже красноватая. Цвет сапропеля указывает на наличие некоторых органических и неорганических веществ: зеленоватый — хлорофилла, розоватый — каротина, голубоватый — вивианита и т. д.

В отличие от торфа сапропели обладают целым рядом специфических свойств: пластичностью, большей удельной теплоемкостью и вместе с тем пониженной теплоотдачей, более высокой зольностью, медленно сохнут, с трудом отдают воду, но, высохнув, они вновь не намокают.

Образование сапропелей полностью обусловлено характером водоема. Определенному типу водоема соответствуют специфические разновидности сапропелей. Существует много классификаций, пытающихся учесть эти различия.

Классификация Е. М. Титова [1962] основана на преобладании в составе золы тех или иных компонентов. Выделяются кремнеземистые, известковистые и смешанные — кремнисто-известковистые.

В классификации Н. В. Кордэ [1960] учитывается биологическое происхождение. Различают сапропели протококковые, хризомондовые, диатомовые и др. и их смешанные типы.

Из органической части в составе сапропелей преобладают диатомовые и синезеленые водоросли. Из высших растений в ряде случаев отмечаются пыльца, споры. Встречаются в сапропелях в небольших количествах (5—10 %) остатки животных организмов.

К био-, граноморфным образованиям относятся ископаемые угли. В течение продолжительного времени изучения углей разработано большое количество генетических классификаций, в основу которых положены различные признаки: вещественно-петрографический состав, исходный растительный материал и зольность, степень его физико-химической зрелости.

Описание типов углей будет проводиться в соответствии с генетической классификацией Я. М. Черноусова [1962], которая довольно проста, полно отражает многообразие углей. Выделяются четыре группы углей: гумолиты, липтобиолиты, сапропелиты и угли смешанной природы.

Гумолиты сформировались из высших растений и по преобладанию определенного органического вещества и сходству условий включают антраксилиты, фюзенолиты и гумитолиты.

Антраксилиты — угли, образованные из древесины путем гелификации. Эти угли преимущественно блестящие и полублестящие, с раковистым или полураковистым изломом, с листоватой или призматической отдельностью.

Накопление исходного материала могло происходить автохтонным и аллохтонным путями.

Фюзенолиты сформировались из древесины в результате ее фюзенизации. Они матовые, черного цвета, шелковистые, характеризуются волнистым строением. Фюзенолиты чаще всего встречаются в виде прослоев и линз среди других разновидностей углей. На отдельных месторождениях они заметно распространены.

Формирование фюзенолитов в угольных залежах может осуществляться автохтонным и аллохтонным способами.

Гумитолиты образовались из смешанного гумусового материала и по блеску могут быть разделены на блестящие, полублестящие, полулистовые и листовые разновидности. Особенность этих углей — полосчатость и штриховатость.

Характер основной массы и соотношение гелифицированных и фюзенизированных компонентов в значительной степени определяются окислительно-восстановительными условиями среды торфяника. Прозрачная основная масса углей формируется в восстановительной обстановке, а непрозрачная образуется при разложении растительного материала за счет аэробных бактерий.

Липтобиолиты — угли, в составе которых преобладают форменные элементы, представлены споринитами, кутинитами, респинитами, суберинитами.

Спориниты состоят преимущественно из спор. Цвет углей изменяется в широких пределах: от зеленого до бурого и коричневого. Внешне спориниты выглядят как полуматовые или матовые угли, имеющие зернистое строение. В составе споринитов могут участвовать также углеобразователи, как остатки древесной и травянистой растительности. Споры накапливаются авто- и аллохтонным путями.

Кутиниты характеризуются преобладанием кутикуловых элементов. Цвет углей преимущественно темно-бурый, блеск матовый, структура листоватая. Исходным материалом для кутинитов являются кутикулы, листья и побеги высших растений, накопление которых может происходить авто- и аллохтонным путями.

Резиниты — угли, состоящие существенно из смоляных тел. Среди них выделяются рабдописситы и пирописситы.

Рабдописситы очень крепкие, вязкие, от бурого до темно-коричневого цвета, угли с неровным зернистым или занозистым изломом. Нередко смоляные тела видны невооруженным глазом.

Пирописситы имеют белый или светло-желтый цвет. Они загораются и плавятся от спички. Структура землистая, излом зернистый. Материалом для резиновых углей являются преимущественно хвойные и саговниковые растения. Вещество углей накапливается на месте произрастания растений и аллохтонным путем. В условиях сильной окислительной обстановки разложению подвергались неустойчивые компоненты растений. Образовавшиеся при этом гуминовые кислоты выносились текучими водами, что способствовало концентрации смоляных тел.

Субериниты — это угли, в составе которых преобладают коровые ткани. Они характеризуются бурым, черно-бурым цветом, расслаиваются на плитки с неровным изломом.

Исходное вещество суберина — коровые ткани растений — после отмирания переносятся паводковыми водами в заводи или плесы, где и захороняются.

Сапропелиты объединяют угли, в исходном материале которых в значительном количестве присутствуют представители низших растений и животных организмов. В большинстве своем сапропелиты имеют смешанную природу органического материала. Среди них выделяют гумито-сапропелиты и собственно сапропелиты.

Гумито-сапропелиты объединяют угли, исходным материалом для которых послужили как высшие, так и низшие растения. Наиболее распространенными типами гумито-сапропелитов являются касьяниты, кеннели, богхед-кеннели.

Касьяниты, найденные на Касьяновском месторождении Черемховского бассейна, впервые описаны М. Д. Залесским. Для них характерны серый цвет, однородное сложение, полублестящий блеск, раковистый излом. Угли состоят из водорослей, погруженных в основную массу лигнино-целлюлозного происхождения. Касьянит, как правило, залегает в виде линз различных размеров среди углей.

Кеннели имеют серый или слегка буроватый цвет, матовый или шелковистый блеск, раковистый излом. Слойчатость в кеннелях едва заметна. Они обладают значительной твердостью и высокой вязкостью, легко загораются от спички и горят как свеча, ярким коптящим пламенем, издавая запах жженной резины. Кеннели слагают линзы и прослои в пластах, сложенных гумусовыми углями различного возраста. Богхед-кеннели представляют собой переходную разность от кеннелей к богхеду.

Собственно сапропелиты состоят преимущественно из низших растений и объединяют богхеды, кеннель-богхеды и сапроколлиты. Богхеды обладают матовым блеском, однородной структурой, крупнораковистым изломом и небольшим удельным весом. Цвет богхеда в куске светло- и темно-коричневый. Как и кеннели, богхеды воспламеняются от спички и горят ярким пламенем. При выветривании богхеды темнеют, но вязкость и крепость почти не теряют.

Для большинства богхедов характерно залегание в виде линз ограниченного размера в основании пластов гумусовых углей.

Кеннель-богхеды часто называют полубогхедами, они характеризуются серовато-черным цветом, раковистым изломом, плотным сложением. Они менее крепкие, чем богхеды, часто имеют тенденцию к расщеплению по направлению на отдельные плитки.

Сапроколлиты по составу исходного материала аналогичны богхедам. В отличие от последних в сапроколлитах ОВ претерпело весьма глубокое разложение до коллоидальной однородной массы.

Внешне эти угли не отличаются от большинства богхедов. Сапроколлиты обладают большой плотностью, вязкостью, матовым блеском. Зольные разности имеют слоистую текстуру. Горят от спички.

К переходным образованиям от пород к углям относятся сильно зольные угли, углистые породы и горючие сланцы. Последние занимают особое положение среди углеводородных пород как по условиям образования, петрографии, так и по свойствам и отведенной им роли в топливно-химической промышленности.

Существует много определений понятия «горючий сланец» [Геология..., 1968; Кузнецов, 1975; Левин, 1982]. Обычно к нему относят осадочные тонокзернистые породы карбонатного, кремнистого или глинистого состава породы, содержащие 15—40 % ОВ.

Отсутствие крупных комплексных исследований не позволяет создать единую классификацию горючих сланцев. Известные классификации [Добрянский, 1947; Озеров, Полозов, 1970; Гинзбург, 1969; и др.] не нашли широкого применения, поскольку за основу в них принят какой-либо один параметр.

По вещественно-генетическому признаку горючие сланцы подразделяются на сапропелевые, гумусово- и остаточно-сапропелевые [Зеленин, Озеров, 1983].

Сапропелевые горючие сланцы встречаются довольно часто и образуют месторождения на больших площадях. Известны на всех континентах мира.

Внешне они представляют собой коричневые, буровато-коричневые, темно-бурые, плотные, иногда плитчатые сланцеватые породы, залегающие среди карбонатных, глинисто-карбонатных и фосфатных образований. Органическое вещество представлено преимущественно водорослями. Отсутствие гумусовой составляющей ОВ является особенностью сапропелевого типа горючих сланцев. Количество ОВ 15—40 %. Остальная часть горючих сланцев представлена минеральными компонентами, среди которых карбонатно-глинистый материал составляет от 15 до 40 %. Много остатков фауны беспозвоночных. Сланцы с карбонатной основой более богаты смолой (до 20 %).

Гумусово-сапропелевые сланцы пользуются преимущественным распространением. Отличительной особенностью данного типа горючих сланцев является заметно меньшее (чем в сапропелевых разностях) содержание ОВ (20—25 %). Количество гумусового вещества 10—30 %. Эти сланцы почти всегда содержат витринит, реже форменные элементы. Минеральная часть сланцев отличается большим разнообразием и представлена глинистыми минералами, кварцем, сульфидами, фосфатами.

Формирование ОВ гумусово-сапропелевых горючих сланцев происходит авто- и аллохтонным способами в крупных пресловодных озерах. Большая часть ОВ накапливается из остатков организмов, обитавших в озерах. Гумусовый материал приносился в водоем потоками и ветром. В период преобразования ОВ на диагенетической стадии существовали восстановительные условия.

Сапропелево-гумусовые горючие сланцы встречаются не так редко и связаны с угленосными отложениями. Обычно это небольшие месторождения горючих сланцев, богатых смолой (до 20 %), слагающих пласты от 1 до 10,0 м, или слои, залегающие либо в припочвенной, либо в прикровельной частях угольных пластов.

В основной массе сланцы данного типа бедны ОВ (не более 20 %). Сложности литологического и петрографического состава этих сланцев создают определенные трудности в отнесении их к тому или иному генетическому типу. В пределах одного и того же месторождения нередко наблюдаются фациальные замещения одного вида горючих сланцев другим или углем.

Г р а н о м о р ф н ы е п о р о д ы представляют собой природные органические соединения с первичной углеводородной основой, имеющие

твердую, вязкую и вязкожидкую консистенцию. Они образуют широкий спектр соединений от высокоуглеродистых разностей до отдельных классов или сложной смеси высокомолекулярных углеводородов, содержащих асфальтово-смолистые компоненты.

В связи с многозначностью термина «битум» неоднократно предпринимались попытки его замены. В. А. Успенский с соавторами [1964], предлагая сохранить генетическое значение понятия «битум», выделили в его объеме, используя терминологию, предложенную В. Н. Муратовым, понятие «нафтиды», объединяющее нефти и их природные дериваты, и «нафтоиды» — пиро- и тектогенетические аналоги нафтидов.

В настоящее время генетическая классификация битумов разработана слабо. Трудности вещественной систематики их вызваны тем, что они не являются индивидуальными химическими соединениями, а представляют собой сложные смеси. Физические и химические свойства битумов, как правило, изменяются плавно и постепенно при переходе от одних разновидностей к другим. Поэтому все вещественные классификации битумов основывались и основываются на комплексном подходе, допускающем некоторые элементы субъективизма в выборе различительных признаков. Вопросы вещественной и генетической классификации битумов наиболее полно разработаны в трудах В. А. Успенского и представителей его школы [Успенский и др., 1961, 1964, 1975]. Приведенная в табл. V. 1 вещественно-генетическая систематика природных битумов составлена по материалам В. А. Успенского и др. [1964, 1975], В. Г. Мелкова и др. [1975], В. В. Иванова [1975], А. М. Халимова и др. [1983]. В ней отражены общая генетическая систематика битумоидов и ряд макродиагностических параметров, позволяющих на основе небольшого количества характеристических признаков разграничивать битуминозные образования на отдельные группы.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ (МОП)

В настоящее время еще не ясно, что принять за индикатор перехода осадочной породы в метаморфическую: изменение структуры исходного вещества, как это намечалось, например, по исследованиям А. В. Копелиовича [1965], минеральные парагенезы, отражающие определенные температуру и давление, что принимается специалистами по метаморфизму, или нечто более определенное и не зависящее от вещественного состава, структурно-текстурных и других характеристик исходного осадка. Поскольку таких критериев пока не найдено, то в практической работе породы с макроскопическими характеристиками безусловных осадков, тогда, когда они не содержат новообразованных высокотемпературных минералов и не являются составной частью явно метаморфизованных толщ, рассматриваются как осадочные. В тех же случаях, когда они входят в состав ассоциации метаморфизованных пород и (или) им свойственны новообразованные минералы высоких температур и давлений, такие, как хлоритоиды, гранат, амфибол, андалузит, киннит и т. п., породы квалифицируются как метаморфизованные или метаосадочные. Явно метаморфизованные породы отличаются эндогенными характеристиками состава и реликтами осадочных структур при безусловно осадочном типе слоистых текстур, ритмичности, геометрии тел, форм контактов и соотношений с вмещающими образованиями. Породы с эндогенными структурно-вещественными характеристиками и слоистыми текстурами неопределенного генезиса классифицируются как метаморфические.

Метаморфизованные осадки с неявными следами метаморфизма свойственны главным образом рифею складчатых поясов и некоторым типам структурно-фациальных зон нижнего протерозоя, но встречаются

Вещественно-генетическая систематика

Генетический тип	Определяющие типы процессов	Группа	Подгруппа, класс	Физические	
				Цвет	Плотность, г/см ³
Гипергенный (окислительный)	Химическое и биохимическое окисление	Асфальты	Мальты	Черные	0,95—1,05
			Асфальты	Коричневые, черные	1,0—1,12
		Асфальтиты	Гильсониты	Черные	1,05
			Грэммиты	Черные	1,15—1,20
	Химическое окисление	Окисбитумы	Оксикериты	Бурые, темно-бурые	1,05—1,25
			Гумнокериты	Бурые, коричневые	1,25—1,50
Фазово-миграционный	Природная деасфальтизация нефтей газом или легкими метановыми углеводородами	Асфальтени-ты	Асфальты	Черные	
			Асфальтиты		
		Кериты	Черные	1,05—1,36	
		Антраксолиты	Черные	1,30—2,0	
	Дифференциация газоконденсатных смесей и высокопарафинистых нефтей при миграции	Озокериты	Озокериты	Коричневые, черные	0,84—0,97
Термально-метаморфический	Дифференциация продуктов пиролиза (парафинитов) в гидротермах	Пиронафтоиды (парафиниты)	Гатчетиты	Бесцветные	0,84—0,97
			Хризматиты	Зеленовато-желтые	1,0
			Элатериты	Светло-желтые	1,05—1,10
	Высокотемпературный пиролиз с последующей дифференциацией возгонов	Пиронафтоидные (кристаллические смолы)	Кертизиты	Черные	1,2
	Преобразование битумов в условиях метаморфизма (контактового, регионального, динамометаморфизма)	Метаморфо- и тектонафтоиды (кериты)	Альбертиты	Черные	1,05—1,1
			Импсониты	Черные	1,1—1,3

природных битумов (нафтидов и нафтоидов)

свойства					Растворимость		
твёрдость по Моосу	Электропроводность	Агрегатное состояние	Поведение при нагревании, температура размягчения	Конковое число	Хлороформ	КОН	H ₂ O
?	Нет	Вязкие, твердые	?	5—10	Полная	Нерастворимы	
0—1,0	Нет	Вязкие, твердые	20—110 °С	10—20	Полная	Нерастворимы	
1—2,5	Нет	Твердые	Плавятся, 80—175 °С	10—30	Полная	Нерастворимы	
1—2,5	Нет	Твердые	Разлагаются, 180—300 °С	30—55	Полная	Нерастворимы	
?	Нет	Порошки	Разлагаются	40—60	Частичная	Нерастворимы	
?	Нет	Рыхлые	Спекаются	40—60	Нерастворимы	Растворимы	Нерастворимы

Параметры близки таковым битумам гипергенного ряда

2—3	Нет	Твердые	Не плавятся	28—85	Частично	Нерастворимы	
2—4,5	Электропроводны	Твердые	Не плавятся	80—100	Нерастворимы		
1	Нет	Твердые	Размягчаются, 40—100 °С	?	Полная	Нерастворимы	
1	Нет	Воскообразные	20—70 °С	?	Полная	Нерастворимы	
1	Нет	Вазелиноподобные	20—70 °С	?	Полная	Нерастворимы	
1	Нет	Каучукоподобные	Не плавятся	?	Частично	Нерастворимы	
?	?	Твердые	?	?	Нерастворимы		
2—3	Нет	Твердые	Спекаются, выделяют жидкий дистиллят	25—50	Нерастворимы		
2—3	Нет	Твердые	Не спекаются, дистиллят мало	50—85	Нерастворимы		

Зависимость постдиагенетических трансформаций осадков от тектонофазии их преобразования и возраста пород

Возраст пород		абсолютный, млн лет	Пределы колебаний значения индекса постседиментационных преобразований осадков
стратиграфический			
Постдокембрий (фанерозой)	Кайнозойский	1—65	1—40
	Мезозойский	65—230	4—60
	Палеозойский	230—570	7—80
	Верхнепротерозойский (вендско-рифейский)	570—1650	9—120
Докембрий (криптозой)	Нижнепротерозойский (карельский)	1650—2700	12—140
	Архейский (доппийский + саамский)	2700—4500	15—170

среди дислоцированных толщ и более молодого возраста, вплоть до неогена включительно. Явно метаморфизованные и метаморфические породы определяют специфику дорифейских разрезов, причем первые развиты главным образом в нижнем протерозое и частично в верхнем архее, вторые в верхнем и повсеместно в нижнем архее; обе они проявлены, однако, и среди более молодых образований, вплоть до мезозоя, реже даже кайнозоя, но всегда локально лишь в связи с экзоконтактами, апикальными частями крупных гранитоидных интрузий или зонами линейных тектонических дислокаций.

Эмпирически установленные закономерности размещения в земной коре различно преобразованных осадков описываются формулой

$$I_n = D^3 / B,$$

где I_n — индекс постдиагенетического преобразования конкретного осадка; D — индекс дислоцированности, равный 1,2—10 соответственно номеру тектонофазии, которой принадлежит данная конкретная порода по шкале тектонофазий Е. И. Наталахи и др. [В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца, 1988]; B — возраст породы, млн лет. Расчеты показывают широкие пределы колебаний относительной интенсивности постседиментационных преобразований и их закономерное возрастание сверху вниз по разрезу стратисферы и в направлении увеличения интенсивности тектонических деформаций (от 1-й к 10-й тектонофазии) (табл. V.2).

Из табл. V.2 следует, что, возрастая параллельно с возрастом пород, интенсивность постседиментационных преобразований осадков остается функцией прежде всего динамической активности среды метаморфизма. Учет известного влияния на результат метаморфизма состава, структуры и текстуры преобразуемого субстрата еще затруднен и им пока чаще пренебрегают.

Если опереться на эмпирические данные и исходить из табл. V.2, то верхнюю границу метаморфизованных осадков правомерно соотносить с цифрой 10, как соответствующую минимальному значению I_n осадков на переходе от рифея к венду. За границу метаморфизованных и метаморфических пород в этом случае можно принять индекс 100, обозначающий наибольшее преобразование осадков на этой границе. Далее, приравняв I_n к проценту изменения минерального состава и структуры исходного осадка, можно определить переход метаморфизованных отложений в собственно метаморфические породы как полное преобразование исходных структурно-вещественных характеристик осадка, что и принимается сейчас большинством исследователей. В этом случае граница между осадочной и метаморфизованной осадочной породой (МОП) соответствует 10-процентному преобразованию состава и структуры исходных отложений.

Посмотрев на табл. V. 2 с изложенных позиций, можно увидеть, что, если метаморфизованные осадочные породы развиты по всему наблюдаемому разрезу литосферы, начиная с архея, и между постдокембрием и докембрием, то собственно метаморфические породы, т. е. породы, исходные признаки которых полностью преобразованы в метаморфические, свойственны исключительно докембрию, т. е. докембрий по степени метаморфизма качественно отличен от фанерозоя.

Отличия между метаморфизованными и метаморфическими породами и качественный скачок в этом показателе на границе постдокембрия и докембрия обуславливают дифференцированность подхода к их типизации и изучению. Первые исследуются как литолого-палеогеографические объекты с использованием методических приемов и терминологических принципов литологии, осадочной петрографии и структурной геологии, вторые — как эндогенные образования и изучаются со структурно-петрологических познаний с использованием приемов литолого-фацеального анализа осадочных толщ.

Метаморфизованным осадочным породам фанерозоя свойственно замещение по латерали осадочными отложениями; докембрийским — взаимопереходы в метаморфические образования. Первые характеризуют только тектонически активные области тектогенеза, вторые — элементы, наиболее пассивные в геотектоническом плане.

Среди метаморфизованных образований известны эквиваленты, по существу, всех разновидностей осадочных пород. Многие из них уверенно распознаются вплоть до появления палеогенанатектических образований, связанных с началом плавления и эндогенного течения вещества субстрата. Наиболее консервативны и уверенно диагностируемы псефиты; они сохраняют исходные признаки состава, текстуры, структуры, контактов и геометрии тел вплоть до переплавления и преобразования в мигматиты. Менее всего устойчивы хемогенные и биогенные осадки; их состав и структура повсеместно видоизменяются и уже на стадии зеленосланцевой фации их осадочные текстуры, контакты и морфология тел приобретают новые свойства, обусловленные более или менее существенным метаморфическим перераспределением вещества [В. З. Пегруца, Т. Ф. Пегруца, 1988; Савельев, 1977].

Среди пород, дометаморфические характеристики которых сохраняются в достаточной степени для однозначного определения их литологической принадлежности, различаются метапсефиты (метагалеичники или конгломераты, метабрекчии, метадресвяники), метасаммиты (метааркозы, метаграувакки и т. д.), метапелиты, метаксолиты, метабиолиты, т. е. те же литологические группы и разновидности, что среди неметаморфизованных осадков. Несмотря на очевидность осадочной породы, приставка мета здесь необходима как индикатор более или менее существенных искажений тонких характеристик обстановок образования пород и, следовательно, их учета при генетических построениях.

Стратифицированные образования, осадочная природа которых вероятна, но не очевидна, классифицируются как кристаллические. Среди них различаются гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы и т. д. [Петрография, 1986]. На конечном этапе исследований при должной аргументации осадочной принадлежности дометаморфического субстрата используется двойная терминология, например: гнейс по кварц-полевошпатовому песчанику, сланец по алевролиту, кварцит по силициту и т. п. Определяющими классификационными признаками в обоих случаях служат вещественный состав, структура и текстура пород.

Метаморфизованные породы обычно отличаются от осадочных раскристаллизованностью состава, вследствие чего их минеральные особенности легко улавливаются уже на стадии полевых работ и используются для типизации и как существенный классификационный признак. Значимость этого признака тем более, чем интенсивнее перекристаллизована порода и чем, следовательно, меньше в ней дометаморфических признаков.

Кремнисто-карбонатные, глинистые, другие хомогенные и тонкоотмученные осадки, как и цементирующее вещество разнообразных псаммитов и псефитов, приобретают полнокристаллическое состояние при переходе осадочной породы в метаморфическую. Одновременно видоизменяются конфигурация и состав псаммитовых и псефитовых частиц пород. Интенсивность и результаты этих изменений зависят от давления и температуры метаморфизма, однако определяющими здесь являются состав, структура, геометрия границ и внутренняя структура обломочных фракций, их соотношения между собой и с заполнителем, насыщенность метаморфизируемого осадка флюидами и их состав.

Чем порода изначально более грубозернистая и лучше отсортированная, более окатаны и изолированы друг от друга составляющие ее осадочные частицы, тем дольше сохраняются исходные минеральные характеристики терригенных компонентов осадков. Из этого следует вывод о ведущем значении при формировании метаморфизованной породы реагентоспособности конкретных терригенных минералов и их агрегатов на изменение температуры и давления. Наиболее устойчивые из них (хорошо окатанные гальки и валуны некоторых разновидностей пород, циркон, монацит) сохраняют свои терригенные характеристики, вплоть до ультраметаморфизма.

Понятно, что изменения в минеральном составе породы возможны лишь при определенной миграции составляющих ее химических компонентов. Однако оценка степени такой миграции затруднительна и неоднозначна. Неопределенны поэтому и суждения о соотношении между составом метаморфизованной породы и составом исходных осадков, из которых она возникла. Очевидна утеря исходными осадками газовой флюидной составляющей, тем большая, чем больше его содержание, однако когда (до или при метаморфизме), как (перераспределение между составными элементами породы, вынос за ее пределы, во вмещающие слои или за границами среды) и с какой полнотой (свободная часть, поровая составная; полностью, частично) она реализовалась, пока неясно. Многие исследователи приводят доказательства принципиальных изменений в вещественном составе субстрата при метаморфизме и предлагают различные способы реставрации дометаморфических пород [Головенко, 1977; Неелов, 1980; Предовский, 1980; В. Е. Руденко, Ю. А. Руденко, 1979]; некоторые отстаивают даже представления о том, что по химизму, а следовательно, и минеральному составу можно уверенно не только реставрировать состав исходного осадка и судить о его зрелости, составе питающей провинции и прочее, но и делать обоснованные выводы о таких важных характеристиках осадконакопления, как климат, тектонический режим, газово-солевой состав поверхностных вод, фацциальная обстановка и т. д. [Предовский, 1980; и др.]. Развиваются, однако, и противоположные представления. Установленным можно констатировать лишь то, что, во-первых, по химическому составу и ряду показательных геохимических характеристик МОИ обнаруживают полную аналогию с неметаморфизованными осадками и что среди них имеются геохимические аналоги, по существу, всех известных типов осадочных отложений; во-вторых толщам МОИ свойственны зоны метасоматоза и гидротермального прожилькования, значимость которых, состав и закономерности локализации подчиняются явному литологическому и фацциально-палеогеографическому контролю [Негруца, 1984].

Результативность и полнота изучения вещественного состава МОИ зависят также от тщательности и глубины исследования их структур и текстур.

Выраженная совокупностью морфометрических характеристик (размер, форма) и закономерностью взаиморасположения минеральных компонентов структура МОИ отражает движение вещества, предопределяемое динамикой среды становления наблюдаемых составных элементов породы. Чем менее активной была среда метаморфизма и чем соответственно ме-

нее интенсивно было при этом перераспределение вещества, тем, следовательно, больше в ней сохраняется черт структуры дометаморфического субстрата.

В тех случаях, когда наблюдаются дометаморфические минеральные компоненты, например в виде галек и валунов в конгломератах или обломочных фракций в метапесчаниках, очевидны и признаки исходных осадочных структур. Обломочные частицы могут при этом сохранить первичное ориентированное расположение или быть переориентированы. В случае пород, исходное вещество которых пацело перекристаллизовано, дометаморфические структуры приобретают принципиально новое качество. Однородная пелитоморфная структура, например, может быть преобразована в равномерно-средне- или даже крупнозернистую кристаллическую, пудинговая или мелкоконкреционная — в порфиробластическую и (или) очковую, неравномерно-зернистая псаммитовая — в средне-, крупнозернистую гранитную, хемогенная — в роговикую и т. д. Часто при этом очевидна зависимость метаморфической структуры от дометаморфической, которая оказывается как прямой, так и обратной. Так, обломки полевого шпата в неравномерно-зернистом аркозе при метаморфизме и переходе аркоза в гнейс или гранитогнейс выступают центрами перекристаллизации и преобразуются в соответствии с исходной формой в порфиробласты или изометричные очковые обособления. Песчано-глинистые отложения изначально сильно вадозные и пересыщенные коллоидами, благоприятны для формирования крупно- и гигантокристаллических пород типа кейвских кристаллосланцев. Приладожье поставляет показательный пример перехода глинистых отложений в конкреционные сланцы, по которым в свою очередь развиваются крупнопорфиробластические андалузит-ставролитовые сланцы [В. З. Перуца, Т. Ф. Перуца, 1988].

МОИ свойственны седиментогенные, постседиментогенно-дометаморфические, метаморфические и постметаморфические текстуры. Седиментогенные текстуры представлены всевозможными типами горизонтальной, волнистой и косой слоистости, знаков ряби, трещин усыхания, различных отпечатков и т. п., признаков, морфометрические характеристики которых предопределены условиями осадконакопления и идентичны соответствующим текстурам неметаморфизованных осадков. Они изучаются и интерпретируются как и соответствующие текстуры неметаморфизованных осадков [Ботвинкина, 1965, 1974; Буш, 1977; Вассоевич, 1948; Верзилин, 1979; Кутырев, 1968; Методы..., 1957; Справочник..., 1983]. При этом необходимо, во-первых, получить независимые доказательства осадочного происхождения изучаемой текстуры, поскольку морфологически сходные образования могут возникнуть вследствие некоторых взаимосочетаний тектонических деформаций метаморфизма и метасоматоза, а также при определенных условиях раскристаллизации магматического расплава; во-вторых, учесть искажающие влияния на исходные морфометрические характеристики, первоначальный наклон и ориентировку текстур складчато-разрывных дислокаций.

Постседиментогенно-дометаморфические текстуры отражают динамику и геохимические закономерности в процессе захоронения осадков и их переход из экзосферы в эндосферу Земли. Накладываясь на осадочные и будучи преобразованными метаморфизмом, они выражены неочетливо и за редкими исключениями улавливаются лишь при целенаправленных исследованиях, обычно с использованием пришлифовок и больших шлифов. Это новообразования типа колец Лизеганга, линзо- и платообразные конкреции, полосчатость по дометаморфическому кливажу, разного рода тектоническая расслоенность, прожилки, зоны диагенетических выражений, складчатые деформации и т. п. Здесь часты морфологические подобию как осадочных (трещин усыхания, валиков ряби, знаков течения, вептушеских даек, галек и т. п.), так и метаморфических (будинаж, по-

лосчатость, складки течения) текстур. Их распознавание и изучение, согласно требованиям к такому типу текстур, возможны только на основе тщательного изучения причинно-следственных связей осадочных и метаморфических текстур.

Метаморфические текстуры включают полосчатость, кристаллизационную сланцеватость, гнейсовидность, линейность, прожилкование различных вещественных наполнений и морфологии, другие текстуры, возникшие на метаморфической стадии эндогенного преобразования осадочной породы. Наиболее характерна, отчетливо выражена и чаще отмечается полосчатость, обусловленная чередованием более или менее тонких параллельных полос, различающихся по составу метаморфических минералов, цвету, текстуре. Ее в зависимости от методологической платформы исследователя принято рассматривать как следствие эндогенной дифференциации вещества при метаморфизме и сопровождающих его анатексисе, палингенезе, метасоматозе либо отождествлять со слоистостью. Оба этих подхода малоэффективны, ибо в первом случае утрачивается дометаморфическая история текстуры субстрата, т. е. первооснова метаморфических текстур; во втором вместе с потерей крайне важной информации для правильной оценки роли метаморфизма и метасоматоза в преобразовании исходных пород возможны принципиальные ошибки в генетической трактовке ритмичности и контактов отдельных типов пород, а следовательно, в структурных, стратиграфических и разнообразных палеопостроениях. Очевидно, что более плодотворен подход, при котором полосчатость в качестве отражения закономерностей группировки метаморфических минералов изучается как явление структурно-метаморфическое, преобразующее нечто со своими дометаморфическими текстурными особенностями. Главное здесь состоит в выяснении причинно-следственных связей метаморфо-метасоматических преобразований с дометаморфическими признаками субстрата.

Таким путем выясняется повсеместная зависимость метаморфической, включая и мигматитовую, полосчатости от дометаморфических текстур. Причем наряду с совпадением закономерностей изменения полосчатости и дометаморфических структур (например, соответствие метаморфической полосчатости градационной слоистости исходных осадков) выявляются и противоположные тенденции, когда кристаллизационная слоистость имеет по отношению к градационной слоистости терригенно-хемогенных отложений противоположную направленность.

Прочие метаморфические текстуры более очевидны, поскольку они обычно дискордантны по отношению к слоеподобным текстурам и имеют более или менее явный наложенный характер, установить который при должных структурных наблюдениях не составляет большой трудности.

Постметаморфические текстуры объединяют трещиноватость, «залеченную» прожилками, полосчатость разного рода, реже линейность, полосы дробления и другие следствия гипогенно-гипергенных, метасоматических, гидротермальных или контактово-метаморфических процессов. Они представляют информацию об истории метаморфизованной породы после ее выхода из эндосферы и вхождения в состав экзосферы Земли.

Последовательное изучение и сопоставительный анализ разновременных текстур позволяют определить гидродинамические особенности осадконакопления, а через них выйти на палеогеографический и тектонический режимы осадконакопления, а также проследить закономерности поведения вещества на пути перехода осадка в зону метаморфизма, при метаморфизме, выводе метаморфической породы в зону гипергенеза и начало его преобразования для перевода снова в осадок.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Физические свойства осадочных пород являются важной их качественной и количественной характеристикой при оценке емкостных и фильтрационных показателей, проведении инженерно-геологических изысканий и мелпоративных работ, поисках и разведке различных полезных ископаемых. Некоторые показатели физических свойств обусловлены требованиями ГОСТа, ОСТа, технологиями переработки сырья и формулами подсчета запасов.

Изучение физических свойств проводится различными лабораторными методами и в зависимости от поставленных задач. Так, при оценке коллекторских свойств пород обязательны определения их пористости, проницаемости, остаточной водонасыщенности, удельного и объемного весов [Калинко, 1963; Котяхов, 1977; Постседиментационные преобразования..., 1982]. В грунтоведении, кроме определения вышеуказанных свойств, большое значение имеют показатели пластичности, влажности и т. д. [Ломтадзе, 1984; Теоретические основы..., 1985]. Многие свойства пород взаимосвязаны и в целом выражают их физическое состояние в естественном залегании и в процессе переработки. Известный интерес вызывают такие параметры, как влажность и магнитное поле, радиоактивность и др.

Остановимся на описании методов определения тех физических свойств осадочных пород, которые наиболее часто используются в геологических исследованиях. Разделы «Удельный вес», «Пористость и трещиноватость», «Проницаемость» и др. написаны З. Я. Сердюк, «Влажность» — В. С. Кусковским и С. П. Охалиным, «Тепловые свойства» — Л. С. Соколовой, «Магнитные свойства» — Е. П. Вириной и С. С. Фаустовым, «Естественная радиоактивность» — В. М. Гавшиным.

УДЕЛЬНЫЙ ВЕС

Удельным весом называется отношение веса твердых частиц породы к их объему ($г/см^3$). Величина удельного веса пород определяется их минералогическим составом и присутствием органических веществ. Удельный вес главнейших породообразующих минералов песчаных и глинистых пород изменяется в сравнительно небольших пределах, вследствие чего и удельный вес минеральной части большинства этих пород изменяется незначительно (от 2,65 до 2,75 $г/см^3$). Уменьшается удельный вес пород от примеси растительных остатков, гумуса, торфа, углистого вещества и увеличивается от тяжелых рудных минералов ($>3 г/см^3$). Значения удельного веса используют в различных формулах, например, при вычислении пористости и коэффициента пористости.

ОБЪЕМНЫЙ ВЕС

Отношение веса породы или руды к ее объему называется объемным весом. Он зависит от минералогического состава, структуры, текстуры, пористости, трещиноватости, влажности породы, руды и является важным показателем в формулах подсчета запасов полезных ископаемых. Объемный вес пород ($г/см^3$) численно равен их плотности. Чем

меньше плотность, тем больше пористость, влагоемкость пород. Определяют объемный вес сухой породы (высушенной в сушильном шкафу в течение 24 ч при 105—110 °С) и объемный вес породы с естественной влажностью.

При правильной геометрической форме образца объем его после взвешивания определяется путем обмера питангенциркулем с точностью до 0,01 см. Отношение веса образца к его объему, полученному обмером, и даст значение объемного веса. При неправильной форме и малом размере образца, после его взвешивания, он насыщается керосином и объемный вес определяется гидростатическим методом.

Определение объемного веса образца слабосцементированной или рыхлой породы выполняется с помощью предварительного его высушивания и парафинирования.

ПОРИСТОСТЬ И ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Эти физические показатели пород являются важной их характеристикой. Пористость пород обусловлена пустотами (порами) капиллярных и субкапиллярных размеров разного генезиса. Она бывает первичной (сингенетичной) и вторичной (эпигенетичной). Первая возникает в процессе формирования пород и их диагенетического преобразования; вторая — при их преобразовании, в процессе разложения некоторых минералов и органических остатков, растворения и выщелачивания цемента, образования микротрещин, разуплотнения и т. д.

Для коллекторов нефти и газа емкостью являются свободные поры, каверны и трещинки. Существует понятие полной пористости, включающее в себя абсолютно все поры породы (открытые и закрытые). Под открытой пористостью породы подразумевается емкость всех сообщающихся пор. Размер пор в трех измерениях не превышает 2 мм, а все пустоты крупнее этого размера относятся к кавернам. Емкость последних определяется иначе, чем пор. В тектонически нарушенных породах емкость обусловлена трещинами. Определение доли участия их в общей емкости породы-коллектора проводится специальными методами [Калинко, 1963; Котяхов и др., 1948].

Полная (абсолютная) пористость породы характеризуется коэффициентом полной пористости (m_n), который представляет отношение суммарного объема всех пор (V_n) к объему породы (V_0), т. е.

$$m_n = \frac{V_n}{V_0} \cdot \quad (VI.1)$$

Определение коэффициента полной пористости необходимо для характеристики нефтяных залежей, водоносных пластов, оценки их запасов, а также для сравнения отдельных пластов-коллекторов или различных пропластиков одного и того же пласта.

При инженерно-геологической оценке пород пористость определяет их плотность, прочность, деформируемость, влагоемкость, влияет на водопроницаемость, сопротивляемость выветриванию, морозоустойчивость, сейсмостойкость и другие свойства, имеющие большое практическое значение [Сергеев и др., 1978].

Открытая пористость характеризуется коэффициентом открытой пористости — отношением открытых пор образца к объему породы:

$$m_o = \frac{V_{оп}}{V_0} \cdot \quad (VI.2)$$

Существует также понятие эффективной пористости, которая характеризуется коэффициентом эффективной пористости. Под эффективной пористостью нефтегазонасыщенных пород понимается объем проточных пор,

через которые возможно движение жидкостей и газов при градиентах давления, соответствующих природным условиям [Калинко, 1963].

Коэффициентом эффективной пористости (m_e) называется отношение эффективного объема пор (V_e) породы к общему объему образца (V_0):

$$m_e = \frac{V_e}{V_0}. \quad (VI.3)$$

Существует также динамическая пористость, которая отождествляется с движущимся в порах объемом газов или жидкостей. Она всегда меньше эффективной из-за исключения части эффективного объема пор, вследствие неподвижности в ней газов и жидкостей за счет проявления поверхностно-молекулярных сил. Динамическая пористость характеризует не только породу, но и физико-химические свойства насыщающих ее газов и жидкостей.

Динамическая пористость характеризуется коэффициентом динамической пористости, под которым понимается отношение объема (V_g) движущейся в породе жидкости к объему (V_0) породы:

$$m_g = \frac{V_g}{V_0}. \quad (VI.4)$$

Динамическая пористость представляет интерес при подсчете извлекаемых запасов нефти при вытеснении ее водой.

Рассмотрим некоторые исходные положения определения пористости. Если объем минеральной части образца обозначить через V_M , то выражение (VI.1) примет вид

$$m_n = 1 - \frac{V_M}{V_0}. \quad (VI.5)$$

Выразив объем V_M и объем породы V_0 соответственно через их массу и плотность ρ_M и ρ_0 , можно формулу представить следующим образом:

$$m_n = 1 - \frac{\rho_0}{\rho_M}, \quad (VI.6)$$

где ρ_0 — плотность породы, ρ_M — плотность ее минеральной части. Из формул (VI.1), (VI.5) и (VI.6) видно, что коэффициент полной пористости породы можно определить, если известны объем образца и объем содержащихся в нем пор или объем образца и объем твердой фазы, или плотность породы и слагающих ее частиц. Для подсчета же, например, эффективной и динамической пористости пригодны только формулы (VI.3), (VI.4). При определении их параметров необходимо измерить объем исследуемого образца и определить в одном случае эффективный объем пор, а в другом — объем движущейся жидкости.

Выбор способа определения пористости будет зависеть от определяемого коэффициента пористости и степени сцементированности породы. Следует заметить, что породы-коллекторы нередко неоднородны по составу и свойствам не только в пределах одного продуктивного пласта, но и отдельного образца.

Кавернозность пород характеризуется коэффициентом кавернозности (m_k), представляющим собою отношение суммарного объема всех каверн (V_k) к объему породы (V_0):

$$m_k = \frac{V_k}{V_0} \quad (VI.7)$$

или

$$m_k = \frac{V_0 - V_M}{V_0} = 1 - \frac{V_M}{V_0}, \quad (VI.8)$$

где V_M — объем минеральной части породы ρ_M и породы ρ_0 , то формулу (VI.8) можно выразить так:

$$m_k = 1 - \frac{\rho_0}{\rho_M}. \quad (VI.9)$$

Если в породе имеются поры и каверны, то формула (VI.8) примет вид

$$m_k = 1 - \frac{V_{nM}}{V_0}, \quad (\text{VI.10})$$

где V_{nM} — объем минерального вещества с порами, равный частному от деления массы образца ρ_0 на плотность пористой части породы ρ_n ; V_0 — объем образца кавернозно-пористой породы, равный частному от деления массы образца ρ_0 на его плотность ρ_k . По аналогии с формулой (VI.9) будем иметь

$$m_k = 1 - \frac{\rho_k}{\rho_n}. \quad (\text{VI.11})$$

Это значит, что для определения коэффициента кавернозности образца пористо-кавернозной породы необходимо знать плотность этой породы ρ_k и плотность пористой части матрицы ρ_n .

Объем V_{nM} в формуле (VI.10) можно расчленить на объем пор V_n и на объем минерального вещества в исследуемом образце V_M . Тогда формула (VI.10) будет иметь вид

$$m_k = 1 - \frac{V_n}{V_0} - \frac{V_M}{V_0}. \quad (\text{VI.12})$$

Здесь отношение V_n/V_0 характеризует пористую часть породы и представляет собой коэффициент полной пористости m_n . Отношение объема твердой фазы (V_M) к объему образца (V_0) можно представить как отношение плотности кавернозно-пористого образца (ρ_k) к плотности вещества твердой фазы (ρ_M). Исходя из этого, формулу (VI.12) можно представить так:

$$m_k = 1 - m_n - \frac{\rho_k}{\rho_M} \quad (\text{VI.13})$$

или

$$m_k + m_n = 1 - \frac{\rho_k}{\rho_M}. \quad (\text{VI.14})$$

Таким образом, коэффициент кавернозности, определяемый формулой (VI.11), характеризует часть емкости пористо-кавернозного образца породы, а вторая часть ее, составляющая поры, характеризуется коэффициентом пористости. Пользуясь формулами (VI.11) и (VI.14), можно оценить емкость пор и каверн в породе раздельно и совместно.

Коэффициенты полной и эффективной пористости обычно выражают в процентах; для этого величины, получаемые по формулам (VI.1), (VI.3), (VI.5)—(VI.7), (VI.9), (VI.11), (VI.14) и т. д., должны быть умножены на 100.

Параметры трещиноватости определяются по методу шлифов ВНИГРИ, который позволяет получать их качественную и количественную характеристики [Гмид, Леви, 1972; Смахов, 1961]. При количественной характеристике устанавливаются относительные величины трещинной пористости, трещинной проницаемости, объемной плотности (или густоты) трещин в породах изучаемого разреза.

ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Это свойство пористой среды пропускать через себя жидкость или газ при наличии перепада давлений [Калинко, 1963; Котяхов, 1977; Постседиментационные преобразования..., 1982]. Почти все осадочные породы обладают проницаемостью, только одни из них большей, а другие — меньшей (в зависимости от размера капиллярных пор). Экс-

периментально и расчетным путем установлено, что основная масса нефти, получаемой при эксплуатации нефтяных залежей, поступает в скважины по поровым каналам, размер которых больше 1 мкм. Однако это не означает, что в порах размером меньше 1 мкм не происходит движение жидкости.

Проницаемость пористой среды зависит не только от размера пор, но и от характера движения в них жидкостей и газов. Физико-химические свойства последних влияют на условия их движения. Для характеристики проницаемости пород введены понятия абсолютной, эффективной и относительной проницаемости.

Под абсолютной проницаемостью понимают проницаемость, характеризующую только физические свойства породы. Эффективная проницаемость наряду с физическими свойствами породы характеризует также физико-химические свойства жидкостей и газов, характер движения их в поровых каналах. Под эффективной проницаемостью принято понимать проницаемость пород для какой-то одной жидкости или газа при движении в них многообразных систем или наличии в порах неподвижной жидкости, или, наконец, проницаемости пород для жидкости, когда существенно влияние молекулярных явлений на границе жидкость — порода. К эффективной проницаемости нефтесодержащих пород относится также проницаемость их в естественных условиях при двух- и трехфазном насыщении.

Относительная проницаемость пористой среды выражается отношением эффективной проницаемости к абсолютной (%).

Количественно проницаемость любых пород может быть определена из закона линейной фильтрации Дарси:

$$q = \frac{k\Delta P}{\mu\Delta l}, \quad (\text{VI.15})$$

где q — расход жидкости за 1 с через 1 см²; μ — динамическая вязкость жидкости, (дин·с) см²; $\Delta P/\Delta l$ — градиент давления, дин/см³; k — коэффициент проницаемости, характеризующий проницаемость пород. Она измеряется в единицах дарси или миллидарси. За единицу дарси принимается проницаемость, при которой через поперечное сечение 1 см² и перепаде давлений, равном 1 атм (760 мм) на 1 см длины, за 1 с проходит 1 см³ жидкости с вязкостью 1 сП.

Проницаемость пород определяется по формуле

$$K = \frac{Ql\eta}{St(P_1 - P_2)} \text{ дарси} \quad (\text{VI.16})$$

или

$$K = \frac{Ql \cdot 1000}{St(P_1 - P_2)} \text{ миллидарси}, \quad (\text{VI.17})$$

где K — коэффициент проницаемости; Q — количество жидкости, профильтровавшейся через образец за t с, см³; l — длина образца, см; η — вязкость жидкости при температуре проведения опыта, сП; S — площадь поперечного сечения образца, см²; P_1 — давление перед образцом, ат; P_2 — давление после образца, ат; t — время, с.

По классификации А. А. Ханина, все породы разделяются на шесть классов [Ханин, 1976]: I — очень хорошо проницаемые, $K > 1,0$ дарси; II — хорошо проницаемые, K от 1,0 до 0,1 дарси; III — среднепроницаемые, K от 0,1 до 0,01 дарси, IV — слабопроницаемые, K от 0,01 до 0,001 дарси; V — очень слабо проницаемые, K от 1 до 0,1 миллидарси; VI — практически непроницаемые, $K < 0,1$ миллидарси.

Проницаемость горных пород определяют путем измерения скорости прохождения жидкости или газа через образец исследуемой породы.

ВОДО- И НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТЬ ПОРОДЫ

Эти показатели имеют большое значение при подсчете запасов нефти и газа месторождений, выборе метода вторичной эксплуатации и определении нефтеотдачи пластов при различных режимах вытеснения из них нефти. Поэтому условия отбора и упаковка керна, а также определения остаточной водо-нефтенасыщенности кернов должны способствовать получению данных, которые отражали бы истинную картину исследуемого пласта. Для этого необходимо при отборе кернов предотвратить проникновение в них посторонней жидкости (глинистого раствора) и своевременно надежно их запарафинировать [Калпико, 1963; Котяхов, 1977; Постседиментационные преобразования..., 1982].

Вычисление результатов производят по специальной форме (таблице). Объем нефти вычисляют как частное от деления ее веса на плотность, а вес нефти можно вычислить как разность между общей потерей веса образца при экстрагировании ($P_2 - P_4$) и весом воды $V_в/\gamma_в$. Поскольку $\gamma_в$ можно принять равной единице, то объем нефти равен

$$V_n = \frac{1}{\gamma_n} (P_2 - P_4 - V_b). \quad (\text{VI.18})$$

Под коэффициентом нефтенасыщенности S_n принимают степень заполнения пор, выраженную в процентах; следовательно, он должен быть равен отношению объема нефти к объему пор в породе:

$$S_n = \frac{V_n \cdot 100}{V_{\text{пор}}}. \quad (\text{VI.19})$$

Объем пор можно выразить как произведение объема породы на коэффициент пористости (в долях единицы):

$$V_{\text{пор}} = m V_{\text{породы}}. \quad (\text{VI.20})$$

Заменяя объем породы частным от деления ее веса на плотность, имеем

$$V_{\text{пор}} = m \frac{P_4}{\gamma_n}, \quad (\text{VI.21})$$

следовательно,

$$S_n = \frac{100 \cdot V_n}{m \frac{P_4}{\gamma_n}} = \frac{100 \cdot V_n \cdot \gamma_n}{m P_4}. \quad (\text{VI.22})$$

Аналогично этому вычисляется коэффициент водонасыщенности:

$$S_v = \frac{100 \cdot V_b}{m P_4}. \quad (\text{VI.23})$$

Для вычисления коэффициентов нефте- и водонасыщенности необходимы также данные о плотностях нефти (γ_n) и породы (γ_n). При наличии залежи нефти образцы последней детально исследуются, при этом определяется и ее плотность. Эти данные используются при вычислениях. Плотность воды принимается равной единице. Данные о пористости и удельном весе породы определяют в результате проведения соответствующих анализов.

В вышеприведенных формулах: P_0 — вес (γ) пустого стаканчика; P_1 — стаканчика с образцом до экстракции; P_2 — образца до экстракции, $P_1 - P_0$; P_3 — стаканчика с образцом после экстракции; P_4 — образца после экстракции, $P_3 - kP_0$; m — коэффициент пористости (в долях единицы).

УПРУГИЕ СВОЙСТВА

Скорость продольных волн в осадочных породах зависит от петрографического типа породы и степени их вторичной преобразованности, уплотнения, водонасыщенности. Скорость продольных волн воз-

растает во всех типах пород сверху до низу. В мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты скорости продольных волн в водонасыщенных аргиллитах колеблются от 1860 до 3350 м/с, алевролитов — от 1570 до 3500, песчаников — от 1290 до 3000 м/с. А в отложениях палеозоя скорости продольных волн возрастают соответственно в аргиллитах до 4440—5900 м/с, в алевролитах до 4110—5990, известняки имеют скорости продольных волн от 6000 до 6750, а доломиты (в основном метасоматические) — от 6100 до 7000 м/с и более.

Отношение скоростей в крест и параллельно слоистости (V_{\perp} и V_{\parallel}) характеризует анизотропию породы. Чаще всего коэффициент анизотропии тем меньше, чем ближе дробь к единице. Имеющиеся материалы показывают, что для большей части разрезов Западной Сибири скорости продольных волн, измеренные вдоль напластования и в крест слоистости, различаются на 20—30 %, а иногда и больше, причем, $V_{\perp} < V_{\parallel}$. Поэтому, если на глубине в естественных условиях залегания пород эта разница уже несколько уменьшается, то и тогда при интерпретации данных полевой сейсморазведки необходимо учитывать степень анизотропии пород.

ПЛАСТИЧНОСТЬ

Под пластичностью плотных горных пород понимается их способность к деформациям, не нарушающим сплошности пород и не исчезающим после удаления силы, вызвавшей эти деформации. Объем деформируемой породы почти не изменяется, но форма и внутренняя ее структура сильно преобразуются.

Под пластичностью рыхлых пород понимается способность их образовывать с водой массу, которая под влиянием внешних условий может принимать любую форму без образования трещин и сохранять ее после прекращения деформирующего воздействия.

Для оценки строительных качеств пород эти физические характеристики имеют первостепенное значение. Важны они и при оценке глинистых пород как нерудного сырья.

Обычно пластичность характеризуется определенными влажностями, которые принято называть пределами консистенции. Наиболее важными из них для определения физического состояния глинистой, суглинистой породы являются пределы текучести и пластичности. Первый соответствует такой влажности, при незначительном повышении которой глинистая порода нарушенного сложения из пластичного состояния переходит в текучее и становится вязкой жидкостью. Предел пластичности соответствует влажности, при которой порода нарушенного сложения из полутвердого состояния переходит в пластичное.

Новейшие исследования показывают, что пластичность пород зависит в основном от минерального состава их тонкодисперсной части ($<0,002$ мм). Глинистые монтмориллонитовые породы всегда более пластичны, чем гидрослюдистые, а последние более пластичны, чем каолинитовые. Пластичность пород зависит и от состава обменных катионов и емкости поглощения.

Связь между составом глинистых пород, их коллоидно-химическими свойствами и пластичностью выражают показателем коллоидной активности. Этот показатель характеризует относительное содержание в тонкодисперсной части глинистой породы минералов с различной коллоидно-химической активностью:

$$A_k = \frac{W_T - W_P}{M_c} = \frac{I_n}{M_c}, \quad (\text{VI.24})$$

где A_k — показатель коллоидной активности; W_T — предел текучести, %; W_P — предел пластичности, %; M_c — содержание глинистых частиц ($<0,002$ мм) в породе, %; I_n — число пластичности.

По показателю A_k глинистые породы подразделяются на три группы: 1) $A_k > 1,25$, породы с высокой коллоидной активностью (высокоактивные гидрофильные глины, обычно монтмориллонитовые); 2) $1,25 > A_k > 0,75$, породы со средней коллоидной активностью (нормально-активные глины); 3) $A_k < 0,75$, породы с низкой коллоидной активностью (неактивные, слабогидрофильные глины, обычно каолинистые).

Глинистые породы первой группы имеют высокую влагоемкость, при увлажнении набухают, значительно уплотняются под действием внешней нагрузки, могут резко менять прочность при увлажнении. У таких пород высокая емкость поглощения и их свойства в значительной степени зависят от состава обменных катионов.

Так как изменение пластичности пород под влиянием тех или иных факторов связано главным образом с изменением предела текучести, многие исследователи уже давно используют его для характеристики состава и активности глинистых пород. Породы, обладающие высокими значениями W_T и I_n , относятся к тяжелым глинистым разностям, которые высокопластичны и активны в физико-химическом отношении.

ВЛАЖНОСТЬ

В естественных природных условиях осадочные горные породы всегда содержат то или иное количество воды. Влажность осадочных горных пород является очень важной характеристикой их физического состояния, определяющей как направленность изменения горных пород, так и прочностные свойства при использовании в инженерных целях. Влажность горных пород в количественном отношении выражается через такие показатели, как весовая (естественная) и относительная (степень или коэффициент) влажность. Под весовой влажностью породы понимается количество воды, содержащееся в ее порах или трещинах в естественных условиях. Оно определяется как отношение массы воды, содержащейся в порах и трещинах породы, к массе сухой породы, высушивание которой ведется при температурах 105—107 °С. Если массу горной породы в естественном состоянии вместе с содержащейся в ней водой обозначим через m , а массу высушенной той же породы через m_1 , то весовая влажность выразится формулой

$$W = \frac{m - m_1}{m_1} \cdot 100\% . \quad (\text{VI.25})$$

Относительная влажность породы определяет степень заполнения ее пор водой, она обычно выражается в долях единицы. Если относительную влажность обозначим через S , то она выразится формулой

$$S = \frac{W \cdot \rho \cdot (100 - n)}{n} , \quad (\text{VI.26})$$

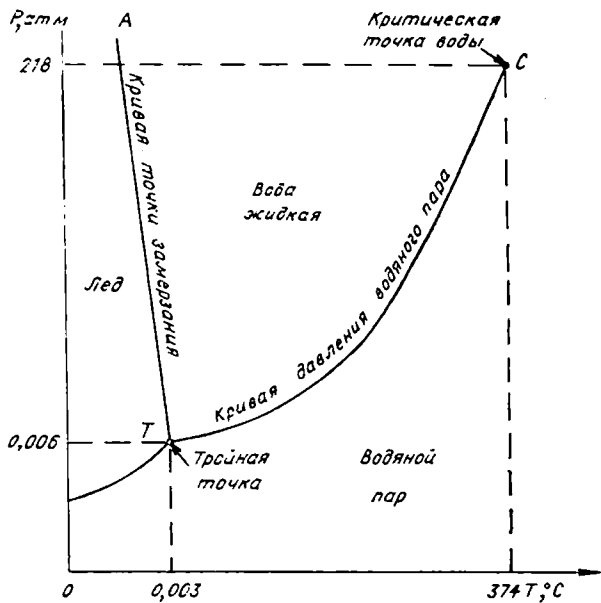
где W — естественная влажность породы, %; ρ — плотность частиц породы; n — пористость, %.

В горных породах, залегающих выше зеркала подземных вод (в зоне аэрации), содержание воды в течение года испытывает сезонные колебания в зависимости от глубины залегания, температуры, давления и влажности воздуха, испарения, осадков и др. В зависимости от содержания воды рыхлые горные породы делятся на четыре основные группы: сухие породы, $S = 0-0,2$; слабовлажные, $S = 0,2-0,4$; влажные, $S = 0,4-0,8$ и насыщенные водой, $S = 0,8-1,0$.

Влажность определяет состояние горных пород, имеющих преимущественно глинистый состав. Эти породы обладают пластичными свойствами.

Разность между пределами текучести и пластичности называется числом пластичности, которое указывает диапазон влажности, в пределах

Рис. VI. 1. Диаграмма фазового состояния воды в зависимости от температуры и давления; по К. Краускопфу [1961].



последней глинистая порода находится в пластическом состоянии. Число пластичности отражает многие особенности состава и свойств глинистых пород и может быть использовано в качестве их обобщенной характеристики. Так, на число пластичности влияет granulометрический и особенно минеральный состав породы, который отражает изменения состава катионов, поглощенных в поверхностном слое минеральных частиц, при этом одновалентные катионы (K^+ , Na^+ , Li^+), обладающие наиболее высокой энергией гидратации, повышают пластичность, а двухвалентные (Ca^{2+} , Mg^{2+}) — наоборот. По мнению некоторых исследователей [Злочевская и др., 1985], число пластичности может характеризовать с определенной достоверностью литологические различия глинистых пород. Как показали исследования И. В. Попова, Р. И. Злочевской и В. И. Дивисиловой, определенную роль в проявлении пластичности пород играет концентрация порового раствора, при достижении которой более чем 0,1 н. пластичность пород заметно уменьшается независимо от валентности иона. Необходимо подчеркнуть, что пластичность глинистых пород наблюдается только при замачивании водой, контакт же с органическими жидкостями (толуол, керосин и др.) приводит к полной потере пластичности.

Ниже зеркала подземных вод влажность горных пород менее подвержена колебаниям и является максимально возможной для данных пород и условий их залегания. Под влиянием постгенетических процессов влажность горных пород также изменяется в больших пределах. Так, естественная влажность сланцевого аргиллита составляет 3—4 %, аргиллита — 3—15, глины уплотненной — 12—35, глины мягкой — 30—80, а глинистого ила — 75—80 % [Ломтадзе, 1970].

Вода в горных породах может быть встречена на глубине более 2—3 км в областях современной вулканической деятельности и глубже 12—20 км на континентах [Основы..., 1980]. У нижней границы водонасыщенной зоны вода отмечается преимущественно в кристаллической решетке минералов, высвобождение которой происходит при высоких температурах (300—600 °C). Ниже водонасыщенной зоны вода находится в надкритическом состоянии. Критическими для чистой воды считаются температура 374—450 °C и давление свыше 218 атм (рис. VI.1). При больших значениях температуры и давления молекулы H_2O приобретают скорость молекул газа, а плотность становится близкой к 1. Вода в таком состоянии имеет характерные свойства. У нее уменьшается вязкость, возрастает растворяющая способность. Водородные связи очень непрочны, и происходит распад молекул H^+ и OH^- [Основы..., 1980].

В пределах водонасыщенной зоны воды в осадочных горных породах можно систематизировать по механизму образования и энергии связи с поверхностью минеральной частицы (табл. VI.1). Кроме этого, различают воду в твердом и газообразном состоянии.

Классификация форм влаги в горных породах при $t > 0^\circ\text{C}$ (по Р. С. Злочевской и др. [1985])

Категория	Тип	Вид
Связанная	Кристаллическая структура минерала (химическая связь 840—84 кДж/моль)	Конституционная (немолекулярная форма воды в виде гидрокристаллов) Кристаллизационная (в виде кристаллогидратов) Координационно-связанная (связанная координационно-ненасыщенными атомами и понами кристаллической решетки)
!	Адсорбционно-связанная поверхность (физико-химическая связь с энергией 84—0,42 кДж/моль)	Мономолекулярная (первичная) адсорбция Полимолекулярная (вторичная) адсорбция (толщина пленки до 0,002 мкм)
!	«Осмотически» поглощенная, $P_b = 1-0,5$ МПа, энтропийный характер поглощения за счет осмотических сил при концентрации порового раствора менее 0,1 н., толщина пленки от 0,001 до 0,01 мкм; находится в области двойного электрического слоя	
!	Капиллярно-поглощенная (физико-механический характер поглощения за счет менисковых сил, $P_b = 10-0,001$ МПа, удерживается в ультра-, микро- и мезокапиллярных порах)	Капиллярно-конденсированная, $P_b = 10-1$ МПа (образуется за счет капиллярной компенсации в разобращенных капиллярных порах диаметром 0,0015—0,03 мкм) Капиллярно-осмотическая, $P_b = 1-0,1$ МПа (образуется в ультракапиллярных, занятых осмотической водой, диаметром 0,1—0,1 мкм) Собственно капиллярная, $P_b = 0,1-0,01$ МПа (образуется в микрокапиллярах, сквозных порах диаметром 0,1—10 мкм) Капиллярно-гравитационная, $P_b = 0,01-0,001$ МПа (образуется в мезокапиллярных порах диаметром 10—100 мкм)
!	Гравитационная (находится только под действием сил гравитации в порах диаметром более 100 мкм)	Иммобилизованная в замкнутых крупных порах Текучая
Свободная вода (в жидком)		

Мономолекулярная влага приурочена к энергетически активным участкам частицы. Е. М. Сергеев [1978] назвал ее «водой углов и сколов поверхности кристаллической решетки». Количество воды мономолекулярной адсорбции определяется в интервале относительных давлений пара P/P_s от 0 до 0,3, где P — давление пара, P_s — давление насыщенного пара. Для грунтов, не содержащих минералы с разбухающей решеткой (супесей, суглинков), количество воды «монослоя» близко к лабораторной гигроскопической влажности (при $P/P_s \approx 0,4$) воздушно-сухого грунта. Удаляется она при температуре 150—300 °С. Количество воды полимолекулярной адсорбции можно оценить по влажности образца при $P/P_s = 0,9$. Эта вода может быть удалена при температуре 90—120 °С.

При взаимодействии минеральной частицы с газом при высоком относительном давлении $P/P_s = 0,9-1,0$ образуется капиллярно-конденсированная влага. В водонасыщенных горных породах этот вид воды отсутствует.

Содержание прочносвязанной с минеральной частицей воды «молекулярной» и «полислоев» увеличивается с ростом дисперсности породы, с увеличением минералов с раздвижными кристаллическими решетками. Если в поро-

с размером фракций 0,1—0,05 мм гигроскопичность составляет 0,02 %, то в породах с фракциями около 0,001—0,86 %. Глины монтмориллонитового состава могут иметь влажность воздушно-сухих образцов до 20, а каолинитовых — менее 1 %. Адсорбционная способность частиц <0,001 мм для различных минералов колеблется в широких пределах. Так, для кварца количество адсорбционной воды составляет 0,87, а для мусковита — около 40 % [Справочное руководство..., 1958].

При взаимодействии горных пород с водой (водным раствором) механизм адсорбции осложняется другими процессами, в частности осмосом. Количество «осмотически» поглощенной и капиллярно-осмотической влаги можно определить расчетным методом, а для набухающих грунтов — по влажности свободного набухания, так как основное приращение объема набухающих грунтов происходит за счет осмотической воды. Доля последней в грубодисперсных грунтах незначительна, а большая часть пор занята влагой типа капиллярной и свободной «иммобилизованной» в крупных порах.

Отмеченные категории воды при высоких давлениях переходят в свободное состояние. Выше давлений 20—50 МПа объемы отжатой воды уменьшаются [Сергеев, 1978]. Явление отжатия связанных (поровых) вод широко распространено в толщах переслаивания глинистых и песчаных отложений, в которых под давлением вышележащих пластов воды глинистых отложений выдавливаются в песчаные слои.

Состав связанных (поровых) вод определяется литолого-фациальным и минералогическим составом пород, активностью водообмена и т. д. В условиях зоны гипергенеза состав связанных вод чаще всего близок составу свободных, с глубиной эти различия возрастают, где минерализация связанной воды может быть во много раз больше минерализации свободной.

Макрокомпонентный химический состав поровых вод определяется содержанием Ca^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} . Среди микрокомпонентов присутствуют Cu, Zn, V, Ni, Co, Bi, Ba, Sb, Li и т. д. Наряду с содержанием органического вещества в связанных водах обнаружены микроорганизмы, которые очень влияют на состав связанных (поровых) вод [Основы..., 1982; Поровые растворы..., 1981].

По своим свойствам эти типы вод отличаются от свободных. Наибольшие изменения претерпевает прочносвязанная вода моно- и полисоев. Для нее характерна высокая вязкость, упругость и прочность на сдвиг. Плотность составляет 1,2—1,4 г/см³, температура замерзания —78 °С. Для связанной воды характерна низкая растворяющая способность. Различия связанной и свободной воды даны в табл. VI.2.

Изучение связанных вод необходимо для решения многих фундаментальных вопросов геологии и гидрогеологии, таких, как диагенез, катагенез и метаморфизм горных пород, генезис углеводородов, рудообразующих растворов и формирование состава подземных вод.

Влагоемкостью называется способность горных пород поглощать и удерживать определенное для данных геологических условий количество воды. В соответствии с категориями воды различают несколько характеристических значений влагоемкости: максимальная гигроскопическая, максимальная молекулярная, капиллярная и полная. Их значения для одной и той же горной породы зависят от метода определения и носят условный характер.

Максимальную молекулярную влагоемкость можно рассматривать как суммарное содержание адсорбционно-связанной и части осмотической воды. Эта величина является условной и зависит от методики определения. В лабораторных условиях величина максимальной молекулярной влагоемкости определяется методами влагоемких сред и высоких колонн, иногда методом центрифугирования. Наиболее распространен метод влагоемких сред, он применяется для песчаных и глинистых пород, не содержащих частиц крупнее 0,5 мм. Метод высоких колонн используется для песчаных пород.

Таблица VI.2

Некоторые физические и термодинамические свойства свободной (1) и связанной (2) воды в состоянии абсолютной нейтральности (по С. Л. Шварцеву [1982])

Показатель воды	1	2
pH	7,0	3,6
Eh	0,4	-0,15
Парциальное давление, O ₂ , атм	10 ^{-27,56}	10 ^{-5,86}
H ₂ , атм	10 ^{-27,56}	10 ^{-5,56}
Константа диссоциации	10 ^{-14,0}	10 ^{-7,15}
разложения	10 ^{-83,1}	10 ^{-17,0}
ΔF, обр. H ₂ O, ккал	-56,69	-37,7
ΔF, обр. OH ⁻ , ккал	-37,595	-6,1
Плотность, г/см ³	1,0	1,4
Диэлектрическая постоянная	78,3	10-20

Величина максимальной молекулярной влагоемкости зависит от минерального и гранулометрического состава пород и от состава обменных катионов.

Влажность грунта, у которого все капиллярные поры заполнены водой, называют капиллярной влагоемкостью.

Капиллярная влагоемкость глинистых грунтов обусловлена содержанием собственно капиллярной влаги, а песчаных грунтов — капиллярно-гравитационной и иммобилизованной воды. Капиллярная вода способна передавать гидростатическое давление. Температура замерзания ниже 0 °C (-12 °C). Капиллярная вода может располагаться как в виде капиллярной каймы над уровнем грунтовых вод, высота которой зависит от гранулометрического состава пород, так и в подвешенном состоянии. Количество подвешенной воды, удерживаемой в породе капиллярами, называют водоудерживающей способностью.

Полной влагоемкостью горных пород называется максимально возможное содержание в грунте всех видов воды при полном заполнении пор. В глинистых породах значение полной влагоемкости близко к капиллярной, а в песчаных и крупнообломочных значительно ее превосходит.

Влагоемкость пористых пород, содержащих гравитационную воду, характеризуется чаще всего относительной влажностью.

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА

Тепловые свойства, являясь константами для любой конкретной среды, в значительной степени определяют существующее в ее пределах распространение температуры, а также закономерности преобразования этого распределения в изменившемся внешнем тепловом поле.

К тепловым свойствам относят коэффициенты теплопроводности (λ), теплоемкости (C) и температуропроводности (k), которые не являются независимыми. Они связаны известным соотношением

$$\lambda = k \cdot \rho \cdot C, \quad (\text{VI.27})$$

где ρ — плотность среды.

Основными, или иногда их называют базовыми, принято считать λ и C , третья константа является как бы производной.

Коэффициент теплопроводности характеризует способность среды проводить тепловую энергию. Процесс этот всегда направлен от более к менее нагретым ее объемам, способствуя выравниванию температуры.

Известно, что передача тепла в твердых телах происходит либо путем обмена кинетической энергией свободных электронов (электронная теплопроводность, она свойственна проводникам и полупроводникам), либо передается колебаниями атомов, молекул или ионов, расположенных в узлах кристаллической решетки и энергетически связанных между собой. Согласно квантовой теории, эти колебания можно описать посредством квазичастиц — фононов. Тип такой теплопроводности называется фононным или решеточным и характерен для диэлектриков, к которым и принадлежат практически все горные породы.

Теплоемкость дает представление о способности среды аккумулировать тепловую энергию. Теплоемкость можно отнести к определенному объему или массе (объемная и удельная теплоемкости), молю или молекуле (молярная, молекулярная). Коэффициент объемной или удельной теплоемкости измеряется количеством тепла, требуемого для нагревания единицы объема или массы вещества (породы) на 1°C . Именно эти теплоемкости обычно используются при описании тепловых полей в горных породах.

Температуропроводность характеризует скорость распространения фронта температурной волны (изотермической поверхности) в среде и отражает тот факт, что о скорости нагревания последней нельзя судить лишь по теплопроводности, необходимо учитывать способность среды поглощать тепловую энергию.

Таким образом, если иметь в виду горные породы, можно утверждать, что тепловые свойства являются теми важными характеристиками, которые необходимо знать для описания любого процесса, происходящего в недрах Земли, если он в той или иной степени связан с передачей или превращением тепловой энергии. Так, сведения о тепловых свойствах горных пород используются при определении тепловых потоков, оценках глубинных температур и построении температурных полей как локальных, так и в глобальном масштабе, описании процессов вулканизма, метаморфизма, тепло-, массопереноса, нефте- и рудообразования, осадконакопления и других.

Все множество возможных тепловых задач можно подразделить на два основных класса. К первому относятся задачи, описывающие нестационарный тепловой режим, т. е. тепловое поле, меняющееся во времени, ко второму — стационарный, когда тепловое поле с течением времени не изменяется.

Если в первом случае для решения задачи необходимо знать и теплопроводность, и теплоемкость, то во втором — достаточно одной теплопроводности.

К настоящему времени накоплен солидный объем данных по тепловым свойствам осадочных пород. Сведения об интервалах изменения и средних значениях теплопроводности, теплоемкости и температуропроводности для основных групп этих пород, заимствованные из справочной литературы, приведены в табл. VI.3. Можно видеть, что в большинстве случаев интервал возможных значений каждого параметра весьма широк. Заметим, что у магматических и метаморфических пород эти интервалы существенно уже [Кобранова, 1986]. Значительный диапазон изменения тепловых свойств осадочных пород, по-видимому, объясняется не столько минералогическим составом, сколько структурными факторами.

Теплоемкость, пожалуй, меньше других тепловых параметров подвержена влиянию структурных особенностей. Для плотных пород она определяется практически только минералогическим составом и не зависит от того, в кристаллическом или аморфном состоянии порода, от слоистости, зернистости и ряда других причин. Лишь в случае большой пористости появляется зависимость теплоемкости пород от их пористости, поскольку возникает необходимость учитывать теплоемкость заполнителя порового пространства.

Данные табл. VI.3 свидетельствуют о том, что вариации коэффициента теплоемкости наиболее велики у рыхлых (илы, глины) и высокопористых

Тепловые свойства разных групп осадочных пород

Порода	Коэффициент		
	теплопроводности, λ , Вт/(м·К)	теплоемкости, C , Дж/(г·К)	температуропроводности, $k \times 10^{-7}$, м ² /с
Илы:			
песчаный	1,0—1,8	1,0—2,1	—
алевритоглинистый	0,7—0,9	2,4—2,5	—
Глина (влажная)	1,5(0,4—3,0)	2,4(0,8—3,6)	6,6(2,5—11,6)
Алевролит	1,5(0,4—3,6)	0,9(0,8—1,6)	10,3(5,4—15,4)
Аргиллит	1,2(0,3—3,0)	0,9(0,7—1,7)	9,5(5,9—15,3)
Песчаник	1,7(0,4—5,2)	1,0(0,7—3,4)	9,9(2,5—20,4)
Сланец глинистый	1,2(0,3—3,0)	0,9(0,7—1,0)	9,5(5,9—15,3)
Известняк (влажный)	2,4(0,9—4,4)	0,9(0,4—1,7)	11,3(3,9—16,9)
Доломит	3,2(1,6—6,5)	1,1(0,6—3,1)	12,4(8,3—16,8)
Конгломерат	1,9(1,1—5,0)	0,8(0,7—0,8)	7,9(6,3—11,5)
Мергель	1,9(0,5—3,6)	1,6(0,6—3,0)	7,1(3,1—13,9)
Мел	1,6(0,8—2,2)	1,9(0,8—3,9)	4,8(3,1—6,2)
Уголь	0,1—2,2	0,9—1,5	0,7—7,0
Каменная соль	3,6(1,7—5,5)	2,5(1,4—4,6)	15,6(11,2—17,7)
Та же, чистая	6,1—7,1		

Примечание. Перед скобкой везде дано среднее значение параметра, в скобках — интервал изменения (по данным [Моисеевко и др., 1970; Дучков, Соколова, 1974; Физические свойства..., 1976; Кобр анова, 1986; Тепловое поле..., 1987]).

тых пород (некоторые разновидности песчаников, известняков, доломитов). Для них C изменяется от 0,6—0,8 до 2,5—3,5 Дж/(г·К) и даже больше. Исключение составляет каменная соль, широкий интервал изменения теплоемкости, который может быть отчасти связан с наличием разного рода примесей. Средние же значения теплоемкости разных групп осадочных пород варьируют в меньшей степени.

Теплопроводность осадочных пород в отличие от теплоемкости определяется в значительной степени их структурными особенностями. Например, у плотных слонстых пород наблюдается анизотропия коэффициента теплопроводности (он выше вдоль слонстости); у пород разной зернистости он зависит от размеров зерен, с уменьшением их размера уменьшается, но до определенного предела. Если средний размер зерна становится много больше средней длины свободного пробега фонона в породе, эта зависимость исчезает.

Теплопроводность пористых пород в значительной степени определяется структурой и объемом порового пространства, тепловыми свойствами заполнителя пор. Именно поэтому для осадочных пород и характерен самый широкий из всех типов пород интервал возможных значений коэффициента теплопроводности — от 0,1—0,4 (угли, торф) до 6,0—7,5 Вт/(м·К) (в основном каменная соль) (см. табл. VI.3).

Закономерно низкой теплопроводностью обладают глубоководные морские осадки и илы (от 0,4—0,5 до 1,8 Вт/(м·К)) в зависимости от минералогического состава твердой фазы (чем больше она содержит слаботеплопроводных глинистых минералов, тем ниже теплопроводность) и ее концентрации. Последняя зависимость объясняется тем, что у рыхлых пород влияние минералогического состава может быть сильно ослаблено из-за плохого контакта между твердыми частицами. Доминирующее значение в этом случае приобретают свойства наполняющего флюида, характер и степень насыщения. Для илов, в частности, установлены эмпирические зависимости коэффициента теплопроводности от влажности вида:

$$\lambda^{-1} = a + b \cdot W, \quad (VI.28)$$

где W — влажность, %, λ — теплопроводность, Вт/(м·К). Эмпирические коэффициенты a и b у разных авторов несколько отличаются. Для илов оз. Байкал, например, получены $a = 0,452$ и $b = 0,014$ [Тепловое поле..., 1987].

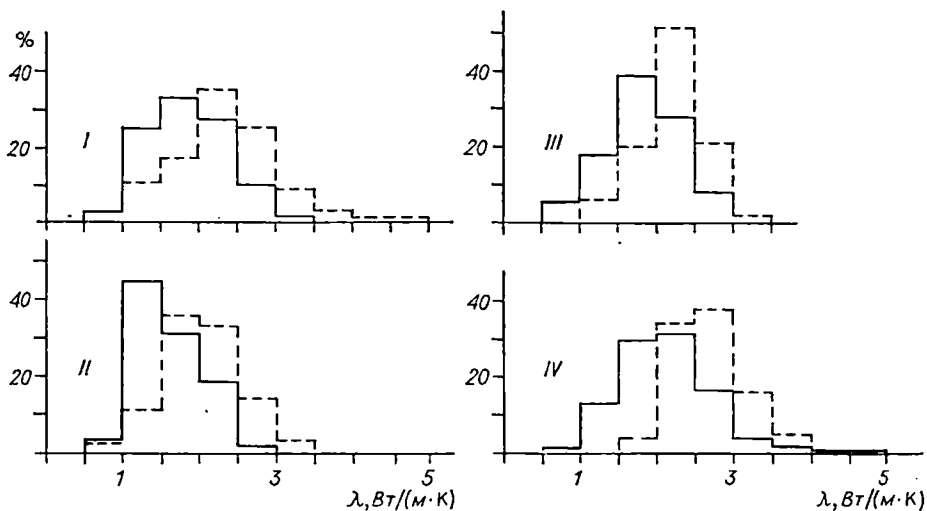


Рис. VI. 2. Гистограммы коэффициента теплопроводности некоторых групп осадочных пород Западно-Сибирской плиты.

Сплошная линия — гистограмма для сухих образцов, пунктирная — для водонасыщенных; $\bar{\lambda}_c$ и $\bar{\lambda}_B$ — соответственно среднее значение коэффициента теплопроводности сухих и водонасыщенных образцов. I — для всей коллекции в целом, $\bar{\lambda}_c = 2,0$ ($N = 379$), $\bar{\lambda}_B = 2,2$ ($N = 214$); II — для аргиллитов, $\bar{\lambda}_c = 1,8$ ($N = 118$), $\bar{\lambda}_B = 2,1$ ($N = 36$); III — для алевролитов, $\bar{\lambda}_c = 1,9$ ($N = 105$), $\bar{\lambda}_B = 2,3$ ($N = 55$); IV — для песчаников, $\bar{\lambda}_c = 2,3$ ($N = 156$), $\bar{\lambda}_B = 2,8$ ($N = 99$).

У более плотных пород теплопроводность закономерно возрастает (см. табл. VI.3), что обусловлено уменьшением пористости и, следовательно, определенным ослаблением ее влияния.

Теплопроводность отдельных разновидностей осадочных пород (средняя и пределы изменения), как показал анализ экспериментальных данных, возрастает в направлении глина — аргиллит — алевролиты — известняки — доломиты — каменная соль (см. табл. VI.3). Особое место занимают песчаники, у которых интервал изменения теплопроводности очень широк. Обусловлено это прежде всего чрезвычайным разнообразием структурных особенностей песчаников. Самой низкой теплопроводностью обладают сухие высокопористые разновидности, самой высокой — низкопористые окварцованные или оруденелые.

Описанные закономерности изменения λ характерны для осадочных пород всех континентов с учетом, конечно, некоторых возможных различий в средних значениях параметра и ширине интервала его изменения для отдельных регионов, связанных с особенностями их развития (общая засоленность, преобладание глинистых компонентов и т. д.). Это можно проследить на теплопроводности образцов осадочных пород Западно-Сибирской плиты.

Указанная коллекция составлена из kernового материала скважин, представленного аргиллитами, алевролитами и песчаниками, т. е. основными группами осадочных пород. Данные по теплопроводности приведены на рис. VI.2 в виде гистограмм для всей коллекции в целом и каждой из групп в отдельности. Сопоставляя значения λ , приведенные на рис. VI.2 и в табл. VI.9, можно убедиться, что общие закономерности изменения коэффициента теплопроводности в обоих случаях повторяются.

На гистограммах показаны значения теплопроводности не только сухих (λ_c), но и водонасыщенных (λ_B) образцов. Можно видеть, что очень четко проявляется зависимость коэффициента теплопроводности от пористости, выразившаяся в данном случае в его зависимости от влажности. После насыщения водой λ всех групп пород увеличивается, так как теплопроводность воды почти в 20 раз больше, чем воздуха. В среднем это при-

Таблица VI.4

Зависимость теплопроводности песчаников, алевролитов и аргиллитов Западно-Сибирской плиты от их возраста

Порода	Возраст		
	K ₁	J ₃	J ₁₋₂
Песчаники	1,8/2,3	2,1/2,6	2,5/2,9
Алевролиты	1,7/2,2	2,0/2,2	2,1/2,4
Аргиллиты	1,6/1,8	1,8/1,9	2,0/2,2

Примечание. Здесь и далее в числителе даны значения теплопроводности сухих образцов, в знаменателе — водонасыщенных, Вт/(м·К).

Битуминозные аргиллиты баженовской свиты обладают самой низкой теплопроводностью, в среднем 1,3—1,4 Вт/(м·К), причем для водонасыщенных образцов увеличение λ незначительно, в среднем на 9 %, что свидетельствует о плохой смачиваемости этих пород.

Особо следует отметить, что такие физические свойства пород, как пористость, влажность, плотность, тесно связаны между собой, так как уменьшение пористости при неизменном минералогическом составе, естественно, приводит к увеличению плотности, с одной стороны, и теплопроводности — с другой. Поэтому для любого разреза осадочного чехла, характеризующегося закономерным возрастанием плотности (пористости) с глубиной, можно ожидать увеличения коэффициента теплопроводности для одних и тех же групп осадочных пород, а следовательно, и зависимость теплопроводности от возраста. Подобный анализ выполнен нами для аргиллитов, алевролитов и песчаников Западно-Сибирской плиты, результаты приведены в табл. VI.4. Видно, что такая зависимость прослеживается в большей степени для сухих пород, в меньшей — для водонасыщенных. Особенно четко она проявляется у песчаников.

Однако естественная, казалось бы, закономерность увеличения λ с повышением плотности и возраста не всегда подтверждается для каждой из групп пород. Обращаясь, например, к более древним (PZ — PR) осадочным породам Сибирской платформы, можно констатировать, что у песчаников она выполняется, у аргиллитов по мере увеличения возраста и плотности теплопроводности чаще всего уменьшается, а более древние алевролиты имеют и плотность, и теплопроводность меньше, чем более молодые [Тепловое поле..., 1987].

Влияние на теплопроводность осадочных горных пород насыщения другими флюидами в данной работе не рассматривается, однако можно утверждать, что это, естественно, приведет и к другим абсолютным значениям λ в зависимости от теплопроводности флюида.

Таким образом, процесс теплопередачи в горных породах весьма сложен и зависит от целого ряда факторов. Характеризующий его коэффициент теплопроводности, по существу, является величиной эффективной, учитывающей состав и состояние всех фаз и цемента, особенности строения твердой фазы, возможные способы передачи тепла.

Температуропроводность как один из тепловых параметров не будем обсуждать особо. Сведения о возможных значениях этого параметра приведены в табл. VI.3. Заметим лишь, что в силу существующей зависимости (VI.27) между тепловыми свойствами закономерности изменения коэффициента температуропроводности и причин, вызывающих эти изменения, аналогичны описанному выше для теплопроводности.

В заключение необходимо коротко остановиться на зависимости тепловых свойств горных пород от РТ-условий. Подобные экспериментальные данные немногочисленны. Наиболее полно они приведены А. М. Сидоровым [1979]. Тем не менее имеющиеся данные и теоретические исследования, посвященные природе тепловых свойств диэлектриков и полупроводников,

ращение составляет для осадочных пород 20 %, но оно неодинаково для всех групп. Из рис. VI.2 следует, что меньше всего оно у аргиллитов, несколько больше — у алевролитов и наиболее значительно — у песчаников. Для отдельных образцов песчаников (грубозернистых) отношение значений теплопроводности в водонасыщенном и сухом состояниях λ_g/λ_c достигало 1,7, т. е. после насыщения λ увеличивалось почти в два раза.

дают определенное представление о поведении тепловых свойств горных пород при изменяющихся температуре и давлении.

Темплоемкость с возрастанием температуры очень медленно увеличивается, достигая определенного предела насыщения. Теплопроводность более чувствительна к изменениям температуры, причем сам характер изменения λ при одних и тех же температурных условиях зависит от структурного состояния породы. У кристаллических пород теплопроводность с возрастанием T вначале уменьшается, затем при температурах порядка 1000—1200 °С проходит через минимум и далее начинает возрастать. У аморфных пород с повышением температуры λ сразу увеличивается.

Эффект изменения теплопроводности, вызванный возрастанием температуры, может быть значительным при высоких T . Однако в пределах осадочных чехлов (на глубинах распространения осадочных пород) температуры, как правило, не превышают 200 °С. Поэтому температурные поправки, полученные для таких глубин, не превышают 10—15 %, что сравнимо с точностью определения λ [Тепловое поле..., 1987].

Влияние давления на тепловые свойства пород приводит к противоположному по знаку, но меньшему по величине эффекту. Влиянием давления на тепловые свойства, как показывают немногочисленные экспериментальные данные, можно пренебречь даже в пределах всей толщи земной коры.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Осадочные горные породы по своим магнитным свойствам относятся к группе весьма слабомагнитных. Однако, благодаря высокой чувствительности современной магнитометрической аппаратуры, создается возможность широкого использования их магнитных параметров для решения многих геологических задач в области геотектоники, стратиграфии, палеогеографии, при изучении закономерностей осадконакопления и т. д.

Все вещества в магнитном поле \vec{H} приобретают магнитный момент \vec{M} . Магнитный момент единицы объема называют намагниченностью \vec{I} . Зависимость \vec{I} от \vec{H} выражается в виде

$$\vec{I} = \chi \vec{H}. \quad (\text{VI.29})$$

Коэффициент χ носит название магнитной восприимчивости.

По характеру взаимодействия с магнитным полем все вещества делятся на три основные группы: 1) диамагнетики, 2) парамагнетики и 3) ферромагнетики.

Диамагнетики намагничиваются антипараллельно приложенному полю \vec{H} . Их χ отрицательна, постоянна в широком диапазоне H и не превышает 10^{-5} ед. СИ. К диамагнетикам относятся многие породообразующие минералы: кварц, полевые шпаты, кальцит, гипс, галенит и др.

Намагниченность парамагнетиков параллельна направлению \vec{H} , их χ положительна, не зависит от величины H . К парамагнетикам относится большинство железосодержащих минералов: сидерит, пирит, хлорит, биотит, некоторые глинистые минералы. Их магнитная восприимчивость обычно не превышает 10^{-4} ед. СИ (табл. VI.5).

Ферромагнетики обладают положительной и часто очень высокой (до 10^4 ед. СИ) магнитной восприимчивостью. Однако наиболее характерными их особенностями являются: 1) существование спонтанной намагниченности I_s , и 2) способность приобретать остаточную намагниченность I_r . В намагниченном состоянии кристалл ферромагнетика разбит на малые об-

Единицы измерения магнитных параметров

Магнитные величины	Единицы		Переводные множители	
	СИ	СГС	СГС/СИ	СИ/СГС
Напряженность магнитного поля (H)	А/м	Э	79,58 (1000/4π)	$12,57 \cdot 10^{-3}$ (4π/1000)
Намагниченность (I)	А/м	ед. СГС	10^3	10^{-3}
Магнитная восприимчивость (κ)	ед. СИ	»	12,57 (4π)	0,079 (1/4π)

ласти — домены, обладающие спонтанной намагниченностью, которая в соседних доменах имеет взаимно противоположное направление. Природные минералы, с которыми связано ферромагнитное поведение горных пород, относятся к ферритам. Они обладают более сложной структурой, чем ферромагнетики, но сходны с ними по магнитным свойствам.

Зависимость намагниченности от напряженности магнитного поля для ферромагнетиков имеет сложный и необратимый характер, как показано на рис. VI.3. Наиболее важными параметрами этой зависимости являются намагниченность насыщения (I_s), остаточная намагниченность насыщения (I_{rs}), коэрцитивная сила (H_c), нормальная остаточная намагниченность (I_r). В магнетизме горных пород часто применяется также разрушающее поле (H'_c) — магнитное поле, направленное противоположно I_r , которое необходимо приложить, чтобы после его выключения I_r становилась равной нулю. Намагниченность I в поле H можно представить в виде суммы индуктивной (исчезающей при выключении поля) и остаточной намагниченности.

Магнитная восприимчивость ферромагнетиков, как следует из рис. VI.3, сама является функцией H . В магнетизме горных пород обычно используют начальную магнитную восприимчивость, т. е. κ в слабых полях (<100 А/м). Кроме того, часто употребляется отношение остаточной намагниченности к индуктивной в поле порядка современного геомагнитного, которое принимается равным 40 А/м — так называемое отношение Кенигсбергера или фактор Q :

$$Q = I_r / 40 \cdot \kappa \quad (\text{VI.30})$$

[Нагата, 1965; Палеомагнитология, 1982; Физические свойства, 1984].

Ферромагнетики теряют свои характерные свойства (переходят в парамагнетики) при нагреве до температуры T_c , называемой точкой Кюри. T_c зависит от состава и может быть установлена по характеру температурных зависимостей I_s/T , I_{rs}/T , κ/T . Это является основой терромагнитных методов диагностики ферромагнитных минералов [Нагата, 1965; Бузов, Ясонов, 1979; Магнетизм..., 1975].

Гистерезисные свойства ферромагнетиков зависят от их структурных особенностей: размера частиц, их формы, внутренних напряжений, дефектов в кристаллической решетке. Достаточно малая частица может состоять

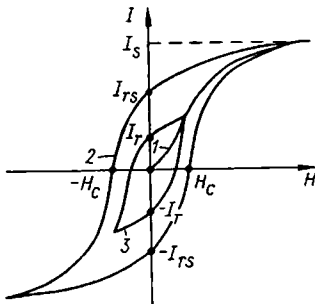
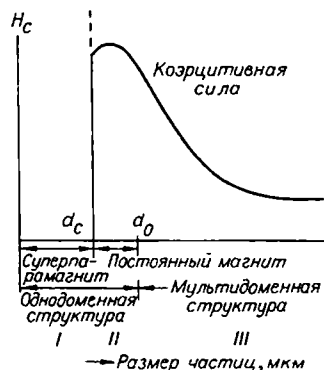


Рис. VI.3. Зависимость намагниченности I ферромагнетика от намагничивающего поля H .

1 — намагничивание из размагниченного состояния; 2 — изменение намагниченности предварительно намагниченного до насыщения ферромагнетика при циклическом изменении H (предельный гистерезисный цикл); 3 — частная петля гистерезиса (при $H_{\max} < H$ насыщения).

Рис. VI. 4. Схематическая зависимость H_c совокупности не взаимодействующих частиц ферромагнетика от размеров частиц.

d_0 — верхний предел размеров частиц, d_c — суперпарамагнитных частиц [Нагата, 1965].



из одного домена, т. е. будет обладать спонтанной намагниченностью. На рис. VI.4 показано изменение H_c с изменением размеров для совокупности не взаимодействующих частиц ферромагнетика. Максимуму H_c отвечает стабильное однодоменное состояние. При уменьшении размера ниже некоторой величины вектор спонтанной намагниченности легко меняет свое направление под влиянием тепловых флуктуаций. Ансамбль таких частиц не обладает гистерезисными свойствами. Это явление носит название супермагнетизма.

В магнетизме горных пород до сих пор употребляются две системы единиц: СГС и СИ. Это связано с некоторыми сложностями выражения магнитных величин в системе СИ. Поэтому ниже приводятся единицы измерения магнитных величин в обеих системах, а также переводные коэффициенты.

Магнитные свойства горных пород обусловлены главным образом небольшой примесью ферромагнитных минералов. Магнитные параметры наиболее распространенных ферромагнитных минералов осадочных пород приведены в табл. VI.6. Легко заметить, что по магнитным свойствам минералы, приведенные в табл. VI.6, делятся на две группы: сильномагнитные и магнитомягкие (с низкой коэрцитивной силой) магнетит и маггемит, а также слабомагнитные и магнито жесткие гематит и гетит. К первой группе относятся также титансодержащие магнетиты с низким содержанием титана. Промежуточное положение занимают ферромагнитные пирротиты. Магнитные свойства последних сложно меняются в зависимости от состава [Нагата, 1965; Физические свойства..., 1984; Буров, Ясонов, 1979; Stacey, Banerjee, 1974].

Для магнетизма горных пород существенную роль играет то обстоятельство, что для магнетита и маггемита размеры однодоменных зерен (d_0) очень малы и близки к размерам супермагнитных частиц, так что эти минералы в горных породах чаще находятся в многодоменном состоянии. У гематита интервал размеров, соответствующих стабильному однодомен-

Т а б л и ц а VI.6

Магнитные параметры некоторых наиболее распространенных ферромагнитных минералов

Минерал	I , А/м	T_c , °С	ед. СИ	$H_c \cdot 10^3$ А/м	d_c , мкм	d_0 , мкм
Магнетит	$4,9 \cdot 10^5$	578	2,5—25	0,8—8	0,06	0,06—1,2
Маггемит	$4,4 \cdot 10^5$	675	4—25	0,8—10	—	—
Гематит	$(1,5—2,5) \cdot 10^3$	675	$(2—15) \cdot 10^{-4}$	500—650	0,03	1500
Гетит	$4,8 \cdot 10$	120	2 · 10	—	—	—
Пирротит	$(1,7—7) \cdot 10^4$	320	$(8—200) \cdot 10^{-4}$	—	—	—

ному состоянию, очень широк; в осадочных породах гематит часто встречается в виде однодоменных зерен [Храмов, Шолпо, 1967].

Магнитную восприимчивость горной породы можно представить в виде

$$\kappa = \sum_{i=1}^n \kappa_i C_i. \quad (VI.31)$$

где κ_i — магнитная восприимчивость i -го минерала, а C_i — его концентрация. Из сравнения величин κ минералов, приведенных выше, можно заключить, что определяющую роль в κ породах играют сильномагнитные минералы — магнетит и маггемит. Только в тех случаях, когда их концентрация меньше 0,01 %, вклад этих минералов в κ породы становится сравнимым с вкладом слабых ферромагнитных и парамагнитных минералов [Шолпо, 1977]. Последние, в свою очередь, оказывают большее влияние на κ , чем диамагнитные минералы. Поэтому диамагнитное поведение (т. е. отрицательная магнитная восприимчивость) встречается в породах очень редко: в чистых кварцевых песках, белых известняках, доломитах, мраморах, иногда в диатомовых и радиоляриевых илах. С парамагнитными и слабыми ферромагнитными минералами могут быть связаны величины κ не выше 10^{-4} ед. СИ; более высокие значения κ пород свидетельствуют о присутствии сильномагнитных минералов. При их концентрации в породе от 0,01 до 7 % величина κ , согласно формуле (VI.27), должна быть пропорциональна концентрации. На самом деле связь κ с их концентрацией имеет статистический характер, поскольку величина κ самих этих минералов зависит от их структурных особенностей.

Распределение осадочных пород по величине κ имеет логнормальный характер. Определенной связи ее с литологическим составом в общем случае не наблюдается. Величины κ осадочных пород изменяются в пределах $(-10^{-5})-10^{-2}$ ед. СИ. Наиболее вероятные значения составляют $10^{-5}-10^{-3}$ ед. СИ.

Повышенные значения κ осадочных пород наблюдаются вблизи источников сноса, где концентрация магнетита повышена. По этой же причине отмечаются повышенные величины κ осадочных пород складчатых областей по сравнению с платформенными. Таким образом, изучение изменений κ осадочных пород в пространстве и во времени позволяет получить информацию о путях источников сноса и их изменении во времени. При исследовании параллельных разрезов осадочных пород в пределах одного региона в них нередко наблюдается сходный характер изменения κ . В таких случаях κ может служить дополнительным признаком корреляции разрезов. Важно отметить, что κ -метрия является очень быстрым полевым методом. Для ее измерений используются полевые приборы ИМВ-2 отечественного и КТ-3 чехословацкого производства.

Исключительная чувствительность κ к присутствию сильномагнитных минералов позволяет выявить их новообразования быстрее и надежнее, чем минералогические методы. Например, с помощью κ -метрии и магнитоминералогических исследований было установлено, что во многих современных и молодых ископаемых почвах присутствует аутигенный магнетит. Обнаружение его оптическими методами вряд ли возможно из-за малых ($<0,01$ мкм) размеров частиц и низкой концентрации [Фаустов и др., 1986].

Естественная остаточная намагниченность (I_n) осадочных пород, как будет показано ниже, зависит не только от состава и концентрации магнитных минералов, но в значительной мере и от преемственности породы. I_n связана исключительно с ферромагнитными минералами.

Изменения I_n в осадочных породах в главных чертах повторяют те же закономерности, которые отмечаются в изменении магнитной восприимчивости. Величины I_n лежат в пределах $10^{-4}-1$ А/м, наиболее вероятные значения $10^{-3}-10^{-2}$ А/м.

Повышенные значения I_n наблюдаются в терригенных осадках в областях развития основных магматических пород, вблизи от источников

сноса, а также в бокситах и железных рудах осадочного происхождения. Очень малые величины I_n ($3 \cdot 10^{-4}$ А/м) характерны для горных пород с малым содержанием окислов железа: белых известняков, доломитов, кварцевых песчаников, гипсов и др. Для осадочных пород, содержащих гематит, его относительный вклад в I_n значительно больше, чем в χ . С последним обстоятельством связаны повышенные значения I_n красноцветных пород: наиболее вероятные значения I_n для красноцветных пород на порядок выше, чем для остальных осадочных (соответственно $13 \cdot 10^{-3}$ и $1,6 \times 10^{-3}$ А/м).

С наиболее магнитными осадками ($\chi > 10^{-3}$ ед. СИ или $I_n \sim 1$) могут быть связаны локальные магнитные аномалии, выделяемые при аэромагнитной съемке [Орлова, 1986].

В слоистых осадочных породах нередко наблюдается анизотропия магнитных свойств, в том числе и магнитной восприимчивости: χ в плоскости напластования больше, чем в перпендикулярной. Мерой анизотропии может служить

$$\lambda_\chi = \frac{\chi_{\max} - \chi_{\min}}{\chi_{\max} + \chi_{\min}}.$$

Особенно сильно этот эффект проявляется в дислоцированных породах складчатых областей, где λ_χ достигает 0,1—0,3. В платформенных областях значения λ_χ осадочных пород обычно менее 0,1. Большие величины λ_χ наблюдаются в сильнометаморфизованных породах с высокой магнитной восприимчивостью, где λ_χ может достигать 0,75. Делались попытки применить изучение анизотропии для восстановления условий осадконакопления (наклоны дна, палеотечения) или истории деформаций, испытанных осадочной породой [Шолпо, 1977; Палеомагнитология, 1982].

Одним из важнейших магнитных свойств горных пород является их магнитная память: способность сохранять в виде остаточной намагниченности информацию о величине и направлении древнего геомагнитного поля времени образования горной породы.

Изучением истории геомагнитного поля и закономерностей его регистрации горными породами занимается палеомагнитология — самостоятельная научная дисциплина, возникающая на стыке ряда отраслей физики, геофизики и геологии [Палеомагнитология, 1982].

Горные породы приобретают остаточную намагниченность в магнитном поле Земли. Его напряженность намного меньше, чем H_c ферромагнитных минералов; под действием такого поля породы приобретают главным образом индуктивную намагниченность и в сотни раз меньшую остаточную. Однако если вместе со слабым магнитным полем действуют другие факторы (температура, время, давление, переменное магнитное поле и др.), то горная порода может приобрести остаточную намагниченность, намного превышающую индуктивную. В соответствии с характером таких дополнительных воздействий различают разные виды остаточной намагниченности.

Термоостаточная намагниченность (I_n , TRM) — это остаточная намагниченность, приобретаемая горной породой при ее остывании от температуры $T \geq T_c$ магнитных минералов до комнатной в поле H . Если $T < T_c$, то возникшую остаточную намагниченность называют парциальной термоостаточной (PTRM).

Химическая остаточная намагниченность (I_{rc} , CRM) появляется в тех случаях, когда магнитные минералы в породе возникают из немагнитных или из растворов, или происходит преобразование одного магнитного минерала в другой. К реакциям первых двух типов можно отнести образование гематита из растворов или из гидроокислов железа, маггемита из лешдокрокита и др; к третьему — маггемита и гематита при окислении магнетита и др.

Остаточная намагниченность растет с увеличением времени выдержки в слабом магнитном поле. Этот процесс получил название магнитной вяз-

кости, а возникшая в результате его намагниченность — вязкой остаточной намагниченности (I_{rv}, VRM). Она растет с увеличением времени выдержки по логарифмическому закону. Горные породы подвергаются воздействию геомагнитного поля в течение геологического времени, поэтому в них создаются особенно благоприятные условия для проявления магнитной вязкости. В осадочных породах, кроме того, проявлению вязкой намагниченности способствуют мелкие размеры зерен магнитных минералов (особенно сильно процессы магнитной вязкости проявляются для частиц с размерами, близкими в d_c) и обычно достаточно низкие величины I_n . Резкое изменение направления внешнего магнитного поля приводит к быстрому изменению направления I_{rv} , поэтому I_{rv} в горных породах всегда имеет направление современного магнитного поля, а время приобретения I_{rv} не превышает длительности эпохи современной его полярности, т. е. 700 тыс. лет.

Ориентационная остаточная намагниченность (DRM, I_{ro}) возникает в процессе оседания частиц магнитных минералов в водном (воздушном) бассейне за счет статистического выравнивания их магнитных моментов по направлению геомагнитного поля. Магнитные моменты этих частиц обусловлены либо спонтанной намагниченностью в случае однодоменных зерен, либо TRM или CRM, приобретенной в составе материнской породы. Закрепление намагниченности происходит в процессе обезвоживания осадка. Важной особенностью I_{ro} является эффект занижения наклона по сравнению с наклоном внешнего поля, а также ошибка наклона, связанная с наклоном дна. Обычно они не превышают 10° . Механические процессы в полужидком осадке (вибрации, подводные оползни, биотурбации) могут привести к возникновению постседиментационной остаточной намагниченности (PDRM). Под влиянием течений, а также солифлюкции и некоторых других процессов направление ориентационной намагниченности может отклоняться от направления внешнего поля.

Для магнитно-изотропных пород при всех видах намагничивания, кроме случаев, рассмотренных выше, направление остаточной намагниченности совпадает с направлением магнитного поля, а ее величина пропорциональна H . Величина I_r любого вида, кроме того, зависит от состава, структуры и концентрации магнитных минералов.

Естественная остаточная намагниченность (\vec{I}_n) — это намагниченность, которой обладает горная порода в естественном состоянии. Она представляет собой сложное образование, которое является векторной суммой намагниченностей различной природы, приобретенных в разное время и в общем случае имеющих различное направление. Вектор \vec{I}_n обычно представляется в полярных координатах в виде склонения (D) — угла между проекцией \vec{I}_r на горизонтальную плоскость и направлением на север, наклона (j) — угла наклона вектора \vec{I}_n к горизонтальной плоскости и величины модуля (\vec{I}_n).

В терригенных осадочных породах обычно присутствует \vec{I}_{rv} , сформировавшаяся во время образования породы, и \vec{I}_{ro} , которая имеет направление современного геомагнитного поля. На разных стадиях диа- и эпигенеза породы могут приобретать вторичную намагниченность (например, I_{rc}), время образования которой часто не фиксировано.

Намагниченность, приобретенная породой в процессе ее формирования и отражающая геомагнитное поле времени образования породы, называется первичной (\vec{I}_n^o), дополнительная, приобретенная в последующее время, — вторичной (\vec{I}_n^a).

Для характеристики сохранности первичной намагниченности вводится понятие палеомагнитной стабильности. Мерой палеомагнитной стабильности служит безразмерная положительная величина, определяемая по

$$S = \frac{I_n^0}{I_n^0 + I_n^b}. \quad (\text{VI.32})$$

Если $S = 0$, порода полностью нестабильна, если $S = 1$, стабильна. Промежуточные значения S свидетельствуют о различной сохранности первичной намагниченности. Для ее выделения применяются полевые и лабораторные методы. Последние основаны на различной устойчивости (стабильности) разных видов намагниченности к размагничивающим воздействиям и заключаются в постепенном разрушении \vec{I}_n .

Наиболее широко применяются два способа разрушения \vec{I}_n .

1. Размагничивание переменным магнитным полем с амплитудой, убывающей от некоторой величины \vec{H}'_{\max} до нуля. Размагничивание проводится в немагнитном пространстве. Физической предпосылкой этого метода, называемого магнитной чисткой, служит то, что различные виды намагниченности, если они связаны с одним магнитным минералом, имеют разные величины H_c . Стабильность вязкой намагниченности ниже, чем I_{rt} или I_{rc} (стабильность I_{ro} зависит от природы намагниченности зерен триггерных магнитных минералов). В том случае, когда в породе присутствуют разные по гистерезисным свойствам минералы, это положение может нарушаться [Храмов, Шолпо, 1967].

2. Температурная (температурно-временная) чистка заключается в последовательных нагревах с последующим охлаждением образцов в немагнитном пространстве. Теоретически и экспериментально показано, что вязкая намагниченность на 90—95 % разрушается выдержкой образцов в течение 3—5 ч при 200 °С в немагнитном пространстве [Фаустов и др., 1986].

В последние годы все чаще употребляется оригинальный метод графического представления зависимостей $\vec{I}_n(T)$ и $\vec{I}_n(\vec{H})$, который позволяет более эффективно разделять различные по направлению компоненты \vec{I}_n — метод Зийдерверльда. Диаграммы Зийдерверльда по $\vec{I}_n(T)$ вместе с данными по $I_{rs}(T)$ часто позволяют судить, с какими магнитными минералами связана та или иная составляющая \vec{I}_n [Буров и др., 1986; Палеомагнитология, 1982].

К полевым методам относятся методы выравнивания складок, галек и плоскостей перемагничивания [Храмов, Шолпо, 1967]. Полевые методы дают наиболее достоверные данные о первичной намагниченности, но их применение требует изучения не менее двух серий одновозрастных пород с различным залеганием слоев либо наличия конгломератов (галечников), образовавшихся из пород различных слоев.

Изучение геомагнитного поля во времени (от докембрия и до ныне) и в пространстве (на различных материках и в Мировом океане), выполненные на основе определений первичной остаточной намагниченности из хорошо датированных отложений в пределах стабильных в тектоническом отношении территорий, позволили получить ряд важных выводов о его эволюции.

Палеомагнитное поле в течение большей части фанерозойской истории сохранило дипольный характер. Положение геомагнитных полюсов существенно менялось, причем траектории движения оказываются различными для разных литосферных плит. Следует заметить, что миграция полюсов — явление фиктивное, связанное с перемещением, вращением и деформацией литосферных плит.

Палеомагнитное поле претерпевало неоднократные инверсии или изменения полярности. Поле современной полярности, когда северный конец свободно подвешенной магнитной стрелки направлен к северу и в Северном полушарии наклонен вниз (это соответствует положительному углу j),

называется прямой полярностью. При инверсии (обращении) направление геомагнитного поля меняется на 180° .

Предполагается, что инверсии связаны с процессами в жидкой части ядра Земли и перестройка поля (смена полярности) происходит одновременно по всей поверхности Земли. Инверсия поля происходит достаточно быстро — 5—10 тыс. лет. Доказательства реальности инверсий весьма многочисленны. Это — согласованность направлений намагниченности разновозрастных пород независимо от их происхождения; характер взаимоотношения направлений первичной намагниченности изверженных пород (даек) и обожженных этими дайками контактов (во всех случаях обожженные контакты имеют такую же полярность, что и дайки). И наконец, особенности поведения геомагнитного поля во время перехода от одной полярности к другой не могут быть объяснены вне концепции геомагнитных инверсий.

ЕСТЕСТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ

Радиоактивность горных пород практически полностью определяется содержанием естественных радиоактивных элементов (^{40}K , а также тория и урана с продуктами их радиоактивного распада). Проникающая способность γ -излучения выше, чем β - и α -излучения соответственно на 2 и 4 порядка; поэтому, естественно, наибольший интерес для геологической практики представляет именно γ -излучение. Радиоактивные превращения тех или иных изотопов сопровождаются выделением γ -квантов различных энергий; спектральный состав γ -излучения в настоящее время регистрируется сцинтилляционными γ -спектрометрами. Ценной для практики является возможность полевой γ -спектрометрии на обнажениях горных пород, спектрометрической аэрогамма-съемки, автомобильной γ -съемки, а также интегрального и спектрометрического γ -каротажа буровых скважин. Теоретические основы и практические приемы γ -спектрометрии, аппарата, методы поиска и радиометрического обследования подробно рассматриваются, например, Г. Ф. Новиковым и Ю. П. Капковым [1965].

Интенсивность γ -излучения как «мощность экспозиционной дозы» в системе СИ измеряется единицей «ампер на килограмм» (А/кг). Однако на практике используются внесистемные единицы «рентген» (р) и «рентген в секунду» (р.с), а также их производные, особенно часто — микрорентген в час (мкр.ч). Чтобы перейти от единиц СИ к наиболее употребительным внесистемным единицам, можно воспользоваться соотношением: $1 \text{ А/кг} = 1,395 \cdot 10^{13} \text{ мкр.ч}$. Интенсивность γ -излучения того или иного объекта определяется в сравнении с эталоном радия, для которого γ -постоянная принимается чаще всего равной $8,4 \text{ (р.ч)} \cdot (\text{см}^2/\text{мг})$ [Новиков, Капков, 1965]. Оценка вклада каждого из трех естественных радиоактивных элементов-родоначальников в общую интенсивность γ -излучения в значительной мере зависит от условий измерения и определяется для конкретной установки на экспериментальных моделях; при этом, конечно, имеется в виду, что γ -излучатели являются продуктами распада урана и тория и, таким образом, вклад элемента-родоначальника оценивается на основе предположения о равновесных соотношениях в рядах радиоактивного распада.

Для регистрации γ -излучения насыщенных слоев газонаполненными счетчиками МС урановые эквиваленты тория и калия равны соответственно 0,43 и 0,0002; для γ -каротажа со счетчиками МС те же соотношения составляют 0,45 и 0,000191 [Новиков, Капков, 1965]; в книге «Радиоактивность верхней среды» [Эйзенбад, 1967], без пояснений, приводятся американские данные: 0,48 и 0,000208; А. В. Поливцев и др. [1987] в своих расчетах для неуказанных условий пользуются соотношениями 0,45 и 0,000216; Ф. А. Алексеев и др. [1968] ведут расчеты на основе урановых эквивалентов тория — 0,47 и калия — 0,000235; В. А. Бобров и

Вклад естественных радиоактивных элементов в общую радиоактивность «глин и сланцев», %

Элемент	Вариант оценок					
	1	2	3	4	5	6
Уран (по радио)	26	26	24	24	23	27
Торий	38	40	40	38	38	45
Калий	36	34	36	38	39	28
Общая радиоактивность, мкр/ч				15,3		25,4

Примечание. Урановые эквиваленты, соответственно тория и калия: 1—0,43 и 0,0002; 2—0,45 и 0,000191; 3—0,48 и 0,000208; 4—0,45 и 0,000218; 5—0,47 и 0,000235; 6—0,50 и 0,00015.

Ф. П. Кренделев [1972] на скважинных моделях при регистрации γ -излучения сцинтилляционным детектором получили соотношения 0,50 и 0,00045 в соответствии с формулой $I = 2,1 (U + 0,5 Th + 1,6 K)$ мкр/ч (А. В. Поливцев и др. пользуются формулой: $A = 18 K + 3,7 Th + 8,3 U (Ra) \times 10^{-14}$ А. кг).

Если теперь взять средние содержания урана, тория и калия в «глинах и сланцах» по А. П. Виноградову [1962], то в зависимости от принятых урановых эквивалентов оценка вклада каждого из трех естественных радиоактивных элементов в общую радиоактивность глинистой породы будет несколько варьировать (табл. VI.7).

Очевидно, для «глин и сланцев» в любом случае уран с продуктами его распада определяет около одной четверти всей γ -активности; вклады тория и калия либо одинаковы, либо с некоторым преимуществом тория. Конечно, оценки интенсивности γ -излучения варьируют в зависимости от техники измерения. Поскольку на практике чаще всего приходится иметь дело с интерпретацией данных γ -каротажа, в дальнейшем будем исходить из соотношений, принятых А. В. Полицевым и др. [1987]: $I = 1,16 (U + 0,45 Th + 0,000217 K)$ мкр/ч* (в этой работе речь идет об измерениях в скважинах, шурфах и закопунках, а урановые эквиваленты тория и калия практически не отличаются от значений, выведенных для γ -каротажа и принятых, как мы уже видели, большинством исследователей).

Радиоактивность терригенных отложений. Распределение урана, тория и калия в терригенных осадочных породах до некоторой степени предопределяется еще в процессе выветривания. При размыве коры выветривания, развитой на гранитах, кварцевых порфирах, осадочных и метаморфических породах, наиболее широко распространенные и не поддающиеся разложению зерна кварца по своей изначальной размерности становятся источником алевропсаммитового материала, тогда как менее устойчивые темноцветные минералы и микрозернистые составляющие основной массы вулканических пород, выветриваясь, вносят вклад в накопление пелитового вещества. В кварце, как правило, содержится меньше радиоактивных элементов, чем в большинстве остальных породообразующих минералов. По-видимому, кроме гранитов, кварцевых порфиров, осадочных и метаморфических пород, какой-то вклад в терригенный обломочный материал вносят разрушившиеся кварцевые жилы, практически не содержащие радиоактивных элементов. Незначительные содержания урана, тория и калия в кварце позволяют рассматривать его как «разбавитель»: чем больше кварца в песчанике или алевропелите, тем ниже в них содержание радиоактивных элементов. Понятно поэтому, что кварцевые пески и песчаники выделяются среди остальных разновидностей терригенных пород пониженной радиоактивностью (табл. VI.8).

Особенности выветривания вулканогенных пород основного состава также оказывают некоторое влияние на распределение радиоактивных эле-

* Содержания элементов выражаются в граммах на тонну.

Радиоактивные элементы в существенно кварцевых песчаниках и их общая радиоактивность

Порода	Кол-во проб	Уран (по радио), г/т	Торий, г/т	Калий, %	Th/U	Общая радиоактивность, мкр/ч
Песчаники карбона Минусинской впадины	32	$1,4 \pm 0,2$	$2,4 \pm 0,4$	$0,92 \pm 0,14$	1,7	5,2
Песчаники девона Минусинской впадины	3	0,7	0,5	0,61	0,7	2,6
Песчаники венда Сибирской платформы	20	$0,6 \pm 0,2$	$2,0 \pm 0,6$	$0,31 \pm 0,17$	3,3	2,5
Третичный песок Западно-Сибирской плиты	1	0,5	0,3	0,05	0,6	0,9
«Ортокварциты», по Г. Мюррею и Дж. Адамсу [Murgray, Adams, 1958]		$0,45 \pm 0,05$	$1,7 \pm 0,1$	0,93 *	3,8	3,8

* Содержание калия в ортокварцитах принято по «Справочнику...» [1969].

ментов между гранулометрическими классами. В условиях, когда механическая денудация опережает развитие химического выветривания, бедный ураном и торием плагиоклаз уходит в пески, а относительно обогащенный радиоактивными элементами мезостазис — в глины. Исключительно низкие концентрации урана и тория в плагиоклазах основных пород позволяют считать их, подобно кварцу, «разбавителями» радиоактивных элементов в обломочных породах [Гавшин, 1985].

Чем меньше медианный размер зерен в осадочной породе, тем меньшую роль играют в ее составе минералы-разбавители и тем больше становится пелитового вещества, в котором в конечном счете оказываются продукты выветривания основной массы вулканических пород и наиболее обогащенных ураном породообразующих минералов гранитоидов — амфиболов и биотита; здесь же, в алевритовых и алевропелитовых фракциях, оказываются главнейшие акцессорные минералы, усугубляющие преимущественное обогащение радиоактивными элементами тонкозернистых пород по сравнению с крупнозернистыми. Иначе говоря, на дифференциации радиоактивных элементов в процессе гранулометрической сортировки терригенного материала сказываются два противоположно направленных явления: с одной стороны, «разбавление» псаммитового материала кварцем и полевыми шпатами и с другой — пополнение массы пелитового вещества продуктами выветривания изначально обогащенных радиоактивными элементами темноцветных минералов и микрокристаллических агрегатов вулканических пород. В итоге гранулометрической дифференциации закономерно распределяются естественные радиоактивные элементы: их содержания возрастают от песчаников к алевролитам и далее к аргиллитам, т. е., если воспользоваться понятием, введенным Н. М. Страховым [1960], проявляется упорядоченное распределение элементов по гранулометрическому ряду пород.

Если псаммиты, алевриты и пелиты неодинаковы по содержаниям радиоактивных элементов, то в пределах каждой из этих гранулометрических разновидностей обнаруживается удивительная однородность распределения урана, тория и калия как по вертикали, так и по латерали. Особенно однородны отложения крупных осадочных бассейнов, что вполне понятно: в палеоводоемы сносился обломочный материал с огромных территорий самого разного геологического строения. Перемещиваясь речными потоками и морскими течениями, он гомогенизировался, и химический состав его приближался к среднему составу областей питания, классифицированному по крупности зерна. В осадки, таким образом, поступает хорошо деомогенизированный материал, отражающий интегральный со-

Радиоактивные элементы глинистых отложений и их общая радиоактивность

Порода	Кол-во проб	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	Общая радиоактивность, мк р/ч
Новоэвксинские глинистые слты (Черное море)		2,4±0,2 3,5±0,5 *	11,6±0,8	2,97±0,20	4,8	17,6
Юрские алевропелиты Западно-Сибирской плиты	26	3,7±0,2	9,8±0,9	2,39±0,15	2,6	15,4
То же	59	4,0±0,2	11,2±0,4	2,78±0,15	2,8	17,5
Меловые алевропелиты Западно-Сибирской плиты	26	3,1±0,1	8,9±0,5	2,33±0,13	2,9	14,1
То же	217	2,7±0,1 *	9,5±0,2	2,31±0,06	3,5	13,9
«Глины и сланцы», по А. П. Виноградову [1962]		3,2	11,0	2,28	3,4	15,2
Глины, по К. Турекьяну и К. Ведеполю [Turekian, Wedepohl, 1961]		3,7	12,0	2,66	3,2	17,2

* Оценка урана дана по радио.

тав обширных, весьма неоднородных по геологическому строению, питающих провинций. Именно поэтому глинистые толщи крупных бассейнов осадконакопления близки между собой по радиоактивности и соответственно по содержаниям радиоактивных элементов, которые мало отличаются от средних значений для осадочных пород (табл. VI.9).

Отклонения от закономерных средних величин появляются, во-первых, при возрастании в глинистых породах количества карбонатов или свободного кремнезема как «разбавителей», понижающих содержания всех трех радиоактивных элементов, и, во-вторых, с приближением к источникам обломочного материала, когда недостаточно проявляется гомогенизация и начинает чувствоваться специфика локальных участков питающих провинций. Так, при размыве каолиновых кор выветривания, развитых на гранитоидах, отлагающиеся в бассейнах седиментации глины, при значительных содержаниях урана и тория, могут быть крайне обеднены калием, что, впрочем, не очень сильно сказывается на их общей радиоактивности.

Отлагающийся в крупных бассейнах седиментации псаммитовый материал тоже в значительной степени гомогенизирован. Например, на огромных пространствах Западно-Сибирской плиты песчанки, отвечающие по составу грауваккам, в среднем содержат примерно одни и те же количества радиоактивных элементов. Однако вблизи питающих провинций неоднородность песков и песчаников проявляется гораздо более интенсивно, чем в глинистых отложениях. Здесь появляются, во-первых, аркозовые песчанки, по химическому составу и радиоактивности практически не отличающиеся от гранитоидов; затем олигомиктовые кварцевые песчанки, в которых содержания урана, тория и калия нередко едва улавливаются анализом (см. табл. VI.8). Количество обломочного кварца может варьировать и тогда содержания радиоактивных элементов (как и всех остальных) тоже изменяются в широких пределах. Не случайно поэтому А. П. Виноградов [1962] в своей таблице распространенности химических элементов приводит средние значения только для «глин и сланцев», но не дает их для песков и песчаников. Оценки для песчаников есть у К. Турекьяна и К. Ведеполя [Turekian, Wedepohl, 1961], однако, рассматривая эти данные в сравнении со значениями, приведенными в табл. VI.10, нетрудно убедиться, что они относятся лишь к существенно кварцевым песчанкам

Радиоактивные элементы и общая радиоактивность полимиктовых песчаников

Порода	Кол-во проб	U (по радио), г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	Общая радиоактивность, мкР/ч
Юрские песчанники Западно-Сибирской плиты	74	1,6±0,1	4,9±0,3	1,72±0,08	3,1	8,7
Меловые песчанники Западно-Сибирской плиты	193	1,3±0,1	4,8±0,2	2,08±0,08	3,7	9,2
Верхнедевонские песчанники Минусинской впадины	244	1,6±0,1	4,7±0,2	0,87±0,03	2,9	6,5
Среднедевонские песчанники Минусинской впадины	25	1,7±0,2	4,5±0,3	1,38±0,12	2,6	7,8
Нижнекарбонатные песчанники Минусинской впадины	16	1,2±0,5	6,3±1,1	1,33±0,25	5,2	8,0
Пермокарбонатные песчанники Кузбасса	26	2,5±0,2	7,3±0,2	1,94±0,29	2,9	11,6
Песчанники, по К. Турекьяну и К. Ведеполлю [Turgekian, Wedepohl, 1961]		0,5	1,7	1,07	3,4	4,2
Титано-циркониевая россыпь	1	86,5	488,0	—	5,6	355,1

и совершенно не соответствуют данным для гораздо более распространенных полимиктовых песчаников типа граувакк и тем более аркозов (см. табл. VI.8).

Выделяются на фоне наиболее распространенных песков и песчаников некоторые их разновидности, обогащенные минералами естественного шлиха: например, в девонском песчанике с намытым по косым слоям шлихом содержится 15,8 г/т урана и 24,7 г/т тория, что значительно больше, чем в типичных аргиллитах. В ассоциирующихся с кварцевыми песчаниками титано-циркониевых россыпях концентрации урана и тория могут достигать сотых долей процента, соответственно возрастает их общая радиоактивность (см. табл. VI.10). Резко повышенные содержания урана встречаются в сероцветных песчаниках с растительными остатками вблизи их границ с красноцветами.

Радиоактивность карбонатных отложений. Опубликованные оценки свидетельствуют о низкой радиоактивности карбонатных отложений [Справочник..., 1969]. Однако, возможно, эти оценки относятся к не вполне чистым карбонатам, поскольку в результате исследований часто приходится встречаться с еще более низкими значениями. Так, во многих пробах, отобранных из доломитов Сибирской платформы, содержания урана, тория и калия не достигают пределов обнаружения γ -спектрометрическим анализом, поэтому оценки, приведенные в табл. VI.11, дают представление лишь о максимальном уровне радиоактивности наиболее чистых доломитов и доломитизированных известняков. Появление в доломитах макроскопически различимой терригенной примеси сказывается возрастанием содержания всех трех радиоактивных элементов. Примесь органического вещества нередко проявляется повышенным содержанием урана. Заметное количество урана устанавливается, например, в темно-серых кембрийских известняках, окрашенных органическим веществом. Содержание тория и калия в этих породах не поддаются обнаружению. Характерной радиогеохимической особенностью карбонатных отложений является тенденция к преобладанию урана над торием: даже в лишенных терригенного материала и заметного количества тория коралловых постройках содержание урана достигает 3—4 г/т [Батуриш, 1975].

Радиоактивность сульфатных и хлоридных пород. В чистых сульфатных и хлоридных породах содержится еще меньше радиоактивных элементов, чем в известняках и доломитах (табл. VI.12). На фоне крайне низкой радиоактивности ангидритов и каменной

Радиоактивные элементы в карбонатных породах и их общая радиоактивность

Порода	Кодово- проб	U (по ра- дию), г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	Общая радиоак- тивность, мкр/ч
Доломиты и доломитизи- рованные известняки Сибирской платформы, чистые:	кембрийские	26 0,7±0,2	<(0,5±0,2)	<(0,10±0,06)	0,7	<1,3
	рифейские	23 (0,3±0,1)	<(0,3±0,1)	<(0,20±0,06)	1,0	<1,9
Доломиты и доломитизи- рованные известняки Сибирской платформы глинистые:	кембрийские	15 2,5±0,4	<(0,7±0,3)	0,36±0,17	0,3	<4,2
	рифейские	10 0,8±0,8	2,0±0,8	1,32±0,54	2,5	5,3
Черные известняки кемб- рия Кузнецкого Ала- тау	5	3,3	0,0	0,00	—	3,8
Карбонатные породы, по К. Турекьяну и К. Ве- делю [Turckian, We- derohl, 1961]		2,2±0,1	1,7±0,7	0,27	0,8	4,1

Примечание. Доверительные интервалы взяты по «Справочнику...» [1969].

соли резко выделяются повышенным γ -излучением калийные соли. Однако даже заметно обогащенные сильвинном или карналлитом слои по общему γ -излучению иногда лишь несколько выделяются среди глинистых отложений, поэтому для их обнаружения особое значение приобретают γ -спектрометрические исследования.

Радиоактивность каустоболитов. Способность некоторых разновидностей органического вещества концентрировать уран достаточно хорошо известна. Особенно много исследований посвящено ураноносности гуминовых соединений. Они широко распространены в природе и обладают ясно выраженной способностью извлекать уран из растворов. Однако содержание урана в природных водах в общем на три порядка ниже, чем, например, в глинистых отложениях. Следовательно, для существенного обогащения ураном гуминового вещества необходимо его взаимодействие с большим объемом природных вод. Такие условия создаются, в частности, в местах проникновения подземных или поверхностных вод в торфяные болота: именно поэтому, как показано А. В. Коченовым и др. [1965, 1967], торфяники обогащены ураном не повсюду, а лишь у коренных склонов или вблизи устьев водотоков. Большие массы бурых и каменных углей слабо радиоактивны: содержания урана, тория и калия в золах ископаемых углей приближаются к значениям, характерным для обычных глин. Концентрация урана возрастает при поверхностном окислении угольных пластов, когда образуются «вторичные» гуминовые кислоты (табл. VI.13).

В морских условиях, при огромных ресурсах урана в водоеме, он накапливается в ассоциации с сапропелевым органическим веществом, в котором возникают эфемерные образования — «гуминовые кислоты сапропелей» [Заславский, 1979]. Голоценовые сапропелевые илы Черного моря Н. М. Страхов [1961] рассматривал как «субфоссильный горючесланцевый горизонт». И действительно, в древних горючих сланцах, так же как и в сапропелевых илах голоцена, обнаруживаются весьма существенные концентрации урана. То же самое можно сказать о доманикитах, отличающихся от горючих сланцев, по существу, лишь менее высоким содержа-

Радиоактивные элементы и общая радиоактивность ангидритов и солей

Порода	Кол-во проб	U (по радио), г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	Общая радиоактивность, мкр/ч
Каменная соль, кембрийской платформы	20	$<(0,2 \pm 0,1)$	$<(0,3 \pm 0,1)$	$<(0,06 \pm 0,02)$	1,5	$<0,6$
Каменная соль [Справочник..., 1969]		$0,013 \pm 0,005$	$<0,2$			
Ангидриты доломитистые, кембрийской платформы	7	$0,3 \pm 0,2$	$0,5 \pm 0,3$	$<(0,06 \pm 0,11)$	1,7	$<0,8$
Полигалит из отложений кембрийской платформы		0,0	0,0	10,0		25,2
Кондиционные пласты Верхнекамского района [Сенько, 1967]: сильвинитовые карналлитовые						40—80 20—40

Таблица VI.13

Радиоактивные элементы в каустобиолитах и их общая радиоактивность

Порода	Кол-во проб	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	Общая радиоактивность, мкр/ч
Уголь бурый Западно-Сибирской плиты	10	$<(1,2 \pm 0,7)^*$	$<(1,4 \pm 0,7)$	$<(0,08 \pm 0,08)$	1,2	$<2,3$
Зола Назаровской ГРЭС	8	4,9 *	5,8	0,20	1,2	9,2
Окисленный бурый уголь	1	520 *	—	—	1,2	603,2
Сапропеленые илы Черного моря		$17,6 \pm 3,2$	$7,0 \pm 0,6$	$1,27 \pm 0,21$	0,4	
Кембрийские горючие сланцы Оленекского бассейна	13	$34,1 \pm 7,1$	$6,7 \pm 0,6$	$2,83 \pm 0,21$	9,2	50,2
Доманикиты баженковской свиты Западно-Сибирской плиты	30	$35,7 \pm 1,6$	$6,3 \pm 0,6$	$1,44 \pm 0,22$	0,2	48,3

* Оценка урана дана по радио.

нием органического вещества. Концентрации тория и калия в современных и древних морских планктоногенных отложениях — сапропелевых илах, горючих сланцах, доманикитах — полностью определяются количеством терригенной примеси [Гавшин, Бобров, 1982; Гавшин и др., 1984]. В фанерозойских разрезах, благодаря значительному содержанию урана, доманикиты и морские горючие сланцы отчетливо выделяются среди глинистых или карбонатных отложений повышенной общей радиоактивностью (см. табл. VI.13). В сапропелевых илах голоцена состояние радиоактивного равновесия урана с продуктами его распада не достигнуто, поэтому оценка их γ -излучения не имеет смысла. Содержания радиоактивных элементов в нефтях находятся далеко за пределами возможности обнаружения полевыми методами и поэтому здесь не рассматриваются.

Радиоактивность фосфоритов, бокситов, цеолитов. В фосфоритах вклад урана в общую радиоактивность, как правило, значительно превышает долю тория и калия. Содержание урана, в общем, увеличивается по мере возрастания количества P_2O_5 , однако тенденция к линейному соотношению между ураном и фосфором проявляется не всегда и лишь в пределах конкретного месторождения или группы однотипных месторождений. Так, для отдельных месторождений или пластов Прибалтики, Подмосковья, Поволжья и Дальнего Востока линейная

Радиоактивные элементы в фосфоритах, бокситах, цеолитолитах и их общая радиоактивность

Порода	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	Общая радиоактивность, мкр/ч
Фосфориты	30—200				30—230
Бокситы, по В. А. Броневому и др. [1985]:					
палеозойские	6,9	25	0,22	3,6	21,6
мезозойские	6,9	27	0,06	3,9	22,2
кайнозойские	6,3	29	0,04	4,6	22,5
Цеолитолиты:					
кузбасские (31)	$9,2 \pm 0,6$	$20,8 \pm 1,0$	$0,70 \pm 0,13$	2,3	23,3
сахалинские (9)	$2,0 \pm 0,7$	$8,0 \pm 2,2$	$1,79 \pm 0,18$	4,0	11,0

Примечание. Уран в цеолитолитах оценен по радио. В скобках дано количество проб.

связь содержания урана и фосфора выражается коэффициентом корреляции 0,8—0,9 [Исследование..., 1979]. Наиболее богатые фосфориты содержат обычно не менее 30 и не более 300 г/т урана [Гавшин и др., 1974]. Пренебрегая вкладами тория и калия, получаем, что общая радиоактивность фосфоритов варьирует в пределах 30—230 мкр/ч (табл. VI.14). Более высокая радиоактивность указывает, скорее всего, на постседиментационное обогащение ураном фосфатного вещества. С другой стороны, в докембрийских отложениях Енисейского кряжа встречаются слои и линзы бедных фосфоритов, не выделяющиеся по радиоактивности из вмещающих кристаллических сланцев [Злобин, 1983].

В бокситах содержится существенно больше урана и тория, чем в глинистых породах, однако вследствие низкого содержания калия они лишь незначительно выделяются на фоне терригенных отложений повышенной общей радиоактивностью (см. табл. VI.14).

Цеолитолиты — породы, в которых количество цеолитов достигает 40—60 %, неоднородны по величине общей радиоактивности. Так, в триасовых отложениях Кузбасса они при невысоком содержании калия существенно обогащены ураном и торием, что сказывается более высокой радиоактивностью по сравнению с глинистыми породами. Напротив, цеолитизированные туфы Лютюгского месторождения на Сахалине по общей радиоактивности не отличаются от обычных терригенных пород (см. табл. VI.14).

Глава VII

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ (ПОРОДНОСЛОВНЫЕ) АССОЦИАЦИИ

В естественных обнажениях, скважинах и горных выработках осадочные породы образуют разнообразные по форме и составу геологические тела или геосомы. Элементарными телами, наиболее характерными для осадочных пород, являются слои, пласты и линзы. К слоям или пластам относят такие тела, которые четко по составу ограничены близкими к параллельным поверхностями от других вмещающих их отло-

жений и обладают достаточной однородностью состава, т. е. они в пределах конкретных разрезов сложены породой одного петрографического типа. Линзы отличаются от слоев тем, что в конкретных сечениях (обнажение, скважина, горные выработки) можно наблюдать выклинивание, т. е. плоскости ограничения не являются параллельными.

Мощности линз, слоев или пластов варьируют в широких пределах. В полевых условиях выделяются тела от долей миллиметра до нескольких метров. Обычно используется классификация Л. Б. Рухина [1961], для которой с дополнениями можно предложить следующую градацию при выделении линз, слоев и пластов (см): 1) микрослоистые (<0,3), 2) очень тонкослоистые (0,3—1,0), 3) тонкослоистые (1—3), 4) мелкослоистые (3—10), 5) среднеслоистые (10—30), 6) толстослоистые (30—100) и 7) очень толстослоистые (>100).

Менее распространенными формами тел осадочных пород следует считать: карстовые полости, заполненные осадочным материалом, сталактитовые и сталагмитовые тела, конкреции, осадочные дайки и тела неправильной формы. Особенности строения конкреций и карстовых полостей посвящены главы IV и VIII. Осадочные дайки (кластические жилы, дайки и т. д.) представляют собой полости, часто секущие осадочные тела, форма которых варьирует от пластообразных до сложных, линзообразных, округло-вытянутых и др. Они выполнены, как правило, песчаным, реже глинистым или кремнистым веществом. Размеры даек и жил разнообразны: по мощности — от миллиметра до метров, а по простиранию — от метров до километров [Седиментология, 1980]. Иногда в осадочных дайках наблюдается слоистость, располагающаяся параллельно контактам с вмещающими породами.

По генетическим признакам различаются два типа осадочных даек: инъекционные и выполения. Первый образуется путем раздвигания с заполнением рыхлым обводненным материалом пространства внутри литифицированных пород, для второго характерно скопление рыхлого материала в полостях (трещинах и т. д.), выходящих на поверхность седиментационного бассейна. Различия между этими типами устанавливаются путем детального наблюдения на границе осадочной дайки и вмещающей породы. Первый тип обнаруживает чаще неправильные формы залегания, механические воздействия на вмещающие породы, следы течений. По возрасту материал даек первого типа может быть как древнее, так и моложе окружающих пород. Во втором типе материал заполнения в возрастном отношении моложе вмещающего субстрата. Он характеризуется богатством состава вещества дайки и вышележащих пород. Этот материал обычно несет следы тех динамических процессов (размыва, сортировки и т. д.), которые сопровождали процесс заполнения открытых полостей.

Тела неправильной формы — продукты метасоматоза. Они характерны для карбонатных отложений, в которых кальцитовые и доломитовые породы замещаются магнезитом или сидеритом. Такого рода замещения наблюдаются в каменной соли и карналлитовой породе, в которых развивается сильвин.

При выделении слоев и пластов важным этапом является изучение границ между ними. Они подразделяются на два типа: скрытно- и явно-несогласные. В каждом из них на разделах слоев наблюдается смена петротипа, так как в общем случае имеет место изменение размерности частиц бло-, grano- или кластоморфных разновидностей, вариации в количестве примесей, смена окраски и т. д. Кроме того, к границам слоев могут быть приурочены текстуры абиогенного или биогенного генезиса. Абиогенные текстуры включают знаки ряби, следы сползания, трещины усыхания, мерзлотные, глиптоморфозы кристаллов, следы струй течения, стекания, влекомых предметов, газовых пузырьков, следы ударов молний, а биогенные представлены следами перемещения позвоночных, ракообразных, ползающих и роющих животных, корнями растений (см. гл. III). В случае скрытого несогласия они приурочены к верхней

границе нижезалегающего слоя. При явном несогласном залегании слоев можно наблюдать угловое несогласие, неровную поверхность контактов, наличие почв и кор выветривания в основании слоев, срезание элементов слоистости и слоистости в подстилающих породах, многочисленные обломки пород нижезалегающих отложений и т. д.

Весьма важным элементом внутреннего строения слоя является слоистость. Ее характеристика была приведена в главе III. Наиболее просто построены слои без явной слоистости или выраженной горизонтальным типом. В последнем случае она является прерывистой, например, образованной чешуйками слюды, тонкообломочным растительным детритом или разрозненными обломками другой размерности, а также изменением окраски внутри слоя, сложенного одним петротипом. Вариации цвета могут зависеть от примеси тонкодисперсной органики, соединений железа и т. д. Более сложный вариант строения слоя наблюдается при наличии внутри его текстур типа косой или волнистой слоистости. Ее масштабы и морфология зависят от мощности слоя. Типы контактов, формы ограниченных ими геологических тел и вмещающие образования составляют комплекс геолого-генетических признаков, столь же важных для классификации и генетической типизации метаморфизованных осадочных пород (МОП), как и для неметаморфизованных осадков. Они аналогичны соответствующим параметрам осадочных тел, поэтому к ним применены те же классификационные, терминологические и методические принципы изучения, что и для осадочных отложений. МОП, однако, повсеместно дислоцированы и исходная геометрия их тел искажена. Поэтому, чтобы судить о ней, необходимо «снятие» тектонических деформаций или иначе — «вывод» тела в додеформационное состояние. Это осуществимо только на основе детального картирования с прослеживанием контактов геологических тел по простиранию.

Обобщение материалов по минералогии, структурам, текстурам, форме залегания слоев осадочных пород, типам их переслаивания в конечном итоге суммируется путем выявления надслоевых осадочных тел, являющихся объектами картирования при геологической съемке. В имеющейся литературе рассматривается правомерность выделения различных геологических тел, которые дифференцируются по составу или по тектоническому режиму областей мобилизации вещества и накопления осадочных продуктов, или по климату и т. д. Сами геологические тела (формации, геогенерации, комплексы и др.) различаются авторами как по преобладающим породам (песчаные, сланцевые, карбонатные и др.), так и по породам и минералам, присутствующим в подчиненном количестве (глауколитовые, красочувствительные, соляные, фосфатные и др.). Отсутствие единого подхода, несоблюдение иерархии признаков, широкое использование генетических показателей на первых стадиях разработки классификации являются основным источником разногласий и причиной разнобоя при выделении геологических тел, что недопустимо при геологических работах.

Учитывая многолетнюю практику по типизации осадочных тел, при разработке их классификации предлагаются следующие исходные положения: 1) отказ от генетических параметров на стадии документации разреза и 2) выделение природных сообществ по преобладанию в разрезе одного или нескольких петрографических классов пород. Такие надпородные сочетания в работе названы литологическими ассоциациями. Термин «литологическая ассоциация» уже существует в литературе [Седиментология, 1980; и др.], однако ему не придается строгого количественного значения, т. е. допускается та же методологическая ошибка, что и при выделении формационных тел. Следовательно, понятию «литологическая ассоциация» в настоящей работе придается иное, более конкретное толкование.

Исходя из представлений о необходимости разработки единой классификационной схемы в ряду минерал — осадочная порода — слой —

литологическая или породностоевая ассоциация, последняя рассматривается как сообщество осадочных пород (слоев), состоящее на 50 % и более из пород одного или нескольких петрографических классов, имеющих одинаковые или близкие структурно-текстурные признаки. Из определения таким образом исключаются генетические показатели. Такой подход, особенно в стадию полевых исследований, предопределяет более объективное, непредвзятое выявление осадочных тел — литологических ассоциаций, создание единообразной многоцелевой классификации, которая может быть использована для решения различных вопросов, в том числе и генетических.

По количественному участию пород, образующих литологическую ассоциацию, различаются два вида сообществ: моно- и политипный. К монотипному варианту относятся ассоциации, которые на 50 % и более сложены породами одного петрографического класса. Политипные или переходные ассоциации состоят из пород различных петрографических классов, образующих тела слоистого или циклического строения.

Каждый тип литологической ассоциации характеризуется своим набором преобладающих и второстепенных по распространению пород, специфическим рисунком их смены в разрезе и плане. Таким образом, в каждом конкретном случае выявляется своя последовательность слоистости ассоциации, что в конечном итоге позволяет выделять более дробные подразделения, градации или литосомы, по Н. Б. Вассовичу [Справочник..., 1983], состоящие или из последовательно меняющихся, или повторяющихся наборов слоев. Такая повторяемость особенно часто наблюдается в политипных литологических ассоциациях.

Характеристика литологических ассоциаций и их подразделений складывается из количественного определения породных компонентов в разрезах, по которому выделяется сообщество, выявления характера границ тел разного иерархического статуса (слой, литосома, градация, ассоциация), анализа закономерностей смены пород в разрезе и в соседних разрезах, описания структур, текстур подразделений ассоциации.

Очерчивание формы тела, выделяемого как литологическая ассоциация, проводится путем анализа строения конкретных разрезов, количественного учета распределения в них преобладающих пород и их сочетаний. Границы таких тел фиксируются в виде поверхностей явных несогласий или резкой смены пород в разрезе как по составу, так и по другим физическим свойствам. Сопоставление разрезов по площади дает представление о выдержанности строения ассоциации и о типах переходов ее в разрезе и по латерали. В этом случае желательно получение трех типов опорных разрезов литологической ассоциации: центральной и двух в зонах выклинивания.

По предлагаемому принципу в качестве примеров ниже рассмотрено строение ряда наиболее встречающихся, преимущественно монотипных ассоциаций. При характеристике типов разрезов не ставилась задача дать рецепты для документации конкретных отложений. Они изложены в соответствующих методических руководствах, изданных Министерством геологии СССР. Задача авторов — привлечь внимание геологов, занимающихся крупномасштабным картированием, к литологическим особенностям различных, по веществу и структуре, типов осадочных наслоений. Тексты описаний для кремнистых ассоциаций составлены Ю. П. Казанским и А. В. Ивановской, для силлитных — А. Д. Додатко, А. В. Ваном, В. Г. Петровым, О. А. Бетехтиной и Ю. П. Казанским, для карбонатных — Ю. П. Казанским, для флишевых — Ю. К. Советовым, для метаморфизованных осадочных пород — Т. Ф. Негруца и В. З. Негруцей.

КРЕМНИСТЫЕ АССОЦИАЦИИ

Монотипные представители ассоциаций этого класса — геологические тела, сложенные породами, состоящими из опала, кристобалита, халцедона и кварца. Среди них достаточно часто встречаются

диатомито-радиолярито-опоковый, яшмовый, песчано-кварцевый и песчано-кварцитовый типы.

Диатомито-радиолярито-опоковый представитель, распространенный преимущественно в областях молодых платформ, образует покровы на десятки и сотни тысяч квадратных километров при мощности, не превышающей десятков метров. В разрезах, характеризующих центральные части областей развития ассоциации, обычно преобладают опоки и их глинистые разности, характеризующиеся светло-, голубовато-серой окраской. Они переслаиваются с диатомитами, реже радиоляритами, спонголитами, содержат прослойки монтмориллонитовых, монтмориллонито-гидрослюдистых глин, иногда кварцевых алевролитов и мелкообломочных песков. Характерные органические остатки — раковины морских двустворок, гастропод, зубов и чешуи рыб, пиритизированных биоморфов червеобразных организмов. Из аутигенных, преимущественно постседиментационных, образований отмечаются минералы группы глауконита, стяжения опала, кристобалита, кальциевых фосфатов, углеводороды, цеолиты, марказит и пирит.

Породы ассоциации этого типа характеризуются нечеткой горизонтальной слоистостью, которая подчеркивается присутствием тонкообломочного материала или глинистого вещества, раковинным детритом. Слоистость часто нарушена ходами плесов.

В разрезах, располагающихся в участках выклинивания ассоциации, наблюдаются два типа переслаивания. В областях, прилегающих к континентальной провинции, кремнистые породы сменяются мелко- и разнообломочными глауконито-кварцевыми песками, часто содержащими прослойки углистых глин и алевроглинистых пород. Более сложная ситуация наблюдается в более «морских» разрезах. Чаще всего встречаются два варианта. Во-первых, кремнистые породы переходят в глинистую ассоциацию, в строении которой участвуют гидрослюдисто-монтмориллонитовые, часто в той или иной мере кремнистые глины. Для второго случая характерен переход этих отложений в карбонатную ассоциацию.

Яшмовые ассоциации сложены яшмами, их глинистыми, железистыми и туфогенными разностями, кремнистыми сланцами, туфогенными кремнистыми породами, образуя пачки до 50—150 м и переслаиваясь с аргиллитами, кремнистыми сланцами, туфами, эффузивами среднего или основного состава (андезиты, спилиты и др.). Кремнистые породы содержат то или иное количество скелетных остатков (губки, радиолярии, граптолиты и др.), часто обогащены гематитом, вулканокластическим материалом, иногда содержат соединения и включения кварца, марганца, карбонатов, углеводородов, в прослоях известняков встречаются фораминиферы, моллюски. В яшмах и кремнистых сланцах нередко наблюдается горизонтальная слоистость, рисунок которой подчеркивается изменением цвета или прослоями пепловых частиц. В яшмах обычна сеть кварцевых и халцедоновых жилок. В разрезах и по латерали яшмовые ассоциации переходят в вулканогенно-осадочные, карбонатные, реже терригенные толщ [Рухин, 1961; Хворова, 1968; Азербайев, 1978; Вишневецкая, 1984; и др.].

Кремнистые ассоциации яшмового типа имеют значительные мощности (1000 м и более) и сравнительно узкое площадное распространение, приурочиваясь к областям складчатости. Осадки этих ассоциаций рассматриваются как морские образования, причем источником кремнезема обычно являются растворы, связанные с подводной вулканической деятельностью.

Песчано-кварцевая ассоциация распространена в мезо- и кайнозойских, реже палеозойских отложениях платформ (Западно-Сибирская, Сибирская, Русская и др.) и отличается выдержанностью состава преобладающих пород. Она с размывом или согласно перекрывает глинистые, кремнистые, карбонатные, полимиктовые отложения. Мощности разрезов ассоциации варьируют в широких пределах, но, как правило, не превышают 400—500 м.

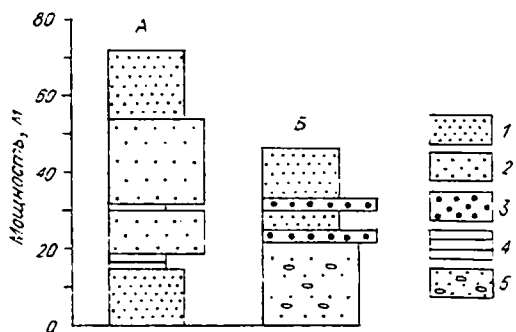


Рис. VII.1. Разрезы песчано-кварцевой ассоциации (верхний мел, симская свита).

А — р. Бол. Дубчес, левый приток Енисей; Б — р. Сым, левый приток Енисей. 1—3 — песок: 1 — светло-серый глинистый мелкообломочный полевошпатово-кварцевый; 2 — серый мелкообломочный кварцевый; 3 — серый средне- и крупнообломочный кварцевый; 4 — светло-серая каолиновая глина; 5 — гравийные обломки пород.

Преобладающими породами ассоциации являются в типовых разрезах кварцевые пески и песчаники, глинистые кварцевые и полевошпатово-кварцевые пески (рис. VII.1, А и Б). Пески кварцевого состава характеризуются от мелкой до крупной размерностями. Они, как правило, хорошо отмыты, достаточно равномерно-обломочные. В базальных частях слоев в них встречается мелкий гравий, реже галька, сложенная кварцем, кварцитами или обломками выветрелых пород (см. рис. VII.1, Б). Нередко на этих уровнях можно обнаружить «окатыши» белых или серых каолиновых глин. Текстуры слоев косослойчатые, часто «диагонального» типа. Песчаники отличаются присутствием кварцевого регенерационного цемента, иногда с примесью глинистого, каолинового вещества.

Глинистые типы песков обычно мелкообломочные, содержат в отличие от предыдущих типов больше глинистого материала, а также полевых шпатов, что в ряде случаев позволяет выделять полевошпатово-кварцевые разновидности песков. Глинистое вещество представлено каолинитом и гидрослюдой, обычно тонкодисперсное. Иногда каолинит образует червеобразные сростки размерами до долей миллиметра.

Второстепенными членами ассоциации являются кварцевые, полевошпатово-кварцевые алевриты, белые и серые, каолиновые или гидрослюдисто-каолиновые глины, песчаники с опаловым цементом, прослой «естественного» рудного шлиха. Алевриты по составу близки глинистым разновидностям песков, отличаясь размерностью обломков, иногда более высоким содержанием глинистого материала, в котором несколько больше гидрослюдистого вещества. Белые глины характеризуются преобладанием наиболее тонких пелитовых фракций, малой примесью псаммито-алевроитового материала, отсутствием четко выраженных слойчатых текстур. Глины серого, темно-серого цвета отличаются худшей сортировкой, повышенными количествами гидрослюдистого компонента, тонкодисперсного углистого вещества, слойчатостью горизонтального типа. Иногда в них отмечаются растительные остатки: обломки древесины, отпечатки листьев, семена и др.

Своеобразными породами являются песчаники с опаловым цементом и рудные пески типа «естественного» шлиха. Первые из них представляют собой плохо сортированные, разнообломочные псаммитовые породы, в которых базальный, почти нераскристаллизованный опаловый цемент составляет до 50 % объема. Рудные пески образуют тонкие прослой, состоящие из мелкопсаммитовых обломков ильменита, лейкоксена, циркона, реже гранатов, турмалина и других устойчивых к выветриванию минералов, в рассеянном виде распространены во вмещающих породах. Прослой шлиха могут залегать в песках как горизонтально, так и образовывать слои пологоволнистой формы.

Внутренняя структура песчано-кварцевой ассоциации отличается неоднородностью. В разрезах, располагающихся ближе к источникам осадочного материала, наблюдаются чередующиеся градации, состоящие в основании из слоев кварцевых, достаточно крупнообломочных песков и песчаников с гравием и редкой галькой, выше переходящих в глинистые

пески с прослоями белых и серых глин. Мощности градаций от нескольких до первых десятков метров. В центральных частях разрезов ассоциации наблюдается возрастание мощностей градаций, увеличение роли в них глинистых песков и серых глин. Иногда имеет место появление сочтаний, в которых глинистые пласты, переслаиваясь с алевритами и песками, составляют до 30—50 % разреза. Часто такие глинисто-песчаные градации отмечаются в нижних частях разрезов ассоциации. В областях перехода в морские глинистые и карбонатные отложения в разрезах вновь может возрастать роль песчаных слоев преимущественно кварцевого состава. Иногда эти тела кварцевых песков могут занимать значительные площади и содержать значительные скопления рудных прослоев.

В генетическом отношении отложения типа песчано-кварцевой ассоциации представляют собой аллювиально-озерные и прибрежно-морские образования. Источниками материала для них являются продукты выветривания кварцесодержащих магматических, метаморфических и обогащенных кварцем осадочных пород. Выделяемые градации в большинстве случаев представляют собой аллювиальные циклы разного масштаба, а части разрезов, сложенные переслаивающимися песками, алевритами и глинами, — участки озерных ландшафтов. В областях перехода отложений ассоциаций в морские образования характерное появление слоев хорошо отмытых кварцевых песков можно рассматривать как свидетельство переработки кварцево-глинистого материала, поступившего с суши в прибрежные участки морского бассейна. Здесь различаются осадки пляжей, прибрежных валов и других структурных элементов прибрежно-морской зоны.

Песчано-кварцитовые ассоциации распространены преимущественно в докембрийских и древнепалеозойских отложениях древних щитов, поднятий и т. д. (Анабарский массив, Байкальское нагорье, Канадский щит и др.). В разрезах ассоциации преобладают кварцевые, олигомиктово-кварцевые песчаники, кварциты, чередующиеся с олигомиктовыми, часто кварцевыми конгломератами, гравелитами, реже аркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В качестве примесей во всех породах отмечаются окислы и гидроокислы железа, позволяющие выделять красноцветные типы разрезов.

Фациальными аналогами песчано-кварцитовых ассоциаций являются сланцевые, карбонатные, вулканокластические, флишоподные и флишевые комплексы пород, которые они сменяют в вертикальных разрезах и переходят по латерали.

Существует некоторая дифференциация в составе песчано-кварцитовых ассоциаций платформенных и орогенных областей. Для первых характерно преобладание мелко- и среднеобломочных песчаников, чередующихся с редкими прослоями более грубообломочных пород, алевролитов и аргиллитов. В красноцветных отложениях встречаются ярко-красные аргиллиты и прослой гематитовых пород. Разрезы неплатформенных областей группируются в два типа: 1) преимущественно песчано-кварцитовый, близкий разрезам платформенных областей; 2) песчано-кварцито-грубообломочно-сланцевый с участием горизонтов карбонатных пород. Для первого типа характерно ритмическое строение. Выделяемые градации в основании сложены кварцевыми гравелитами и крупно-, разнообломочными песчаниками с кварцевым, часто регенерационным цементом. Верхние части ритмов содержат прослой глинистых песчаников, алевролитов, реже аргиллитов.

Наблюдаются изменения в составе обломков песчаных пород. Обычно в нижних частях разрезов в них больше полевошпатовых обломков, в верхних увеличивается количество глинистого, углеводородного и карбонатного вещества. В песчаных породах, как правило, наблюдаются косо-слоистые текстуры, многочисленные знаки ряби, прослой с окатанными обломками аргиллитов.

Второй тип представлен кварцевыми конгломератами, кварцитами, кварцевыми песчаниками, высокоглиноземистыми и хлоритовыми слан-

цами. Встречаются обычно в нижних частях туфы и туфогенные породы, в верхних — прослой карбонатных пород. В обломочных породах известны косослойчатые текстуры, трещины усыхания, следы ряби, жизнедеятельности плесневых грибов, скопления зерен глауконита, стяжения диаспора, карбонатов.

Генетические осадки песчано-кварцитовых ассоциаций относятся к аллювиальным, дельтовым и прибрежно-морским образованиям.

СИАЛИТНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Ассоциации, сложенные компонентами сиалитного состава, разнообразны по характеру вещества и его структуре. В качестве примеров ниже дана характеристика глинистых продуктов кор выветривания, граувакковых, вулканокластических и глинистых пород.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Ассоциации продуктов кор выветривания представлены разрезами элювия. Кору выветривания следует рассматривать как особую геологическую формацию, для которой наиболее характерны следующие особенности: 1) региональное распространение на больших площадях и почти горизонтальное залегание; 2) вертикальная (или горизонтальная у некоторых типов кор) петрографо-минералогическая зональность профиля выветривания; 3) специфические физические свойства продуктов выветривания с уменьшением снизу вверх по разрезу объемного веса пород и соответственным увеличением их дисперсности, пористости и степени гипергенного изменения, при почти повсеместном сохранении текстурных и структурных особенностей материнских пород; 4) глинистый состав основной массы продуктов выветривания; 5) концентрация крупных залежей полезных ископаемых, благодаря гипергенному преобразованию породообразующих минералов, выносу легкорастворимых веществ и накоплению устойчивых рудных и нерудных минералов.

В общем плане полный (завершенный) профиль коры выветривания расчленяется на следующие четыре зоны (снизу вверх).

1. Начальные продукты выветривания, в которых происходят физическое разрушение пород, их дезинтеграция и начальное преобразование химического состава минералов. С растворами начинают выноситься наиболее подвижные элементы (щелочи, щелочные земли), возникают первые глинистые новообразования, количество которых еще небольшое (редко более 10 %). По физическим свойствам породы этой зоны мало отличаются от материнских, а гипергенные преобразования происходят в основном вдоль трещин.

2. Промежуточные продукты выветривания, в которых минералы материнских пород почти полностью замещены гипергенными новообразованиями, а их химический состав претерпел существенные изменения. Материнские породы не сохраняют своих физических свойств, так как алюмосиликатные минералы почти полностью замещены глинистыми, обладающими непостоянным составом и свойствами и слабо устойчивыми при гипергенезе. Здесь еще встречаются полуразложившиеся и слабо измененные минералы коренных пород.

3. Устойчивые продукты выветривания, в которых минералы коренных пород замещены устойчивыми в гипергенных условиях глинистыми новообразованиями. В этой зоне почти на всех типах горных пород преобладают каолинит и гидроокислы железа, присутствуют кварц, некоторые рудные и акцессорные минералы.

4. Конечные продукты выветривания, которые характеризуются преобладанием свободных окислов и гидроокислов алюминия, железа, тита-

на; присутствуют некоторые минералы нижележащей зоны (чаще всего каолинит и кварц).

Указанные зоны полного профиля лишь в самом общем виде отражают все многообразие процессов гипергенного минералообразования и с некоторой долей допущения могут приравниваться к стратиграфическим горизонтам. Геологическое картирование площадных кор на этом принципе позволяет сравнивать разрезы элювия на разных типах пород, выявлять общие закономерности его развития и успешно прогнозировать поиски полезных ископаемых.

По составу преобладающих гипергенных минералов или пород верхней зоны различают контролитовый, монтмориллонитовый, гидрослюдистый, каолинитовый, латеритный и другие типы минералогических профилей выветривания. Как правило, они образуются на определенных типах материнских пород и содержат характерные виды гипергенных и остаточных полезных ископаемых. Минералогический тип профиля при прочих равных условиях гипергенеза целиком определяется составом материнских пород. Наиболее ярко индивидуальные особенности каждого профиля отражаются в составе пород второй зоны. В третьей и четвертой зонах коры видовой состав гипергенных минералов сближается, хотя всегда сохраняются различия в их количественном содержании.

Образование полного профиля выветривания со всеми перечисленными выше зонами принципиально возможно на всех типах горных пород, однако реализуется эта возможность далеко не всегда и не повсеместно, только при определенных сочетаниях климатического и тектонического режимов, характера рельефа и других условий гипергенеза в редкие периоды развития Земли. Значительно чаще профиль коры завершается зоной устойчивых продуктов гипергенеза и лишь на отдельных наиболее благоприятных типах пород формируется четвертая, латеритная, зона.

Выветривание горных пород происходит на суше повсеместно и постоянно, однако только на определенных этапах геологического развития регионов при сочетании комплекса благоприятных условий гипергенеза происходили интенсивное корообразование и формирование элювиальных толщ мощностью в десятки и даже сотни метров. Поэтому в геологической летописи выделяются особые эпохи корообразования. Продукты выветривания древних эпох картируются на всех континентах и по ним фиксируется развитие древних денудационных поверхностей выравнивания рельефа. Часто они представлены лишь реликтами былых элювиальных толщ, а сохраняются относительно хорошо там, где их бронируют от размыва перекрывающие осадочные и другие отложения. По возрасту перекрывающих толщ косвенно определяется верхняя возрастная граница коры выветривания. Исследования последних лет показали, что на Украинском щите, Воронежской антеклизе и в пределах других платформенных областей страны имеются продукты выветривания до 20 эпох, возраст которых определяется от архейского до кайнозойского. Древнейшие из них метаморфизованы, другие в значительной мере размывы или преобразованы палеогенными процессами, сохранились только коры выветривания нескольких эпох. В современных условиях (четвертичный период) мощные коры выветривания полного профиля (с зоной латеритных пород сверху) развиты в экваториальном и субтропическом поясах (Центральная и Южная Америка, Африка, Индия, Индокитай, Индонезия и др.). В других климатических зонах современный элювий распространен значительно слабее и представлен в основном начальными продуктами выветривания (дресвой с небольшим количеством глинистых минералов).

Кора выветривания разделяется на несколько морфологических типов: площадная, линейная, смешанная (линейно-площадная). Площадная кора представляет собой плащеобразные залежи регионального распространения, имеющие вертикальную зональность профиля и достигающие мощности до 100—120 м. Линейные коры развиваются на контакте разно-

тильных кристаллических пород, в зонах разломов и тектонических нарушений. Они имеют в плане линейно вытянутые очертания, горизонтальную зональность (от зальбандов к центральной части), значительную мощность, иногда достигающую 400 м и более. Смешанные коры возникают на массивах горных пород, которые рассечены зонами тектонических нарушений, расланцевания, повышенной трещиноватости. Нижняя граница элювия крайне неровная, имеет много понижений и глубоких карманов; зональность вертикальная.

По генетическим признакам месторождения минерального сырья коры выветривания разделяются на собственно гипергенные и элювиальные (остаточные). Первые формируются за счет гипергенного изменения минералов материнских пород, в основном породообразующих — это месторождения каолинов, бокситов, нонтронитовых и монтмориллонитовых глин, силикатных руд никеля и кобальта, вермикулита и др. Элювиальные месторождения возникают в результате остаточного накопления устойчивых в гипергенных условиях минералов — ильменита, циркона, апатита, графита и др. Характерно отсутствие в продуктах выветривания сульфидов, которые полностью разрушаются и выносятся. Состав материнских пород и их металлогеническая специализация определяют комплекс полезных ископаемых коры выветривания, а гипергенные процессы — их закономерное размещение по вертикальному профилю. С четвертой зоной связаны залежи бокситов, бурых железняков, с третьей — каолины, охры; залежи руд никеля и кобальта, ильменита, графита, вермикулита и других приурочены ко второй зоне промежуточных продуктов выветривания.

В процессе размыва и переотложения продуктов гипергенеза вблизи массивов выветриваемых пород формируются месторождения осадочного типа — ближнего сноса, которые не утратили видимой связи с первоисточниками. К ним относятся скопления вторичных каолинов, осадочных бокситов, аллювиальные россыпи ильменита, циркона, апатита и др. Коры выветривания являются источником образования многих осадочных месторождений, весьма удаленных от первоисточника, образовавшихся при многократном переотложении рыхлого материала. К ним приурочены месторождения марганцевых руд, прибрежно-морские россыпи устойчивых минералов и др.

В естественных обнажениях коры выветривания встречаются относительно редко и, как правило, профили их бывают неполными. Это связано с неполным вскрытием профиля оврагами и балками, интенсивным размывом при выходе на поверхность и т. д. Поэтому для изучения разрезов коры предпочтительнее использовать материал бурения скважин и искусственных обнажений в горных выработках различного класса (шурфы, каналы, карьеры, штольни, шахты и др.).

Полевое изучение разрезов элювия рекомендуется начинать с общего осмотра обнажения или керна скважины. Прежде всего определяется мощность коры выветривания, которая прослеживается от перекрывающих ее осадочных или других пород до коренных (материнских), не затронутых выветриванием. Одновременно при общем осмотре разреза устанавливается степень выветрелости горной породы, глубина преобразования алюмосиликатных, слюдястых и других минералов, наличие реликтов материнской породы среди гипергенных новообразований (в верхней части профиля выветривания) или взаимоотношение гипергенных минералов с минералами исходной породы (в нижней части профиля). По изменению окраски, плотности, дезинтегрированности и другим признакам намечаются примерные границы отдельных зон профиля выветривания. Трудности возникают обычно при определении границы между материнской породой и началом нижней зоны коры выветривания. Точное положение ее определяется лишь с помощью данных лабораторного изучения образцов.

Макроскопическое (полевое) изучение разреза начинается с краткого описания материнской породы с обязательным отбором образцов на лабо-

раторные исследования. Количество последних и частота их отбора определяются задачами исследования и составом породы, наличием в ней рудных и других включений, способных при выветривании образовывать остаточные месторождения. При общем геологическом изучении элювия достаточно 2—3 образца материнской породы (при описании разрезов по скважинам обычно отбирается образец с самого забоя скважины с целью последующего изучения наименее выветрелой в данном разрезе породы).

Профиль коры выветривания описывается обычно снизу вверх от наименее измененных к наиболее выветрелым породам. После выявления зональности отбираются пробы и образцы вблизи предполагаемых границ зон, а при наличии участков карбонатизации, окремнения, ожелезнения, пиритизации, шамозитизации и т. д. — и с каждого такого участка.

При описании разреза коры выветривания обязательно рекомендуется документировать контакт ее с перекрывающими породами, а также определять их возраст, текстурно-структурные, минерало-петрографические и геохимические особенности. Определение возраста необходимо для изучения геологических условий формирования разреза элювия, а литолого-геохимические особенности перекрывающих пород определяют характер эпигенетического преобразования коры выветривания. Установлено, что под морскими песчано-глинистыми, карбонатными и другими осадками разрезы коры изменяются очень слабо. Под континентальными русловыми, озерными и особенно болотными фациями осадков — эпигенетические изменения элювия самые разнообразны. Под влиянием болотных восстановительных вод, проникавших в уже сформировавшуюся в окислительных условиях кору, происходили процессы вторичного минералообразования с выделением шамозита, кальцита, сидерита, манганокальцита, родохрозита, пирита, магнетита и иногда других минералов.

Кора выветривания является чрезвычайно легко и быстро размываемым геологическим объектом. Размытый элювий обычно смешивается с обломочным и глинистым материалом из более древних осадочных пород, разбавляется им и образует новые более молодые осадочные породы в соответствии с существующей фациальной обстановкой бассейна седиментации. В подавляющем большинстве изученных разрезов элювия на Украинском щите, Воронежской антеклизе и в других районах кора выветривания перекрывается отложениями, резко отличающимися от нее по литологическим особенностям. Однако иногда встречаются разрезы, где кора перекрыта делювием элювия и по минералогическому и химическому составу практически не отличается от подстилающей ее коры выветривания. В связи с этим уже при полевых исследованиях важно установить наличие или отсутствие в породе реликтовых текстур и структур материнских пород, сохранение зернистости и других признаков, а при лабораторных работах изучаются особенности изменения пористости, гранулометрического и химического состава, наличие терригенных примесей, микростратификации и т. д.

Коры выветривания кислых пород. При площадном изучении отдельных регионов наиболее часто встречается кора выветривания на мигматитах, гранитах и других разновидностях кислых пород. Наиболее характерным признаком коры этих пород является ее белая окраска. В зависимости от количества кварца в материнской породе, а также состава слагающих ее минералов белизна разреза элювия бывает различной. Во всех изученных разрезах коры на кислых породах устанавливается обычно не более трех зон (рис. VII.2, А). Нижняя зона начальных продуктов разрушения представлена дезинтегрированными и выщелоченными гранитоидами. Она имеет мощность от нескольких до 10 м. Породы здесь представлены дресвой со слабо каолицированными полевыми шпатами и не полностью гидратированными слюдами. Количество глинистых минералов различно и постепенно увеличивается вверх по разрезу.

Вторая зона промежуточных продуктов выветривания отчетливо выделяется только в разрезах коры гранитоидов, содержащих значительное

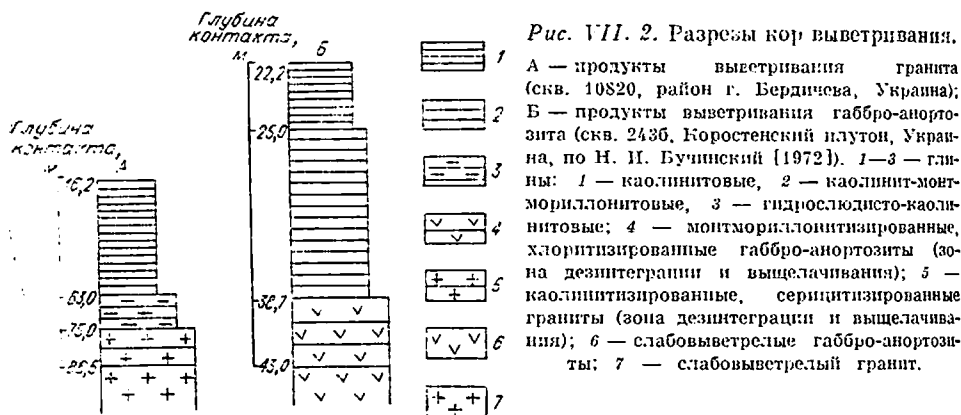


Рис. VII. 2. Разрезы кор выветривания.

А — продукты выветривания гранита (скв. 10820, район г. Бердичева, Украина); Б — продукты выветривания габбро-анортозита (скв. 2436, Коростенский плутои, Украина, по Н. И. Бучинский [1972]). 1—3 — глины: 1 — каолиновые, 2 — каолинит-монтмориллонитовые, 3 — гидрослюдисто-каолиновые; 4 — монтмориллонитизированные, хлоритизированные габбро-анортозиты (зона дезинтеграции и выщелачивания); 5 — каолинитизированные, серицитизированные граниты (зона дезинтеграции и выщелачивания); 6 — слабовыветрелые габбро-анортозиты; 7 — слабовыветрелый гранит.

количество слюдяных (биотита) или примесь темноцветных минералов (роговая обманка и др.). Эти и другие минералы при стадийном изменении превращаются в каолинит через стадию гидрохлорита и монтмориллонита, которые имеют зеленую окраску и легко различаются на общем белом фоне преимущественно каолиновых пород второй зоны. В разрезах коры на мусковитовых и малослюдистых гранитах вторая зона выделяется по наличию реликтов неразложившихся полевых шпатов (микроклина, редко других), а также по наличию мелких чешуек гидратированного мусковита и серицита, определяемых под микроскопом. Мощность пород этой зоны составляет 3—5 м, редко больше.

Третья зона устойчивых продуктов выветривания на малослюдистых и мусковитовых гранитах представлена светло-серыми и белыми первичными каолинами, сложенными каолинитом и реликтовым кварцем. В незначительном количестве присутствуют устойчивые при гипергенезе акцессорные минералы. На гранитоидах, содержащих примесь темноцветных минералов, первичные каолины могут быть слабо обохрены за счет присутствия гидроокислов железа. Мощность этой зоны измеряется десятками метров и достигает иногда 60—70 м. На протяжении всего разреза в коре выветривания сохраняются реликтовая зернистость и текстурные особенности материнской породы. При анализе материалов более чем по 100 детально изученным разрезам коры гранитоидов Украинского щита и Воронежской антеклизы установлено, что четвертая зона свободных окислов на этих породах в древних корах не возникала. Установлено лишь редкое присутствие отдельных выделений гиббсита в коре гранодиоритов, содержащих примесь роговой обманки и других темноцветных минералов [Додатко и др., 1975].

Описанные особенности строения древней коры выветривания гранитоидов характерны лишь для третьего позднепалеозойского — кайнозойского этапа эволюции процессов выветривания [Додатко, 1982; и др.]. В период позднепротерозойского — раннепалеозойского этапа кора выветривания гранитоидов имела отчетливо выраженную вторую зону, глинистые минералы которой слагались монтмориллонитом, а третья каолиновая зона была развита ограниченно. В связи с этим при полевом изучении коры выветривания гранитоидов необходимо помнить, что в корах выветривания гранитоидов карбонового и более молодого возраста развит преимущественно каолиновый профиль, а в разрезах более древних кор во второй зоне могут быть широко развиты монтмориллонит или продукты его эпигенетического изменения [Додатко, Жлуктенко, 1977].

Все данные полевого изучения разрезов коры выветривания удобно выражать в виде специальных схем. Для примера приведены сведения о коре выветривания гранита (см. рис. VII.2, А).

Кора выветривания средних пород. Средние породы в отличие от кислых очень редко образуют крупные тела в составе древних платформ

и щитов. Имеющиеся данные позволяют отметить, что на кварцсодержащих диоритах кора имеет сходство с элювием кислых пород, отличаясь от последнего значительным содержанием гидроокислов железа (пестрые каолины). На отдельных разновидностях пород спенистого ряда кора выветривания почти аналогична с элювием на породах основного (диабазы, амфиболиты и др.) состава. В целом для кор выветривания средних пород характерно наличие трехзонального профиля, сохранение реликтовых текстур и структур материнских пород, пестрая окраска с преобладанием зеленых оттенков в первой и второй зонах и пестроцветной (охристой) в третьей. Породы четвертой зоны свободных окислов в разрезе коры достоверно не установлены, хотя присутствие незначительного количества гипбсита отмечалось некоторыми исследователями. Существенно отличаются от коры гранитоидов породы первой зоны. Здесь не образуется зона дезинтеграции и отсутствует дресва. Возникающие трещины быстро закрываются новообразованными минералами, а процессы выщелачивания обуславливают быстрое преобразование минералов материнских пород гипергенными. При изучении конкретных профилей отмечаются также другие особенности распределения и миграции элементов, проявления наложенных процессов и накопления акцессорных минералов, однако эти процессы имеют частное значение.

Кора выветривания основных пород. По составу слагающих минералов и генезису основные породы отчетливо разделяются на две группы: амфиболиты, дибазы (эпидибазы), амфиболовые сланцы относят к вулканогенно-метаморфогенным образованиям; породы габбрового ряда (анортзиты, габбро-анортзиты, габбро, габбро-перидотиты) являются интрузивными образованиями. В составе первых преобладают амфиболовые минералы и полевые шпаты среднего и основного ряда, во вторых — плагиоклазы лабрадор-битовнитового ряда, пироксены и амфиболы. В связи с отмеченными различиями на указанных группах пород кора обладает рядом особенностей, поэтому она характеризуется раздельно.

Кора выветривания амфиболитов. На амфиболовых породах кора выветривания почти всегда имеет значительную мощность (до 100 м и более), обладает четкой зональностью и часто характеризуется полным профилем. В зоне начальных продуктов выветривания дезинтеграция пород практически не выражена. Переход ко второй зоне с почти полностью преобразованными минералами материнской породы происходит на протяжении 3—5 м. Часто породы здесь сохраняют окраску амфиболита и лишь в шлифах можно проследить постепенное замещение роговой обманки монтмориллонитом (редко гидрохлоритом или другими), а полевых шпатов — каолинитом.

Во второй зоне преобладает монтмориллонит с большей или меньшей примесью каолинита, гидрохлорита, вермикулита, иногда галлуазита и др. Окраска ее зеленая различных оттенков в зависимости от степени выветрелости пород. В нижней части зеленая с салатным оттенком, в верхней — буроватая с пятнами обохривания. В связи с продолжающимся выносом кремнекислоты монтмориллонит замещается каолинитом, а освобождающиеся гидроокислы железа окрашивают верхнюю часть зоны в бурые тона. Мощность пород второй зоны значительная и часто достигает 15—20 м. На некоторых типах амфиболовых пород монтмориллониты из второй зоны по своим свойствам приближаются к бентонитовым глинам [Романенко, Додатко, 1972].

Третья зона коры амфиболитов имеет мощность до 50—60 м (чаще 20—40 м) и слагается пестроокрашенными практически бескварцевыми каолинами. В ее нижней части еще отмечаются монтмориллонит, гидрохлорит и гидрослюда, однако вскоре они исчезают. Главными минералами здесь являются каолинит (до 60—80 %) и гидроокислы железа (до 40 %). Лишь в верхней части зоны появляется примесь минералов свободного глинозема — гипбсита и других. Окраска каолинов самая различная — от малиновой до бурой (в зависимости от содержания железа), а в неко-

торых разрезах коры наблюдается полосчатое распределение железа, сходное с эффектом Лизеганга. Как в монтмориллонитовых глинах второй зоны, так и в каолинах третьей хорошо сохраняются все текстурно-структурные особенности материнских пород, несмотря на то, что при выносе элементов плотность породы уменьшилась почти вдвое, а пористость каолинов часто превышает 50 %.

Лишь в четвертой зоне свободных окислов текстура и структура материнской породы часто не сохраняются. Мощность ее измеряется несколькими метрами и редко достигает 10—12 м. Породы здесь не однородны и образуют горизонты рыхлых и каменистых продуктов выветривания. Рыхлые чаще сохраняют текстуру амфиболита, а в каменистых образуется бобовая текстура боксита. Важно отметить, что горизонты бокситов с бобовой текстурой встречаются как над рыхлыми образованиями, так и внутри них.

Состав пород четвертой зоны неоднороден, однако среди породообразующих минералов всегда преобладают гидроокислы алюминия, железа и титана. В примеси присутствуют каолинит (в нижней части зоны он также является породообразующим), иногда кварц и акцессорные минералы. Среди минералов окисного типа установлены гиббсит (преобладает), байерит, бемит, диаспор и корунд [Хорошева, 1969; и др.]. По наблюдениям Ю. Б. Басса [1960], прослойки кондиционных бокситов образуются в верхней и средней частях четвертой зоны как среди каменистых, так и среди рыхлых пород.

Кора выветривания габброидов. На интрузивных массивах основного состава также образуется кора выветривания с полным профилем, завершающимся зоной свободных окислов и иногда кондиционными бокситами. Н. И. Бучицкая [1972], детально изучавшая коры выветривания габброидов Коростенского плутона, отмечает, что первая зона имеет небольшую мощность (до 5 м), во второй — состав глинистых минералов определяется минералогией материнской породы (см. рис. VII.2, Б). На лейкократовых габброидах она складывается преимущественно каолинитом с примесью галлуазита, гидрохлорита, монтмориллонита и гидрослюда, на меланократовых во второй зоне преобладают монтмориллонит и гидрочлориты. Каолинит присутствует в небольшом количестве. В третьей зоне видовой состав минералов сближается, на обоих типах преобладает каолинит, однако на лейкократовых он окрашен в светлые тона (хотя никогда не бывает белым), на меланократовых всегда содержит примесь гидроокислов железа. Мощность пород второй зоны обычно не выходит за пределы 10 м, а породы третьей прослеживаются на протяжении до 30—40 м и более [Бучицкая, 1972]. Четвертая зона свободных окислов на габброидах имеет сходное строение и мощность с аналогичной на амфиболитах, однако здесь присутствует значительно большее количество окислов титана.

Кора выветривания габброидных пород богата остаточными рудопроявлениями и месторождениями ильменита, рутила, апатита и иногда других минералов. Изучение этих месторождений показало, что почти все рудообразующие минералы хорошо сохраняют свои свойства до начала формирования третьей зоны. В последней лишь некоторые из них остаются без изменения (как правило, это минералы-окислы), а другие разлагаются (ильменит интенсивно замещается лейкоксеном, апатит выщелачивается и постепенно теряет фосфор, замещаясь метасоматически глиной или гидроокислами железа).

Кора выветривания ультраосновных пород. Ультраосновные породы, как и основные, имеют различный состав и генезис. Одни из них имеют дунитовый состав и в различной степени серпентинизированы, другие — перидотитовый и пироксенитовый и значительно слабее метаморфизованы. Не останавливаясь на более подробной характеристике их различий, отметим, что дунитовые разновидности ультраосновных пород почти не содержат глинозема, что при их выветривании обуславливается ряд особенностей формирующего профиля.

Кора выветривания на ультраосновных породах изучается с 40-х годов и описана в многочисленных монографиях П. П. Гинзбурга [1947 и др.] и его учеников на Урале, в Казахстане, на Памире и Алтае, на Украинском щите и Воронежской антеклизе. В связи с этим нет необходимости приводить общую характеристику профиля выветривания. Ограничимся лишь указанием на ряд особенностей коры на этих породах: а) в коре ультрабазитов установлено существование охристого и нонтрошитового типов профилей выветривания. Первый развивается на породах дунитового состава, второй — на перидотитах и широксенитах; б) профиль коры также имеет четыре зоны, однако в отличие от коры на основных породах кондиционные бокситы здесь не могли возникать в связи с низким содержанием глинозема в материнских породах. Максимальное количество последнего в бокситоподобных породах не превышает 30—32 %, а содержание окислов железа всегда более 50—60 %; в) в коре ультрабазитов образуются гипергенные руды никеля и кобальта. В зависимости от типа профиля выветривания (охристый или нонтрошитовый) эти руды разделяются на окисный и силикатный типы. В последние годы П. П. Эдельштейном [1982] доказано, что выделение указанных типов руд и целенаправленное их использование имеют большое народнохозяйственное значение.

Кора выветривания кварц-серицитовых, филлитовидных и других сланцев. С момента открытия бокситов в корах выветривания кварц-хлорит-серицитовых и других сланцев КМА (1956 г.) их изучению уделялось огромное внимание. Установлено [Шикитина, 1963, 1968 и др.], что наиболее полные профили коры на филлитовидных сланцах железисто-кремнистой формации КМА развиты под отложениями нижнего карбона. Мощность коры достигает часто 100 м и более, а в ее разрезе выделяются четыре зоны: дезинтеграции и выщелачивания (выражена очень слабо и по керну скважин выделяется с трудом), охристо-гидрослюдистая (мощностью до 30—40 м), охристо-каолинитовая (до 20—25 м) и аллитная с горизонтами собственно аллита (охристо-каолинитовая с бемитом и гиббситом) и латерита (охристо-гиббситовая и охристо-бемитовая с каолинитом). Мощность этой зоны достигает 10 м и более. Для коры сланцев характерно постоянное ободривание пород, которое прослеживается по трещинам еще в зоне дезинтеграции и выщелачивания. Бокситоносная кора образуется на самых разных по составу сланцах, однако только тех же разновидностей, размер слагающих зерен у которых не превышает сотых долей миллиметра (хотя содержание кварца в них может достигать 30 %). В таких сланцах уже в средней и верхней частях второй (гидрослюдистой) зоны начинается интенсивное выщелачивание кварца, которое завершается в третьей зоне при полной каолинизации гидрослюды. В дальнейшем, по представлениям указанных выше и других авторов, процесс латеритизации и образование минералов свободного глинозема происходят как в коре других высокоглиноземистых бескварцевых пород. В коре сланцев, у которых размер кварца превышает 0,15 мм, зона свободных окислов никогда не образуется, хотя мощность коры также измеряется многими десятками метров.

В Кривбассе на разных по составу филлитах и сланцах изучены сотни разрезов коры по керну скважин, в многочисленных карьерах и обнажениях. Мощность коры изменяется от 20—30 до 80—100 м. Во всех изученных разрезах устанавливается присутствие лишь трех зон: дезинтеграция и выщелачивания, кварцево-гидрослюдистых и кварцево-каолинитовых пород. Ни в одном случае в коре филлитовидных и других сланцев не было обнаружено присутствия гиббсита для других минералов свободного глинозема. В районе участка Тарапак по ряду скважин была изучена мощная (около 60 м) толща кварц-каолинитовых пород третьей зоны. При анализе выделенной из коры фракции размером менее 0,005 мм оказалось, что на протяжении всей толщи в указанной фракции присутствует от 10 до 25 % кварца. Последний диагностирован рентгеновским методом

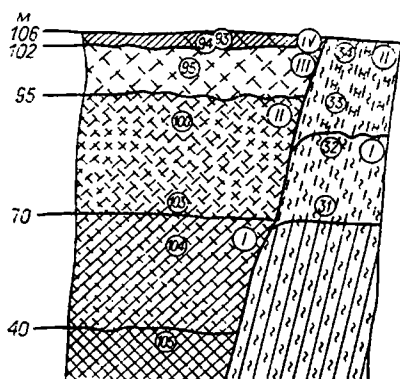


Рис. VII. 3. Схема вертикальной зональности коры выветривания железистых кварцитов и сланцев в северном борту Анновского карьера (Кривбасс, Украинский шит).

1—5 — зоны коры железистых кварцитов: 1 — бурых железняков, 2 — окисленных кварцитов, 3 — полуокисленных, 4 — слабо измененных, 5 — свежих; 6—8 — зоны коры сланца: 6 — гетит-гидрохлоритовая, 7 — слабо измененная хлоритовая, 8 — неизменная амфибол-хлоритовая.
I—IV — номера зон. В кружках — место и номер проб.

и минералогическими пересчетами химических анализов. В других разрезах производилось простое определение кремнекислоты кварца и не было установлено его уменьшения вверх по профилю и в филлитовидных, и углистых или других сланцах. Следовательно, установленный в районах КМА процесс интенсивного выщелачивания тонкозернистого кварца при выветривании филлитовидных и других сланцев требует дальнейшего изучения, а также проверки других точек зрения на условия образования месторождений бокситов.

Кора выветривания железистых кварцитов. Площадная кора на железистых кварцитах Криворожско-Кременчугской структурно-фацальной зоны распространена почти повсеместно. Ее мощность измеряется многими десятками метров и иногда достигает 100 м. По данным А. П. Никитиной [1968], в районах КМА площадная кора на железистых кварцитах превышает 200 м и иногда достигает 400—500 м. В зонах контактов железистых кварцитов со сланцами и по тектоническим нарушениям развиваются линейные зоны коры мощностью до 300—400 м и более. Бурые железняки из верхней зоны площадной коры железистых кварцитов изучались еще в довоенные годы Г. С. Момджи и другими исследователями, которые высказывали предположение об их латеритной природе, однако присутствие гиббсита в них было установлено Д. П. Хорошевой [1966] значительно позднее.

На севере Криворожья в Первомайском и Анновском карьерах были изучены разрезы коры железистых кварцитов с бурыми железняками в верхней зоне, рядом с которыми залегают слабо измененные кварцсерицитовые и другие сланцы. Материалы детального изучения разрезов опубликованы [Додатко, Дорфман, 1974], в связи с чем ограничимся лишь указанием на выявленные особенности.

1. Кора железистых кварцитов имеет мощность более 60 м и складывается четырьмя зонами (рис. VII.3). В первой происходит слабое растрескивание кварцита и лишь в аншлифах можно установить появление мартита в зернах магнетита вдоль трещин. В породе увеличивается пористость до 7—8 % и несколько понижается плотность. Во второй зоне магнетит замещается мартитом вдоль трещин с периферии и в центральной части кристаллов. К концу ее магнетит исчезает полностью, а гематит (железная слюдка) остается без изменений. В третьей зоне происходит гидратация вначале мартита, а затем и железной слюдки. Вследствие этого в четвертой зоне бурых железняков развиты только гетит и гидрогетит. Мартит и гематит здесь не устанавливаются даже рентгеновским анализом.

2. Пересчетами химических анализов на абсолютные содержания элементов установлено, что процессы мартитизации магнетита и гидратация мартита и гематита сопровождаются выносом железа из коры кварцитов. Общий вынос его достигает 40—42 % от валового в свежих кварцитах.

3. По данным расчетов установлено также, что общий вынос кварца достигал 90 %. Особенно интенсивно он растворялся в период заверше-

ния, мартитизации магнетита и начала гидратации мартита и гематита (на границе второй и третьей зон), когда его содержание уменьшилось почти на половину. Второй интенсивный вынос кремниевой кислоты (до 40 % от валового) происходил на границе третьей и четвертой зон профиля.

4. Профиль коры на железистых кварцитах завершается 4—5-метровой зоной бурых железняков, а на рядом залегающих амфибол-хлоритовых сланцах на том же гипсометрическом уровне развиты слабо измененные сланцы (нижняя часть второй зоны). Достаточно отметить, что здесь еще содержится более 15 % окиси магния, которая обычно легко выщелачивается при выветривании. На серицитовых и филлитовидных сланцах на одном гипсометрическом уровне с бурыми железняками кора содержит еще около половины щелочей, что подтверждает очень слабую ее проработку. Профиль коры на сланцах завершается на уровне границы между первой и второй зонами коры на кварцитах.

Указанные особенности коры на железистых кварцитах и лежащих рядом с ними сланцах, а также данные по корам на других типах пород показывают, что растворение кварца и вынос его за пределы коры происходят только при выветривании железистых кварцитов. В коре других типов пород этот минерал является чрезвычайно устойчивым и сохраняется практически без изменений даже в бокситах из коры амфиболитов. Причина этого процесса пока не выяснена, хотя в литературе уже опубликовано несколько предположений, подтверждаемых иногда экспериментальными данными. Одни исследователи повышенную растворимость кварца при выветривании железистых кварцитов связывают с влиянием магнитного поля материнских пород, другие — с простотой состава (кварц и магнетит) и отсутствием глинистых минералов, препятствующих интенсивному промыванию элювия, третьи — с влиянием находящегося в растворах железа.

Кора выветривания гнейсов, гранитоидов и других пород кислого (кварц-биотит-плагноклазового) состава сходна с корой на гранитоидах. Она всегда имеет три зоны. Во второй зоне много слюдястых минералов, а первичные каолины третьей зоны сохраняют текстурно-структурные признаки гнейса и почти всегда в различной степени обохрены. На мало-кварцевых гнейсах, по составу близких к амфиболитам, строение элювия сходно с корой на этих породах. Вторая зона здесь имеет зеленую окраску за счет присутствия значительного количества монтмориллонита и гидрохлорита, а породы третьей представляются пестрыми каолинами. Хорошо выраженная четвертая зона на амфиболовых гнейсах еще не встречена, однако присутствие гиббсита в верхней части третьей зоны отмечалось разными исследователями неоднократно.

Кора выветривания графитовых, силлиманитовых, корундовых и других гнейсов обладает теми же особенностями. При детальном изучении коры на графитовых гнейсах в районе Кривбасса, Побужья и Приазовья (Украинский щит) других, кроме отмеченных выше, особенностей не установлено. Заслуживает внимания лишь факт относительно слабой устойчивости графита при процессах гипергенеза. В первой и второй зонах крупные чешуй графита расщепляются на более мелкие, особенно когда чешуйка содержит включения силикатных минералов. Расчеты по методу абсолютных масс с использованием образцов с неразрушенной структурой показали, что в третьей зоне часть графита (до 20 % от валового) выносится в более глубокие горизонты. Причины столь заметной миграции такого стойкого к кислотам и щелочам вещества, как графит, пока не установлены. В нижней части второй зоны и верхней части первой и в коре графитовых гнейсов часто происходит окремнение коры с заполнением пор и трещин радиально-лучистыми агрегатами халцедона.

Кора выветривания на хлоритовых, тремолитовых, тальковых и других сланцах, образовавшихся при метаморфизме основных и ультраосновных пород, в общих чертах сходна с корой неметаморфизированных материнских пород. При детальном изучении разрезов часто устанавли-

ваются специфические особенности профилей. Например, при выветривании хлоритовых сланцев, окаймляющих массивы ультрабазитов, в коре возникает зона никеленосных джефферизитов и шухардитов. При оценке рудоносности коры такие зоны тщательно изучаются и оцениваются, а при региональном изучении учитываются как один из прогнозных критериев оценки территории.

Определенными особенностями обладает кора выветривания щелочных пород. В ней обычно развиты три зоны, причем во второй главной породообразующим минералом является галлуазит, а в примеси присутствуют монтмориллонит, гидрохлорит, вермикулит и каолинит. В третьей зоне все минералы замещаются каолинитом, который окрашен гидроксидами железа. На протяжении всего профиля сохраняются присутствующие в щелочных породах акцессорные минералы, а в низах второй зоны иногда отмечаются цеолиты. Образование четвертой зоны, исходя из общих предпосылок, возможно, но до настоящего времени она достоверно не установлена.

В отдельных районах Украинского щита (Побужском и др.) относительно широко развиты метаморфические карбонатные породы — кальцифиры. Они содержат значительное количество темноцветных минералов, а иногда до 0,5—0,6 % окиси марганца. На таких породах мощность коры достигает 20 м, а во второй зоне происходит концентрация марганца до 12—18 %, в то время как в породах третьей каолинитовой зоны количество марганца не бывает более 0,1—0,2 %. Во второй зоне породы окрашены в темно-бурый и черный цвет за счет дисперсного пепломелана. Иногда здесь же присутствуют крупные и мелкие конкреции пиролюзита и других минералов марганца.

ГРАУВАККОВЫЕ АССОЦИАЦИИ

Граувакковый тип сиаалитных ассоциаций характеризуется участием в строении разрезов вулканического, вулканокластического, грауваккового и глинистого материалов. Существуют два вида этих ассоциаций: вулканокластический и обломочно-граувакковый. Для первого из них характерно преобладание в разрезах материала, связанного с вулканической деятельностью: эффузивов, вулканических брекчий, туфов и т. д. Собственно обломочно-граувакковые ассоциации отличаются широким распространением в них переложенного сиаалитного материала, представленного обломками эффузивов, глинистых частиц и др.

Вулканокластические ассоциации. Специфика полевого изучения разрезов, сложенных вулканогенными образованиями, заключается в более трудной возможности четкого однозначного выделения пирокластических или тонкогналостических накоплений из-за скорого их преобразования и утрат их первичных признаков, отличающих от нормально-осадочных пород. Поэтому, как уже подчеркивалось, полевое определение вулканогенных (и особенно вулканокластических) пород носит предварительный и условный характер. Только дополнительные камеральные исследования с помощью микроскопического и других анализов позволяют дать окончательное название породе.

Когда в разрезах установятся определенные ассоциации пород и будут даны их общие характеристики, следует попытаться выделить наиболее заметные опорные горизонты, отличающиеся каким-то четко выраженным признаком. Они необходимы при отсутствии полных непрерывно обнаженных разрезов для сопоставления отдельных и составления сводных разрезов районов. В разрезах, содержащих пласты туфов, последние могут выделяться наличием разбухающих глинистых минералов, которые способствуют образованию натечных форм и осветлению открытых поверхностей пород в обнажениях. Иногда эти туфы становятся наоборот сливными, «фарфоровидными» в результате окремнения или замещения криптокристаллической микрофельзитовой массой. Следует

отметить, что появление в осадочных разрезах пепловых горизонтов нередко сопровождается скоплением фаунистических остатков, что обусловлено, по-видимому, резким изменением химизма среды обитания этих организмов из-за интенсивного поступления пеплового материала, насыщенного различными катионами и анионами, приводящими к гибели всего живого. О нестабильной обстановке этих горизонтов также говорит наличие текстуры взмучивания и оползания осадков, хорошо выделяющихся на поверхности обнажений.

Структурные и текстурные особенности пепловых пород макроскопически не отличаются от таковых вмещающих их осадочных пород. Намечается только такая закономерность, что собственно туфы характеризуются массивным строением или горизонтальной слоистостью, а косослоистая текстура для пепловых пород не характерна и отмечается только в смешанных типах пород как туфопесчаники и туфоалевролиты. Для пепловых осадков характерна микрослоистая текстура, обусловленная сепарацией вулканического пепла в водной среде. Поэтому очень часто встречаются так называемые туфовые ритмы, в которых один слой сложен кристаллокластическим, а другой — витрокластическим материалом. В измененных туфах последний представлен чаще всего новообразованным глинистым минералом, чаще всего монтмориллонитом.

В районах с широким распространением вулканогенных накоплений выделяются две разновидности рассматриваемых ассоциаций пород: монотипная, собственно вулканогенная, представленная сообществом эффузивных и вулканокластических пород, вулканогенно-осадочная, состоящая из пород разного петрографического класса. Кроме того, в осадочных ассоциациях, формирующихся в период затишья вулканической деятельности, может присутствовать материал, в том числе вулканомиктовый, образованный продуктами переотложения вулканокластического материала и разрушения лавовых потоков.

Примером первого типа могут служить выходы пород нижнего рифея в районе г. Игарки, выделяемые Г. Г. Гелецяпом [1970] как старонгарская толща (свита). Она образована вулканитами основного состава — подушечными и шаровыми спилитами, массивными спилитами и сильно измененными вулканокластическими породами. Как видно на рис. VII.4, подушечные спилиты являются преобладающим петрографическим типом пород. Только в верхней части толщи появляются обломочные накопления, составляющие 5—10 % по отношению к излившимся образованиям. Видимая мощность старонгарской толщи 400—500 м. Спилиты окремнены и амфиболитизированы. Вулканокластические породы преимущественно грубого гранулометрического состава представлены метаморфизованными агломератовыми и лапиллиевыми туфобрекчиями (вернее, пожалуй, гналокластитами), переходящими местами в кремнисто-амфиболо-хлоритовые ортосланцы, являющиеся, по-видимому, также преобразованными тонкообломочными гналокластитами. Породы окрашены в темно-серый цвет с разноцветными разводами по стыкам между подушечными и шаровыми фрагментами.

Если эффузивная составляющая рассматриваемой вулканогенной ассоциации хорошо выделяется своим подушечным и шаровым строением, то вулканокластическая часть из-за сильных постседиментационных изменений значительно утратила свои первичные признаки и полевую диагностику следует считать предварительной и носящей условный характер.

Политипные вулканогенно-осадочные ассоциации, относящиеся к смешанным разновидностям, пользуются широким распространением не только в вулканических областях, но иногда и в районах, значительно от них удаленных. В состав этих ассоциаций входят как вулканогенные, так и осадочные породы. Вулканогенная составляющая в этих случаях представлена большей частью вулканическим пеплом. Так, в подъяковской свите нижнего карбона Кузнецкого прогиба эффузивные образова-

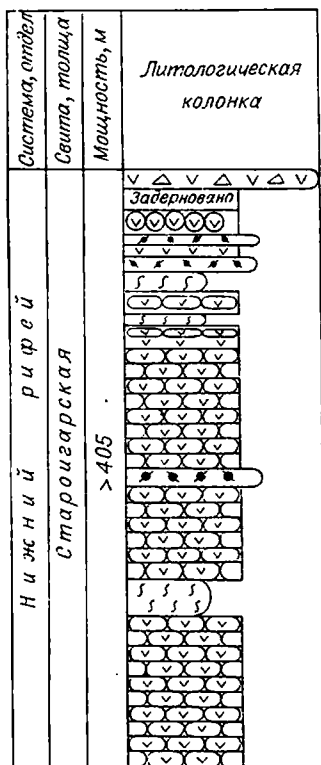


Рис. VII. 4. Разрез вулканокластической ассоциации (староигарская толща Игарского района, Восточная Сибирь); по Г. Г. Гелецкому [1970], с небольшими изменениями.

1 — массивные, 2 — полусечные, 3 — шаровые слититы; 4 — агломератовые, 5 — лапиллиевые туфобрекчии; 6 — сланцы.

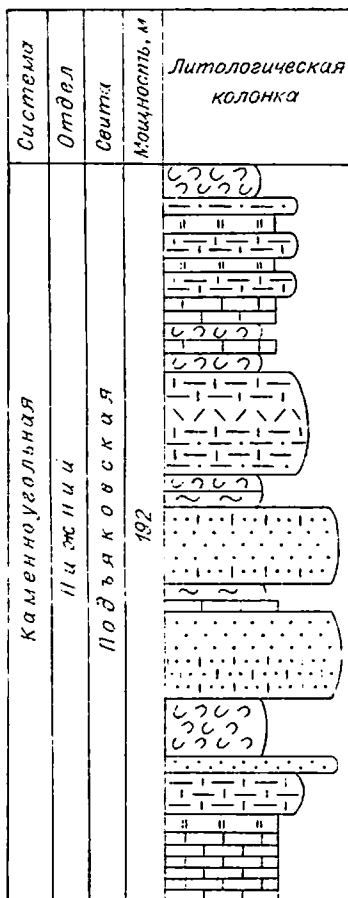


Рис. VII. 5. Разрез вулканокластической ассоциации (подъяковская свита нижнего карбона Кузнецкого прогиба, Западная Сибирь) в области перехода в граувакковую и карбонатную ассоциации.

1 — граувакковые песчаники; 2 — алевролиты; 3 — известняки; 4 — силциты; 5 — туфопесчаники; 6 — туфоизвестняки; 7 — туффиты; 8 — туфы; 9 — туфогенные аргиллиты.

ния отсутствуют (рис. VII.5). Обломочные накопления относятся к разным петрографическим классам — это пирокластические, класто-, грано-, биоморфные, а также смешанные породы. Вулканокластические породы представлены туфами, туффитами. Осадочные породы ассоциаций состоят из граувакковых песчаников и алевролитов, а био-граноморфные образования — из известняков и силцитов. В разрезах наблюдается ритмическое строение, обусловленное сменой туфов и песчаных пород.

Ассоциации, в разрезах которых преобладают полимиктовые псефитовые породы, граувакковые песчаники, алевролиты и полимиктовые глинистые породы, известны с докембрия. Видимо, они имели широкое распространение в осадках раннего докембрия. Их метаморфическими гомологами считают гранат-биотитовые, гранат-графитовые сланцы, биотитовые (силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы и др.). В отложениях позднего докембрия известны граувакковые и субграувакковые песчаники, содержащие прослой аркозовых, полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаных и алевритовых пород [Предовский и др., 1985].

Ассоциации, сложенные грубообломочными породами с преобладанием спаллитных пород, встречаются редко. Обычно среди обломков присутствуют представители пород иного состава (кварциты, кварцевые песчаники, известняки и др.). Для разрезов этого типа характерно пере-

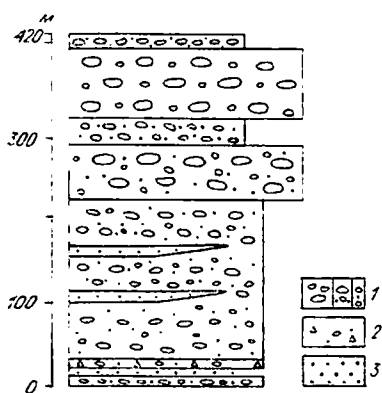
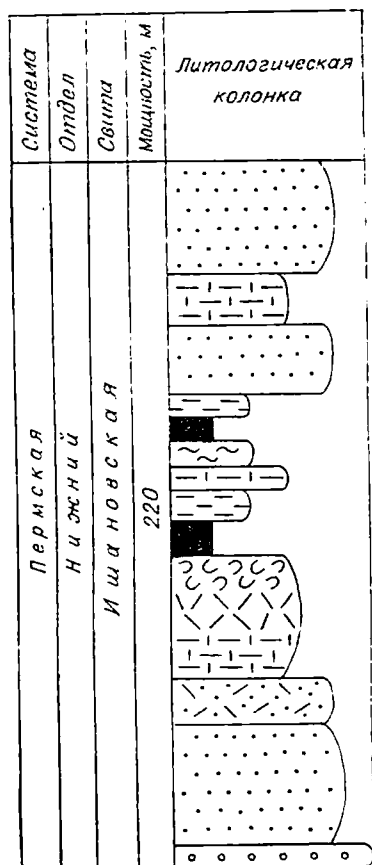


Рис. VII. 6. Разрез конгломератовой ассоциации в ордовикских отложениях, нарзанская свита, р. Левый Каледон, Восточная Сибирь; по М. М. Оразовской [Булгакова, 1986], с изменениями. 1 — разные типы валуново-галечных конгломератов; 2 — конгломерато-брекчии; 3 — песчаники.

Рис. VII. 7. Разрез угленосной граувакковой ассоциации (ишановская свита нижней перми Кузбасса, Западная Сибирь).

1 — конгломераты, гравелиты; 2 — граувакковые песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — туфопесчаники; 5 — туфоалевролиты; 6 — туффиты; 7 — туфы; 8 — туфогенные аргиллиты; 9 — угли.



слапвание разнообломочных конгломератов и гравелитов с участием брекчий, песчаников, реже других пород (рис. VII.6). Цементирующий матрикс представлен песчаным, глинистым, железистым, кремнистым материалом. В гравелитах и песчаниках наблюдается косая слойчатость, указывающая вместе с ориентировкой галек направление переноса терригенного материала. Четкость поверхности обломков зависит от степени постседиментационных изменений пород.

Обломочно-граувакковые ассоциации распространены в верхнепалеозойских угленосных бассейнах (Карагандинский, Кузнецкий, Горловский, Печорский и др.). Кроме сиаллитных обломочных пород (эффузивы, перемытые туфы, алевритовые и глинистые породы), в этих разрезах присутствуют вулканокластические породы и угли. Вторая особенность рассматриваемых отложений заключается в ритмичности строения разрезов, в чередовании песчаных, глинистых и углистых отложений. Она детально изучена и здесь не рассматривается.

Для песчаных и алевритовых, а также достаточно редко встречающихся грубообломочных пород обломочно-граувакковой ассоциации весьма характерна слойчатость, рисунок которой часто подчеркивается неравномерным распространением углистого детрита. В глинистых породах (глины, аргиллиты) этот материал более тонкодисперсный, он обычно подчеркивает рисунок горизонтальной слойчатости. Алевролиты и аргиллиты могут содержать остатки корней, обладать комковатой текстурой, что обычно указывает на присутствие реликтов почвенных горизонтов.

Пирокластические породы в этом типе ассоциаций образуют отдельные горизонты, часто преобразованные в бентонитовые глины. Примером может служить угленосная ишановская свита Кузнецкого бассейна, сложенная кварц-граувакковыми, граувакковыми песчаниками с подчинен-

ными прослоями аргиллитов, алевролитов с примесью пеплового материала и пластами угля (рис. VII.7). Вблизи угольных пластов залегают два прослоя бентонитизированных туфов трахилипаритового состава. Общая мощность туфов достигает 14 м, уменьшаясь по мере удаления от Кузнецкого Алатау к центру Кузнецкого бассейна. Туфы в этом разрезе выделяются белесоватым цветом и слабой цементацией, которая также характерна и для песчано-алевритовых пород с примесью пеплового материала.

Подробно изучен состав глинистых компонентов пород обломочно-граувакковых ассоциаций [Шутов, 1975; и др.], который отличается значительной пестротой (монтмориллонит, хлорит, смешанослойные минералы, гидрослюда, каолинит и др.). Такое разнообразие глинистых минералов определяется рядом причин: источники питания, дифференциация в процессе осадкообразования, постседиментационные изменения пеплового и грауваккового вещества, начальный метаморфизм.

Для обломочно-граувакковых ассоциаций угленосного типа характерны многочисленные новообразования: конкреции железистых и кальциевых карбонатов, дисульфидов и окислов железа, цеолитов, давсонита и др. В алевроитоглинистых отложениях встречаются отпечатки растений, раковины и ядра моллюсков, насекомых и т. д.

ГЛИНИСТЫЕ АССОЦИАЦИИ

Ассоциации с преобладанием глинистых пород (глины, аргиллиты, глинистые сланцы и др.) являются самыми распространенными среди осадочных отложений, составляя до 40 % всей мощности разреза докембрия и фанерозоя. В целом объем глинистых ассоциаций уменьшается от докембрия к более молодым отложениям [Докембрий..., 1978].

Типы разрезов глинистых ассоциаций очень разнообразны. Ниже подробно рассмотрены три типа, в которых глинистые породы преобладают: 1) собственно глинистые, 2) аргиллито-сланцевые и 3) вулканокластическо-сланцевые.

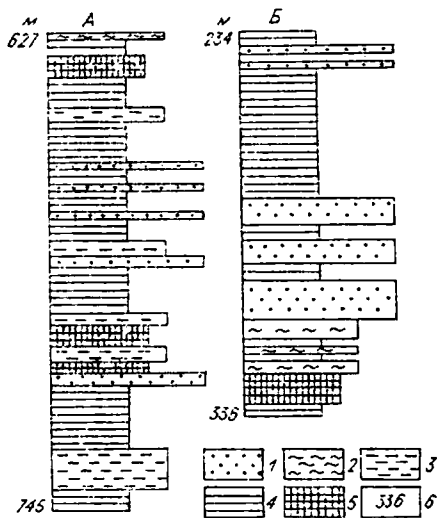
Ассоциации с преобладанием глин и аргиллитизированных глин распространены преимущественно в фанерозойских отложениях, занимая обширные территории в пределах платформ. По составу они достаточно пестрые. Их разрезы сложены как светлоокрашенными каолиновыми глинами, так и пестроцветными разностями, а также серыми глинами полимиктового состава. Примером глинистых ассоциаций первого типа являются отложения верхнего мела — палеогена Северо-Западной Азии [Ерофеев, Цеховский, 1982; Цеховский, 1987; и др.], которые представлены каолиновыми, местами пестроцветными глинами, частично окремненными, с линзами и прослоями кварцевых песков, бокситоподобных гематито-галлуазитовых пород, бокситов, гумусированных глин и алевролитов. Мощности этих отложений не превышают нескольких десятков метров. Описываемые отложения рассматриваются как продукты перемыва кислот, преимущественно каолинитовых кор выветривания, причем формирование элювия продолжалось синхронно седиментации, нередко в форме неэлювиальных образований. Кроме почвенных продуктов, в этих отложениях различаются осадки пролювиальной, аллювиальной и озерной групп.

При изучении этих образований следует различать горизонты синхронного выветривания, представленного пестроцветными железисто-каолиновыми, железо-кремнистыми (жирасами), алунистыми горизонтами. Глинистые ассоциации рассматриваемого типа богаты скоплениями растительного материала, костями позвоночных, стяжениями гематита, гипбсита, алуниита, кремнезема и т. д., указывающими на их континентальное происхождение.

В областях бассейновой континентальной седиментации формируется ассоциация полимиктовых, гидрослюдисто-каолинитовых, реже монт-

Рис. VII.8. Разрезы пестроцветной глинистой ассоциации (сономан—турон).

А — скв. 1 гк, р. Кеть, Западная Сибирь; Б — 1 скв. 10 к, р. Томь, Западная Сибирь. 1 — полевошпатово-кварцевый песок; 2 — алеврит; 3 — алевролит; 4 — полимиктовые, гидрослюдисто-каолинитовые; 5 — красные и пятнистые глины; 6 — относительные отметки (от устья скважины) подошвы и кровли.



мориллонитовых с прослоями красных, пестроцветных глин (рис. VII.8). Они характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой прослоями более грубообломочного материала. Второстепенные члены ассоциации: полевошпатово-кварцевые, кварцевые мелкообломочные пески, местами песчаники с сидеритовым или кальцитовым цементом, алевриты и алевролиты также полевошпатово-кварцевого состава, прослои углистых алевритов и глин. В песках наблюдается горизонтальная или пологокосая слоистость, подчеркнутая более грубым до гравийного материалом или растительным детритом.

Ассоциации глин и аргиллитизированных глин полимиктового гидрослюдисто-монтмориллонитового состава также распространены на молодых платформах, занимая огромные площади (Западно-Сибирская плита, Русская платформа и др.). Они имеют преимущественно мезо- и кайнозойский возраст. Основными петрографическими типами пород в разрезах являются достаточно топкоотмученные глины, содержащие небольшие примеси алевритового, органогенно-кремнистого материала, новообразования пирита, марказита, мельниковита, цеолитов, минералов группы сидерита, глауконита, раковин моллюсков, следы роющих организмов, реже остатки растительности. Иногда можно наблюдать стяжения фосфатов. Второстепенными членами ассоциаций являются прослои и линзы алевритов, реже песков, обычно подчеркивающих горизонтальную слоистость.

Фацциальными аналогами глинистых ассоциаций обычно выступают карбонатные, глинисто-кремнистые породы, а в областях, примыкающих к суше, песчаные, реже более грубообломочные осадки или бурожелезные оолитовые руды (Западно-Сибирская плита и др.).

Глинистая ассоциация аргиллито-сланцевого типа распространена наиболее широко в составе осадочных комплексов платформ и эвгеосинклиналей и отличается выделенностью состава преобладающих пород. Часто появление этой ассоциации в базальных слоях трансгрессивных комплексов знаменует крупные рубежи в геологической эволюции региона. Мощность разрезов ассоциации весьма изменчива и может колебаться от первых десятков до нескольких сотен и тысяч метров.

Преобладающими породами ассоциации являются различные разновидности глинистых сланцев, пересланяющиеся с аргиллитами, углеродистыми аргиллитами, алеврито-, известково-глинистыми сланцами, алевролитами, известняками, туффитами, силицитами, тонко- и мелкозернистыми песчаниками. Реже встречаются крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты. Широко представлен весь спектр пород переходного состава между собственно обломочными породами и вмещающим их глинистым субстратом.

Для глинистых пород часто характерно присутствие желваков и стяжений фосфоритов, вкрапленности и стяжений сульфидов железа и сидеритов, а для неметаморфизованных глинистых пород фанерозоя — в некоторых случаях обилие остатков.

Внутренняя структура глинистых ассоциаций, как правило, достаточно однородна, хотя и обнаруживает некоторую изменчивость в соот-

ветствии с палеофаціальными обстановками конкретных областей накопления. В разрезах, расположенных ближе к береговой линии и источникам осадочного материала, резко проявляют себя слоистые, чередующиеся градации, состоящие из преобладающей массы глинистых пород с подчиненными слоями алевролитов, песчаников, гравелитов, иногда с расчлененной галькой. Слои этих пород, как правило, маломощны и редко прослеживаются по простиранию на значительное расстояние, замещаясь по латерали более тонкозернистыми породами. В центральных частях разрезов глинистых ассоциаций песчаные породы практически исчезают, присутствуя в лучшем случае в виде тонких, иногда питевидных, прерывистых прослоев. Иногда здесь же возможно появление отдельных более мощных слоев хорошо сортированных кварцевых и полимиктовых песчаников, развивающихся в качестве продуктов дифференциации при перемыиве глинистых слоевых ассоциаций на склонах местных поднятий.

Характерными текстурными особенностями терригенно-глинистых ассоциаций является правильная, ритмичная, явно или нерезко выраженная слоистость, нередко присутствие многочисленных признаков подводно-оползневых дислокаций с заворотами, разрывами и будинированием песчано-глинистых пластов, захватом и разлущиванием вмещающих глинистых слоев и переходом алеврито-песчаниковых слоев в песчано-глинистые и глинистые конгломерато-брекчии, указывающие в большинстве случаев на прибрежно-морские условия отложения этих пород.

В особый тип аргиллито-сланцевой ассоциации выделяются разрезы с участием углеродистых глинистых пород. Примером могут служить платформенные отложения диктнопемовых сланцев Прибалтики [Альтгаузен, 1956; Давыдова, Гольдштейн, 1960]. Они представлены сложным ритмом седиментации, ограниченным границами размыва, который начинается песками с характерной слоистостью прибрежных мелководных осадков, постепенно переходящими в темные углеродистые аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов. Осадки, составляющие глинисто-слоевую ассоциацию, накапливались после длительного перерыва и образования пенеппена в начале трансгрессии в пределах синеклизы древней платформы. Накопление глинистых осадков происходило в прибрежной мелководной зоне пролива, через который шло сообщение крупных бассейнов и постоянное обновление придонных вод. В комплексе отложений выделяются мелкие (от нескольких сантиметров до 10—12 см) циклы, прослеживающиеся по простиранию фаціальных зон на десятки и сотни километров. В основании циклов залегают косослоистые фаціально изменчивые алевролиты, представляющие наиболее мелководные, относительно близкие к берегу осадки. Кверху они постепенно сменяются волнисто- и горизонтально-слоистыми алевролитами, затем аргиллитами с тончайшими прослоями алевролита. В средней части циклов залегают темные, относительно выдержанные по площади аргиллиты, в которых слоистость обусловлена слабой сменой состава и цвета. Выше с некоторыми изменениями, но в обратной последовательности повторяются перечисленные породы. Все типы пород — осадки мелководной зоны.

Аргиллито-сланцевые ассоциации с участием кремнистых пород геосинклиального типа заметно отличаются от платформенных. Это различие заключено не столько в составе самих пород, сколько в строении разрезов вмещающих отложений. Примером фанерозойских геосинклиальных ассоциаций могут служить молибден-ванадиеносные сланцы кембрия, широко распространенные на территории Казахстана, Киргизии и Узбекистана [Адышев и др., 1968; С. Г. Анкипович, Е. А. Анкипович, 1968; Калмураев и др., 1972; и др.]. Углеродистые кремнисто- и углеродисто-глинистые сланцы, слагающие ассоциации, состоят из глинистого и органического веществ, входящих в состав пород в различных количественных соотношениях. Содержание углеродистого вещества достигает 20—25 % от общего объема породы и подтверждено значительным колебанием (от 10 до 70 %). Отмечается тонкая вкрапленность пирита, сфе-

рита, марказита. Главнейшие составляющие сланцев — кремнезем, глинистое и органическое вещество, занимающие в совокупности 97—98 % общей минеральной массы этих пород. Лишь 2—3 % приходится на терригенный кварц. Тонкие прослойки лидитов сложены криптокристаллическим кварцем, составляющим 85—97 % общего объема породы. Оставшуюся часть в них составляет тонкодисперсное органическое вещество в тесной ассоциации с глинистым, в основном гидрослюдистым материалом.

Особенностью глинистых ассоциаций с участием кремнистых пород является частый переход по латерали кремнисто-глинистых осадков в фосфоритовые. Эта особенность характерна главным образом для протерозойских и палеозойских разрезов [Хейнрих, 1962; Еганов, Советов, 1979]. В раннем докембрии такого фациального замещения кремнисто-глинистых осадков фосфоритоносными не отмечается.

В переходный тип можно выделить карбонатно-глинистые ассоциации, которые представляют собой также весьма устойчивые во времени образования, широко распространенные в отложениях фанерозоя и докембрия. Карбонатно-глинистые ассоциации состоят из парагенезиса карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей, сидеритов) и сланцев, иногда с высоким содержанием (до 70 %) углеродистого вещества. Карбонатно-глинистые высокоуглеродистые сланцы среди неметаморфизованных отложений фанерозоя известны под названием «нефтяных», «горючих» сланцев, «купфершифер»; среди метаморфизованных отложений докембрия они известны как «шунгиты», «графитовые сланцы» и т. п.

В современную эпоху процесс формирования ассоциации карбонатов, глинистого и углеродистого веществ можно наблюдать в акваториях внутриконтинентальных морей — Черного и Балтийского, а также на подводных окраинах материков.

Примерами неметаморфизованных карбонатно-глинистых ассоциаций фанерозоя являются горючие сланцы Грин-Ривер эоценового возраста (США), горючие сланцы верхней юры Волжско-Печорского региона. К этому же типу ассоциаций следует отнести медистые сланцы позднепермского возраста Силезии, отложения доманика позднекарбонového возраста Предуралья, кукерситы ордовика Эстонии и др. В метаморфизованных отложениях докембрия примерами карбонатно-глинистых (углеродистых) ассоциаций могут служить ятулийские шунгиты Карелии, черные сланцы протерозоя района Оутокумму в Финляндии, графитовые сланцы протерозоя нагорья Сангилен (Тува), углеродистые сланцы федоровской свиты пенгской серии и сутамской свиты джелтулинской серии архея Алданского щита и др.

Вулканокластическо-глинистая ассоциация характеризуется переслаиванием кремнистых, карбонатных, глинистых и углеродисто-глинистых сланцев, яшмовидных пород, песчаников, известняков, доломитов и кластических продуктов подводного вулканизма. Своеобразием для ассоциации является наличие многих горизонтов глинистых пород при сравнительно небольшой их индивидуальной мощности. В соответствии с исходной геотектонической позицией вулканокластическо-глинистые ассоциации часто являются полиформационными образованиями, связанными с существенно разнотипными литологическими комплексами, внутри которых могут быть выделены все перечисленные выше глинисто-слоевые ассоциации. Вместе с тем, несмотря на достаточно тесную пространственную и временную связь глинистых ассоциаций и вулканизма, детальный анализ эпох накопления глинистых пород показывает, что наиболее тесная связь глинистых пород отмечается не с вулканогенными, а с терригенными, кремнистыми и карбонатными фациями. В эпохи накопления вулканогенного материала, т. е. в периоды максимальной тектонической активности содержание глинистых пород резко сократилось.

Вулканокластическо-глинистые ассоциации распространены в докембрийских и палеозойских отложениях. Для древних толщ характерно значительное изменение первичного туфового и глинистого материала.

В породах нижнего докембрия они могут быть изменены в кристаллические сланцы и гнейсы [Предовский и др., 1985]. Продуктам меньшей степени переработки свойственны породы начальной стадии метаморфизма.

ФЛИШЕВЫЕ АССОЦИАЦИИ

Ассоциации флишевого типа — пример полнотипных комплексов пород. В их разрезах наблюдается чередование (ритмичность или цикличность) кварц-сциаллитных псаммоалевролитов и алевролитов-аргиллитов, а также мергелей и известняков. Наиболее характерный признак флиша — сложные слои зернистых отложений. Эти слои, отделенные друг от друга резкими границами, Н. В. Вассоевич [1951] называл «многослоями», А. П. Боума [Bouma, 1962] — слоями с текстурными интервалами. Обычно также употребление терминов «флишевый ритм» [Вассоевич, 1948], «цикл» [Афанасьев, 1978]. Тесно связано со сложными слоями понятие градационной слоистости (graded bedding) и сортированной слоистости (sorted bedding), которые обозначают: 1) постепенное изменение максимального и/или среднего размера зерен в одном направлении поперек слоя и 2) смену монозернистых гранулометрически разных слоев [Bouma, 1962]. Зернистые (кластоморфные) породы варьируют от конгломерато-валунников (брекчий) до алевролитов, им почти всегда свойственны незначительная (или средняя) сортировка и обработка материала. Лучшим термином, описывающим характерную однородную часть большинства слоев флишевых псаммитов, является вакка Ч. Гильберта [Вильямс и др., 1957]; более широко известный вариант этого термина — граувакка — применяется, если псаммиты полимиктовые и содержат много филлосиликатов [Петтиджон и др., 1976].

Деление на многослой-ритмы проводилось по резким нижним границам зернистых отложений и казалось структурно безусловным, отвечающим объективным наблюдениям. Этот взгляд на флишевую последовательность еще прослеживается в некоторых работах, но был окончательно оставлен, когда стала ясна структурная и текстурная взаимосвязь зернистых отложений [Bouma, 1962]. А. Боума после изучения третичных флишевых отложений на юго-востоке Франции установил модельную (наиболее полную для этого разреза) последовательность текстурных интервалов в слоях турбидитов и показал частоту отклонений от этой модели. Полная последовательность текстур включает [Bouma, 1962, p. 49—50]: «... (a) Градационный интервал. Подошвенная часть слоя состоит из песка, с более или менее отчетливой градационной слоистостью (graded bedding). Эта градация может быть неотчетливой или даже отсутствовать, если материал хорошо сортирован. Структура материала песчаная, могут встретиться гравий и галька. В этом интервале неизвестно никакой другой текстуры. (b) Нижний интервал параллельной слойчатости (lamination). В этом интервале преобладает грубая параллельная слойчатость из-за чередования более или менее глинистых песчаных слоев. Градация, если она есть, еще продолжается, но слойчатость является главной текстурой. Контакт между градационным интервалом и нижним интервалом параллельной слойчатости обычно постепенный. (c) Интервал слойчатости ряби течения. Этот интервал состоит из теченевой ряби, которая в большинстве случаев меньше 5 см по высоте и не длиннее 20 см. Часто видна отчетливая косая слойчатость. Иногда рябь более или менее конволютная. Если в слое находится резко выраженная конволютная слойчатость, она ограничивается этим интервалом, его нижней, средней или верхней частью, либо более, чем одной частью. Хотя в этом интервале может еще происходить уменьшение размера зерна, слойчатость ряби течения делает его совершенно неясным ... Контакт между нижним интервалом параллельной слойчатости и этим интервалом часто ясно

резкий ... (d) Верхний интервал параллельной слоистости. Неясная параллельная слоистость является характерной, но если слой выветренный или тектонизированный, слоистость становится невидимой. Материал представлен очень тонким песчаным, до алевроитового, пелитом. Иногда вверх видимое уменьшение содержания песка. Контакт между интервалом ряби и этим интервалом всегда четкий. (e) Пелитовый интервал. Верхний интервал слоя не обнаруживает видимых осадочных текстур. Может быть небольшое уменьшение размерности зерен и содержания песка вверх. Часто бывает быстрое увеличение вверх содержания извести ... Контакт между верхними двумя интервалами в основном постепенный до очень постепенного.

Иногда выше пелитового интервала может быть найден глинистый мергель или мергель. Это — предположительно, пелагический осадок, установленный Ф. Кюененом.

Полная последовательность текстур была обозначена символом T_1 . А. Боума ввел обозначения для турбидитов с неполной последовательностью текстур. Для турбидитов без одного, двух, трех и четырех нижних текстурных интервалов вводятся обозначения — $T_2(T_{b-e})$, $T_3(T_{c-e})$, $T_4(T_{d-e})$, $T_5(T_e)$; для турбидитов без четырех, трех, двух и одного верхних текстурных интервалов — T_a , T_{ab} , T_{a-c} , T_{a-d} ; при этом отмечалось, что вид T_{a-d} в разрезе не найден. Кроме двух неполных рядов, турбидиты могут быть неполными как снизу, так и сверху и представлены только элементами b , bc , c . По А. Боума, изученный им разрез верхнеэоценового флиша Приморских Альп делится на турбидиты целиком, и только некоторые слои мергелей и известковых глини отнесены не к турбидитам, а к пелагическим осадкам [Вонша, 1962]. Таким образом, была обоснована элементарная единица флиша, найденная после этого во всех флишевых толщах, и объяснено появление ее полных и урезанных (усеченных) вариантов динамикой турбидитных течений в пространстве-времени. Вертикальная последовательность текстур слоя турбидита соответствует горизонтальной последовательности. При сравнении ритма (многослоя) флиша (по Н. Б. Вассоевичу) и турбидита (по А. Боума) устанавливается соответствие первого элемента ритма (I э. р.) объединенным интервалам b , c , d , второго (II э. р.) — частично интервалу c и большей части гемипелагических и пелагических осадков, третьего (III э. р.) — целиком пелагическим осадкам. Таким образом, в пионерной работе Н. Б. Вассоевича в основном под влиянием регионального материала не отразилась наиболее характерная особенность флиша — интервал a с градационной слоистостью (то, что называлось градационной слоистостью относится к так называемой сортированной слоистости — по А. Боума (см. выше)); объединены в одно целое — единицу разреза — отложения, разные по происхождению материала, условиям, времени и темпам накопления.

На рис. VII. 9 дана иллюстрация турбидитов и их текстурных интервалов на примере вендского флиша (рангская свита) Большого Каратау. Представлены четыре последовательных неполных турбидита: T_{abd} , T_{acd} , T_a , T_{acd} . В первом турбидите интервал T_{ab} едва намечается в тонкопесчаной части и отсутствует интервал c . Во втором турбидите в верхней части интервал a приобретает волнистый (рябевый) рельеф, интервал b отсутствует, c представлен только отдельными гребнями ряби и местами смыкается с интервалом a . Третий турбидит сложен только интервалом a , в четвертом видно сходство со вторым, но косо-волнистая слоистость в левой части фотографии нечетливая. Во всех турбидитах отсутствует элемент b . На этом примере можно убедиться, что текстурные интервалы в турбидитах являются прерывистыми вдоль слоя, и друг с другом могут совмещаться самые разные элементы полной последовательности, т. е. к тому перечислению турбидитов, какое дал А. Боума, следует добавить типы с внутренней неполнотой T_{abd} , T_{acd} , T_{ad} .

Трудности в практическом выделении турбидитов с целью поэлементного описания любого фрагмента флиша возникают и в древних, и в сов-

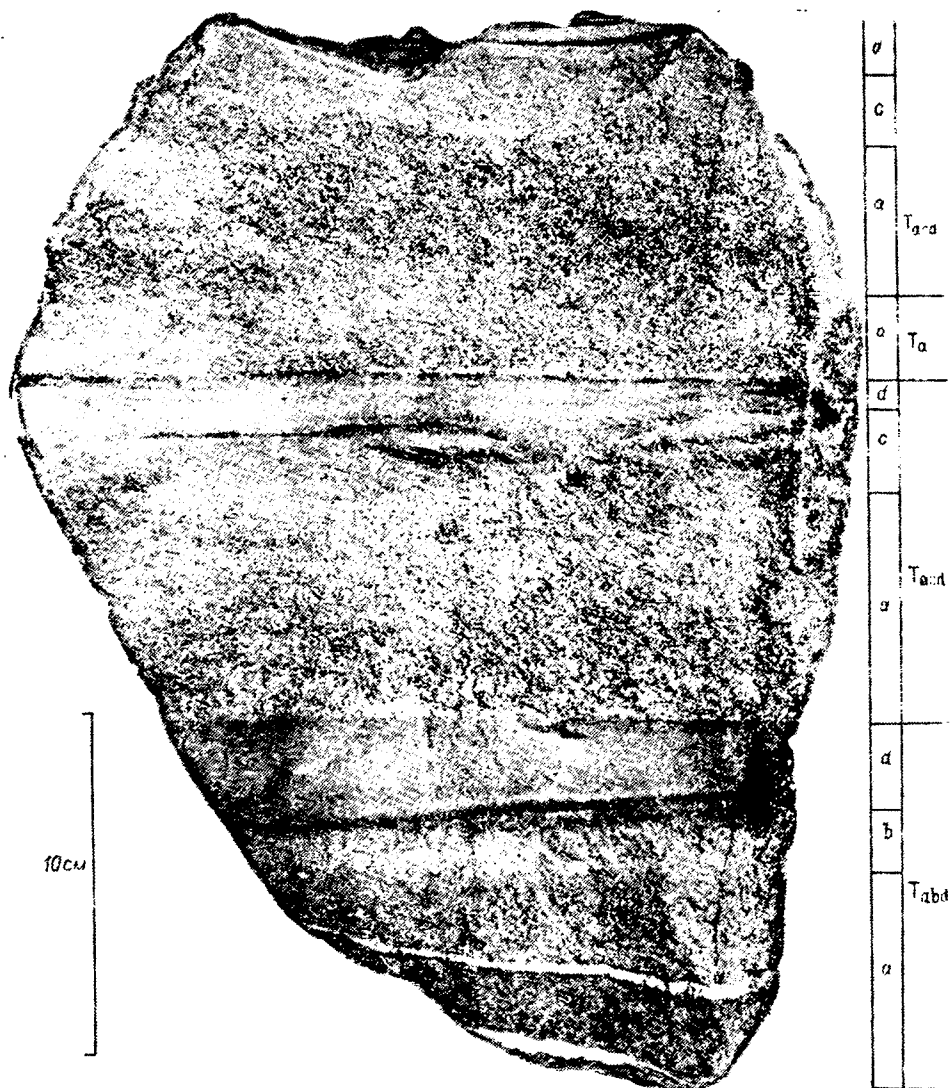


Рис. VII. 9. Последовательность мелкопластовых турбидитов в граувакковом флише (венд. рангская, Бол. Каратау).
Объяснения см. в тексте.

ременных океанских и морских отложениях. Здесь играют роль не только вторичные факторы (метаморфизм, расщепление), но и первичные особенности турбидитов. Всегда есть возможность обнаружить несколько резких границ, обусловленных сменой режима течения и приуроченных к этим моментам перерывам. Резкие границы находятся в основании *a*, *c*, *d*, всегда постепенные между *d* и *e* и вышележащим пелагическим осадком. Последний даже в современных осадках устанавливается с трудом с применением радиографического фотографирования [Rupke, 1975]. В древних отложениях задача проведения верхней границы полного турбидита часто неразрешима, поэтому автором были предложены выделение и классификация некоторых граувакковых турбидитов по признаку резких границ и зернистости элемента *a*. В разрезах, например, верхнерифейского грауваккового флиша Малого Каратау [Еганов, Советов, 1979] всегда видна резкая граница в основании и кровле интервала *a*, тогда как вышележащие интервалы чаще всего подвергнуты сильному расщеплению и утратили первичную текстуру. Интервалы с гредид-беддинг классифицированы по наличию в основании песчаного (иногда

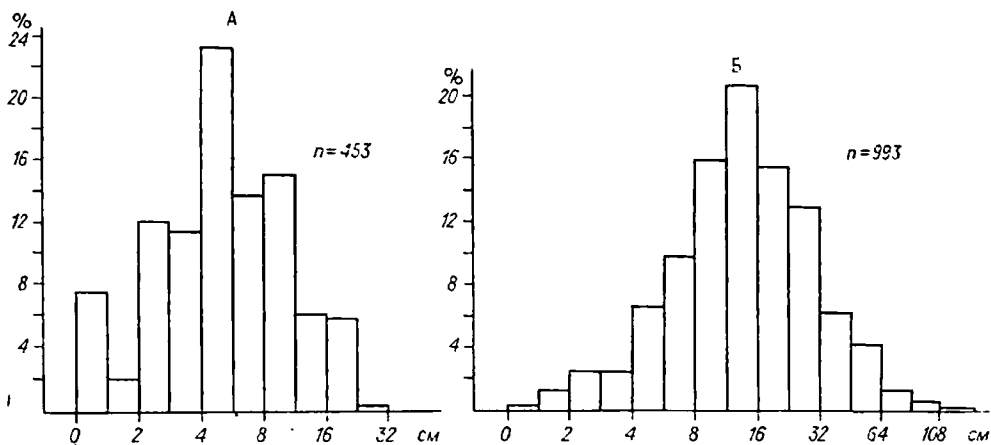


Рис. VII. 10. Распределение мощности турбидитов одного гранулометрического класса (мелкозернистых T_3) в граувакковом флише.

А — венедский флиш (рангская свита, Бол. Каратау); Б — верхнерифейский флиш (большекараройская свита, Мал. Каратау).

гравийного) — грубого—крупного, среднего, мелкого и тонкого материала, на T_1 , T_2 , T_3 и T_4 ; все промежуточные алевролитовые и алевролит-аргиллитовые отложения отнесены к «пелагическим» (гемипелагическим) и по крупности материала подразделены на алевролитовые (А), алевролит-аргиллитовые (АГ) и аргиллитовые (Г). Тонкообломочные отложения представляют собой сумму верхних интервалов турбидитов *c*, *d*, *e* и гемипелагическую составляющую, не связанную с турбидитами. Структурно выделена наиболее существенная часть турбидитов, даны ее гранулометрический анализ и распределение мощности.

При наличии во флишевых толщах большого количества слоев (сотни и тысячи) его первыми исследователями для сравнительного анализа разных флишей была выдвинута идея статистической оценки их мощности. И. Б. Вассоевич [1948] приводит статистическую оценку мощности ритмов и их элементов. Такой анализ показал, во-первых, логнормальный характер распределения значений, во-вторых, смещение моды распределения в более тонкую область по мере перехода от более полных последовательностей к менее полным [Война, 1962] и от более к менее грубозернистым. Примеры логнормального распределения мощности элемента *a* в верхнерифейском (Большекараройская свита) и венедском флишах (рангская свита) Каратау приведены на рис. VII. 10. Для анализа была использована логарифмическая классификация мощности, включающая 23 класса. По среднему и стандартному отклонению эти толщи отличаются друг от друга, что связано с различными бассейнами, режимами накопления и обстановками. Статистическая оценка мощности турбидитов или их частей является характеристикой удаленности обстановки накопления от источника материала [Dzulynski, Walton, 1965; Walker, 1967], т. е. положение в ряде проксимальных—дистальных турбидитов или в системе канал — межканаловое пространство. Статистически наиболее распространенный в данном разрезе тип турбидита называется модальным, статистически наиболее полный в данном разрезе — частным модельным (составным), таким как T_{abcde} А. Боума. Эта классическая модельная последовательность элементов слоя при переходе к грубозернистому флишу стала дополняться новыми структурно-текстурными интервалами, вначале намеченными введением в модельный турбидит ниже градационного интервала, неградационного крупнопесчаного параллельно- и косо-ленточнослойного элемента [Dzulynski, Walton, 1965].

Седиментологическая модель отложений, как бы нарастающих вниз классическую последовательность турбидита А. Боума, опирается на

наблюдения закономерностей осадконакопления в древних подводных каньонах, каналах конусов выноса, т. е. так называемой проксимальной фации турбидитов. Наиболее полно эта последовательность со структурно-текстурных и теоретических позиций (классификации типов гравитационных потоков) рассмотрена Д. Лэу [Lowe, 1982]. Полная модель грубо- и крупнокластических отложений включает снизу вверх следующие структурно-текстурные интервалы: R_2 — гравий с обратной (негативной, инверсионной) градационной слоистостью; R_3 — гравий с прямой (позитивной) градационной слоистостью; S_1 — крупный гравийный песок с линзами гравия без или с резкой размытой мульдopodobной нижней границей; S_2 — крупный песок и мелкий гравий в индивидуальных тонких слоях с обратной градационной слоистостью; слои отделены друг от друга тонкими глинистыми и слюдяными слойками; S_3 — массивный слой песка, иногда с включениями мелкого гравия с градационной позитивной слоистостью или без заметной градации; обычно содержит блюдцеобразные и трубчатые (dish and pillar structure) текстуры обезвоживания осадка. Интервалы R_2 — S_2 демонстрируют следы перемещения материала скольжением, качением вдоль ложа, в интервале S_3 , напротив, слойчатость отсутствует, материал здесь осажден внезапно всей массой из суспензии. Предполагается, что этой всей последовательности грубозернистых отложений могут предшествовать глинистые несортированные конгломераты (глинистый песок с галькой), конгломерато-брекчии, имеющие структуру бетона, но в разрезе отложения со следами плоского скольжения и течения в виде глинистого (грязевого) потока, как правило, залегают раздельно. Верх крупнообломочная последовательность может резко обрываться интервалом S_3 , заканчиваться песком с крупномасштабной косою слойчатостью и, что более редко, турбидитами с последовательностью текстур А. Боума. Нормально отложения с интервалами R_2 — S_3 , которые частично относятся к зерновым потокам, а большей частью к высокоплотным турбидитным течениям, пространственно отделены от отложений с интервалами T_a — T_e , связанных, как считается, с отложениями низкоплотных турбидитных течений. Связь между типами последовательностей устанавливается отождествлением интервала T_a с модификацией интервала S_3 со позитивной гредид беддинг и массивности отложений.

Модельная последовательность R_2 — S_3 редка, тогда как модальные в разных разрезах могут начинаться интервалом S_1 , S_2 или S_3 . Часто наблюдается чередование интервалов внутри крупных многометровых пластов. В отличие от последовательности T_a — T_e , где ненарушенный порядок текстур связывается с одним турбидитным потоком, чередование интервалов S_1 — S_3 в массивных пластах объясняется наличием нескольких импульсов (волн) в одном высокоплотном турбидитном потоке [Lowe, 1982].

Используя корреляцию пространственно разобщенных продуктов гравитационных потоков в древних флишевых толщах, некоторые геологи построили модели латеральных рядов [Mutti, Ricci Lucchi, 1975; Mutti, 1979; Walker, 1975, 1978]. По Р. Уолкеру [Walker, 1978], существуют две линии взаимопереходов: 1) от инициирующего оползня (обрушения) к обломочным грязекаменным потокам (debris flow), дающим в виде остаточного продукта галечные аргиллиты, и более редко — к разжиженным турбидитным течениям и соответственно — классическим турбидитам А. Боума; 2) от инициирующего оползня к флюидизированной системе, которая в зависимости от степени насыщения водой может превращаться в высококонцентрированные турбидитные течения и образовывать галечниковые пески, конгломераты, гравелиты и массивные песчаники, описанные моделью [Lowe, 1982], либо становиться турбидитными течениями с низкой концентрацией взвеси и соответственно оставить след в виде классических турбидитов. Близкие модельные, но более детальные линии развития и приписанные им латеральные ряды отложений рисуют Е. Мутти и Ф. Риччи Луччи [Mutti, Ricci Lucchi, 1975; Mutti, 1979]. Пер-

вый ряд составляют фации турбидитов $A_1 \rightarrow B_1 \rightarrow C_1 \rightarrow D_1 \rightarrow E_1$: конгломераты иногда с грубой наклонной слоистостью \rightarrow галечниковые песчаники \rightarrow массивные песчаники, типа S_3 [Lowe, 1982], содержащие текстуры дефлюидизации, \rightarrow турбидиты типа T_a , $T_{ac} \rightarrow$ турбидиты типа $T_{b-e} \rightarrow$ турбидиты типа T_c (выбиваются из последовательного деградирующего гранулометрического ряда внезапной крупной структурой, что ставит под вопрос правильность помещения в ряд). Второй ряд фаций — $A_2 \rightarrow B_2 \rightarrow C_2 \rightarrow D_2 \rightarrow D_3$: галечные аргиллиты со структурой бетона \rightarrow косослойчатые песчаники с крупной текстурой \rightarrow классические турбидиты $T_{a-e} \rightarrow$ урезанные снизу турбидиты типа T_{c-e} , T_{d-e} , T_e . Крупнокосослойчатые песчаники фации B_2 весьма сходны вышше с аллювиальными, они образуют бары в приустьевых частях подводных каналов. В целом разные авторы дают близкие модели структурных осадочных единиц и их латеральных связей.

Недавно сделана попытка создать седиментологическую модель дистального турбидита, конечного члена ряда наиболее далекого от источника материала и зарождения потока. Такая модель была предложена Д. Стоу и Г. Шанмуганом [Stow, Shanmugan, 1980] после сравнения отложений среднеордовикского флиша хр. Провинс, США и глубоководных турбидитов на абиссальной равнине у берегов Северной Америки. Модельная последовательность по мощности несколько сантиметров подразделена на текстурные интервалы $T_0 - T_8$, причем устанавливается соответствие с интервалами А. Боума: $T_0 \rightarrow c$, $T_{1-2} \rightarrow d$, $T_{3-8} \rightarrow e$. Дистальные турбидиты характеризуются резкой нижней границей и преимущественно микроленочным (мм) переслаиванием тонких песков и алевритов с глиной (илом), в базальной части явственные следы тонкой косо́й слоистости, отдельные гребни весьма тонкой ряби находятся и выше в интервале T_2 . Проведенные автором наблюдения океанских голоценовых турбидитов у подножия континентального склона Южной Америки (конус р. Ориноко) и абиссальной равнины близко соответствуют текстурам, приводимым в указанной работе. Верхние интервалы без слоистости T_{7-8} являются гемипелагическими осадками, порядок же текстур пока не связан динамической моделью.

Отложения гравитационных потоков, описанные моделями А. Боума и Д. Лау, часто сопровождаются дополнительными текстурами, связанными с динамикой накопления и уплотнения сильно обводненного зернистого осадка. Конволютная слоистость распространяется в косо- и волнисто-слоистых тонкопесчаных и алевритовых интервалах турбидитов. Морфологическое ее выражение — прихотливое искривление и смятие текучих зернистых осадков действием сингенетичного гидродинамического усилия и веса вышележащих слоев. На поверхности слоев конволюция выглядит в виде серии удлиненных гребней или изолированных конусов, ориентированных параллельно течению. В разрезе вдоль слоя конволюция выражена сопряженными «антиклиналями» с острыми гребнями и широкими округлыми «спиклиналями», это свойство можно использовать для определения верха и низа пласта. Иногда вышележащие слои залегают на конволютном интервале, обычно достигающем первых десятков сантиметров, с несогласием. В разрезе поперек слоя текстура иногда бывает концентрической, отсутствуют разрывы слоев и их нагромождение, верхние неровности заполняются косослойчатыми сериями. Признаки конволютной слоистости свидетельствуют об образовании ее не путем постседиментационного оползания, а одновременно с накоплением верхних интервалов турбидитовых слоев, в результате неравномерного распределения давления течения на рябевую поверхность.

При движении нагруженных мутьевых течений возникают текстуры внедрения — течениевые слепки (flow casts) и текстуры нагрузки (load structures). Первые, часто называемые текстурой «пламени» (flame structures), возникают во время горизонтального движения песчаного потока по илистому грунту, в результате которого ил острыми клиньями внед-

ряется в более грубый и рыхлый осадок. Текстуры нагрузки (ball and pillow structures) образуются при продавливании грубозернистого тяжелого осадка подстилающего глинистого, и проявляются гроздьями патеков на нижней поверхности слоев, направленных выпуклостью по течению. Часто текстуры нагрузки развиваются по ряби, происходит нагромождение гребней ряби друг на друга и образование псевдонодулей, которые тонут в мягком неконсолидированном иле и постепенно разворачиваются в пространстве до таких пределов, что наклон форсетов приобретает обратное направление.

Во флишевых пачках, содержащих песчаные турбидиты, под давлением осадков в пластичной толще возникают постседиментационные внедрения песка — песчаные дайки и силлы. Величина даек в вертикальном сечении от первых сантиметров до многих метров. Пластинообразные тела, секущие перпендикулярно или косо слоистость, имеют морщинистую поверхность стенок, птигматитовые складки, утолщения и выклинивания. Песчаные силлы, субпараллельные слоистости, имеют гладкие ровные границы. Песчаные дайки и силлы либо изолированы от первоначального слоя, служащего источником материала, либо с ним связаны. Там, где дайки многочисленные и короткие, на верхней поверхности слоев грубозернистых песчаников может возникнуть псевдополигональная текстура, которую не следует смешивать с трещинами усыхания.

Часто встречающимися текстурами в массивных слоях песчаников флишевых толщ являются «блюдцевая» и «трубковая» (dish and pillar structure), впервые описанные и названные так С. Уинтворсом [Wentworth, 1967] при изучении верхнемелового — нижнетретичного флиша Калифорнии. В поперечном сечении слоя блюдцевая текстура представляет собой обильные темноокрашенные, по отношению к вмещающей породе (осадку), субгоризонтальные плоские и выгнутые вниз тонкие слойки глинистого и или органического материала. Толщина слойков — доли и первые миллиметры, ширина первые сантиметры до первых десятков сантиметров. Эта текстура полно описана Д. Лоу и Р. Лопиколо [Lowe, Lopiccio, 1974]. Трубковая текстура представляет собой в вертикальном разрезе колонкообразные тела массивного песка диаметром от 1 мм до десятков сантиметров и высотой от первых сантиметров до нескольких метров. Трубки могут формироваться вместе с блюдцевой текстурой или отдельно. Блюдцевая и трубковая текстуры образуются во время консолидации быстроотложенных слоев песка и алевролита в результате разжижения осадка и быстрого его обезвоживания по ослабленным горизонтальным и вертикальным зонам. На поверхности слоев выходы трубок проявляются как вулканчики соответствующих размеров.

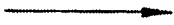
Характерными для флишевых отложений являются гнероглифы — текстуры на нижней поверхности слоев. Эти текстуры описаны и классифицированы во многих опубликованных работах, наиболее ранние и полные обобщения сделаны Н. Б. Вассоевичем [1953], а затем Ф. Кюененом [Kuenen, 1957], С. Джулинским и Е. Уолтоном [Dzulynski, Walton, 1965]. Часть гнероглифов является порциями грубого материала, внедрившегося во время седиментации пласта в подстилающий мягкий осадок, другая часть является антислепок (отпечатками) негативных неровностей (каналов, ямок, борозд, следов струй, углублений от различных предметов, в том числе биологических, травок качения, скольжения, ползания животных, цапаши и т. д.) на подстилающих отложениях. Негативные формы и выполняющие их текстуры (molds) объединены названием «подошвенные знаки» (sole marks). По типу процесса, отвечающего за текстуру, все знаки подразделены на эрозивные теченные и эрозивные с помощью движущихся предметов — галек, раковин, обломков древесины и водорослей, трупов животных и их частей, песка и т. д. Самые крупные знаки — выполнение крупных промоин шириной несколько метров, глубиной от десятков сантиметров до 1 м, — так называемые каналы-канавы. Как и в отпечатках более мелких промоин, верхний по

течению конец каналов-каналов крутой, закругленный и выступает как нос или клюв. Обычно каналы-каналы во флишевых толщах приурочены к ассоциациям больших подводных русел. Наиболее известные и многочисленные подошвенные знаки — отпечатки водоворотных промоин (flute marks casts) различной величины от первых до десятков сантиметров, редко первых метров, узкие и широкие, с высоким и низким рельефом, всегда вверх по течению оканчивающиеся резким конусным или луковичеобразным носком, а вниз — пологонисходящие на плоскость подошвы пласта. Эти знаки встречаются и поодиночке, и тесногруппированными полями и имеют важное значение для измерения направления течения (рис. VII. 11). Реже образуются узкие продолговатые извилистые (меандрирующие) промоины, отпечатки струй течений (rill marks). Весьма частые знаки — отпечатки серий чередующихся удлиненных узких мелко-масштабных (см и мм) промоин и разделяющих их узких и острых хребтиков с бифуркацией вверх по течению (L-ridge structure). Часть удлиненных серповидных знаков возникла по промоинам за препятствием (crescent marks), причем препятствия в виде галек, обломков пород, дресины, раковин сохраняются и причина возникновения знака очевидна. Многочисленная группа знаков образуется по бороздам, царапинам, следам тычков, скачков, волочения, перекатывания различных предметов, попавших в турбидитное течение. Наиболее известные прямолинейные каналоподобные отпечатки борозд самых разных размеров, но не превосходящих по ширине первые десятки сантиметров. Длина таких знаков (groove marks) может измеряться несколькими десятками метров. Иногда вдоль продольной оси отпечаток имеет вид спирали, показывающей вращение бороздящего предмета. На плоскостях пластов могут присутствовать две, редко три системы отпечатков борозд под углом друг к другу, иногда до 90° . Разновидностью отпечатков борозд являются осложненные, содержащие с обеих сторон углубления, штрихи, подобные оперению стрелы (chevron marks). Эта особенность текстуры (результаты глиссирования предмета по дну) фиксирует вектор движения волочащего предмет потока — по направлению «стрелы».

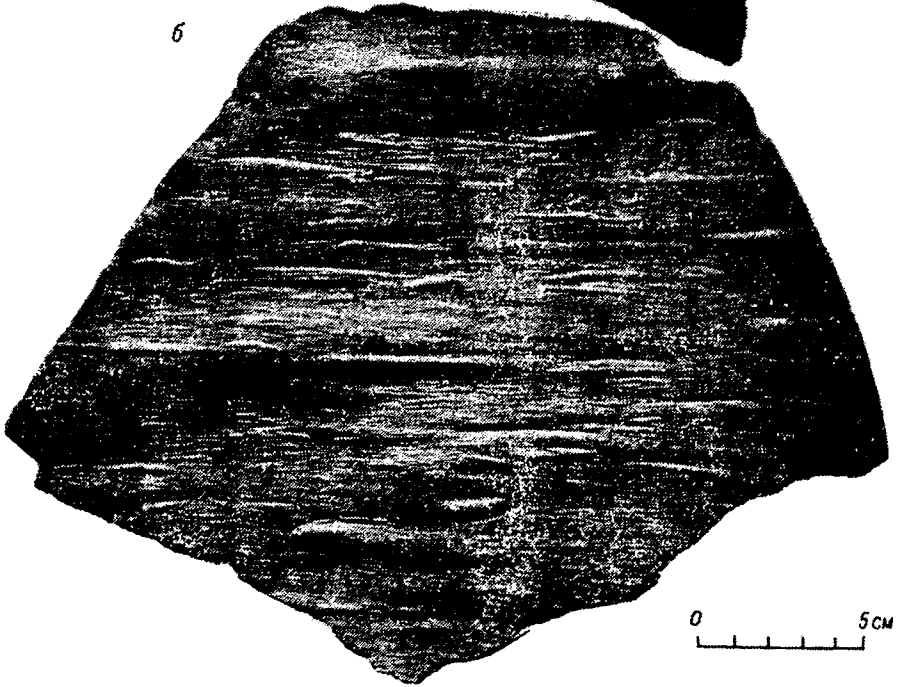
Другая группа знаков представляет собой относительно короткие отпечатки: тычков, коротких скользящих, серий скачков изометричных предметов, скачков с поворотом неизометричных предметов, качения и др. (prod, bounce, brush, saltacion, roll marks). Часть этих знаков обладает четкой векторностью; о направлении течения можно судить только по комплексным наблюдениям. Как правило, направление течений находится в азимутальном секторе, то узком, то более широком, в зависимости от сближенности измерений по разрезу и месту. Как правило, направление форсетов ряби на верхней поверхности пластов близко направлению знаков. В целом устанавливается общая закономерность: более крупные знаки и грубые следы выпахивания свойственны более грубым осадкам, наиболее изящные знаки, измеряемые по ширине миллиметрами, приурочены к подошве пластов алевролитов и алевролито-аргиллитов.

Во флишевых толщах, кроме гравитационных потоков различной силы и ранга, присутствуют отложения донных течений, как правило, меньшей силы, чем гравитационные, но иногда весьма сходные по текстурам с дистальными и межканальными турбидитами и гемипелагитами. Отложения донных течений особенно характерны для континентального подножия, они имеют названия контуритов, так как течения следуют вдоль изобат, огибая контуры континентальных массивов. Подробно проблема контуритов рассмотрена [Stow, Lovell, 1979], где приведены примеры контуритов и главные признаки, по которым их можно отличить от турбидитов. Различаются иловые (алевроитовые) и песчаные контуриты. Контуриты представляют собой дискретные слои алевролита или тонкозернистого песчаника мощностью от долей миллиметра до 10 см и имеют, как правило, резкие нижнюю и верхнюю границы. Слои могут быть гомо-

a



b



генными или горизонтально и косослойчатыми, но тогда в них нет порядка текстур А. Боума. Могут быть прямая (позитивная) и обратная градационная структуры, либо их вообще нет, присыпки грубого материала, в том числе тяжелой минеральной фракции, внутри слоев — остаточный осадок после отвевания и выноса течением тонких частиц. Ориентировка удлиненных обломочных частиц всегда вдоль направления течения и вдоль склона. Состав контуритов обычно смешанный терригенно-карбонатный, за счет переработки турбидитов и смешения с гемипелагическим материалом. Диагностическим признаком контуритов являются: направление палеотранспорта под прямым углом к направлению гравитационных потоков; отсутствие ваккового состава псаммитов; отсутствие текстурных интервалов турбидитов; контрастный состав обломков по отношению к составу в турбидитах; отсутствие берегового тренда в изменении отложений (в отличие от турбидитов, которые изменяются от проксимальных к дистальным). Местом проявления контуритов являются межканальные участки, долиноразделы конусов выноса и абиссальные равнины.

Последовательности отложений, которые могут также называться типами фаций, различаются по главным признакам — гранулометрии и текстуре. Последовательности объединяются в мегапоследовательности — полные разрезы формации в определенной зоне осадконакопления. Выделяются пять главных типов последовательностей: 1) грубозернистые массивно-линзовые, 2) толсто- и среднепластовые с набором классических (полных) турбидитов или с преобладанием элемента *a*; 3) мелко-тонкопластовые с урезанными (неполными) типами турбидитов; 4) разнопластовые и тонкослойчатые с беспорядочным включением турбидитов разной зрелости; 5) непластовые тонко- и тончайшеслойчатые с редкими включениями неполных турбидитов.

1. Грубозернистые массивно-линзовые или неотчетливо пластовые отложения с резкой нижней границей размыва выполняют эрозионные формы, имеющие вид промоин, русел, каналов. Гранулометрически и по текстуре отложения варьируют от конгломератов, конгломерато-брекчий, галечных алевролитов-аргиллитов до грубозернистых гравийных песчаников и более редко — песчаников других гранулометрических классов. Обычное явление — амальгамация (слипание) массивных линз без промежуточных алевро-пелитовых отложений, разделяющих песчаные и придающие разрезам флиша в других фациях «ритмичный» вид. Здесь проявляются наиболее крупные эрозионные формы — широкие и глубокие промоины, крупные борозды. В грубозернистых ассоциациях проявляются все типы текстур, описанных Д. Лоу [Lowe, 1982], и, следовательно, отложения остаточных галечников в руслах, грязекаменных и зерновых потоков подчинены турбидитным течениям с высокой концентрацией взвеси. Низ ассоциации может начинаться с наиболее грубозернистых отложений — конгломератов, но для этого типа такая последовательность необязательна, и конгломераты, тем более гравелиты, могут присутствовать в разных стратиграфических частях. В то же время типичное явление в этих ассоциациях — утонение вверх размера зерен и мощности слоевых единиц, что объясняется заполнением канала и в конечном итоге перекрытием его тонкозернистыми отложениями прирусловых «олок» — недоразвитых прирусловых валов, более плоских и менее мощных — соседних каналов [Mutti, 1979]. Поперечные размеры грубозернистых ассоциаций измеряются километрами до первых десятков километров, мощность — от первых десятков до первых сотен метров и протяженность — первыми десятками километров. С грубозернистыми отложениями связаны оползневые массы, олистолиты, отторженцы — глыбы из

Рис. VII. 11. Подошвенные знаки в граувакковом флише. Стрелка показывает направление течения.

a — антислежки промоин (верхний рифей, постунбулакская свита, Таласский хребет); *b* — следы касания обломков, царапин песком, единичные промоины (верхний рифей, карабуриинская свита, Таласский хребет).

стенок каналов. От них также зависят крупнокослоистые песчанники подводных течениевых баров. В латеральном профиле иногда проявляется миграция отдельных типов отложений вслед за смещением русла или его меандрированием и образованием наклонной слоистости подобно наземным гомологам.

По модели Р. Уолкера [Walker, 1978], вслед за моделью Е. Мутти и Ф. Риччи Луччи [Mutti, Ricci Lucchi, 1972], массивно-линзовые грубо-зернистые последовательности образуются в питающем канале-долине верхней части фэнов или на склонах, а также в распределительных каналах средней части фэнов.

2. Толсто- и среднепластовые последовательности (lobe) составляют во флишевых толщах главную часть песчанниковых накоплений. В отличие от массивно-линзовой толсто-среднепластовые последовательности не имеют четко выраженных морфоструктурных признаков выполнения эрозионных форм, им свойственно широкое площадное распространение. Имеют место и промежуточные формы, там, где массивно-линзовые отложения вниз по склону переходят в пластовые. Величина (мощность) элементарных единиц в этих ассоциациях от десятков сантиметров до первых метров. Пластовые тела песчанников представлены либо нижним градационным интервалом, либо полным набором текстурных интервалов А. Боума с полным набором подошвенных знаков. Пласты турбидитов преимущественно средней—мелкой зернистости образуют либо тесное (амальгамированное), либо характерное гемциклическое напластование. Часто образуются негативные, утолщающиеся вверх пакеты, но присутствуют также позитивные и симметричные. Согласно представлению Е. Мутти и др. [Mutti, 1985; Mutti et al., 1985], утолщение седиментационной структуры связано с проградацией зоны зарождения турбидитного течения за счет обрушения и разжижения ранее образованных дельтовых и шельфовых отложений при понижении уровня моря. Пластовые последовательности образуются многократным действием турбидитных течений. В результате одного акта накапливается чрезвычайно удлиненная и уплощенная двояковыпуклая линза осадков, повторные акты несколько сменяют местоположение тел так, что в конечном счете последовательности располагаются относительно друг друга кулисно. Это явление было установлено Е. Мутти и названо компенсацией, т. е. автоматическим выравниванием пологого микрорельефа аградацией. Компенсационные циклы, как правило, начинаются и завершаются более тонкими по зернистости и мощности пакетами турбидитов, в которых явно выделяется верхняя часть пластов T_{c-e} . Компенсация понижений микрорельефа происходит за счет смещения в эти зоны центровых частей турбидитных течений и соответственно толстопластовых пакетов, тогда как их боковые менее нагруженные части обрамляют центральное тело и образуют вниз по склону и на флангах завершающий веер (lobe fringe). Структурно это выражается в симметричных циклах накопления мощностью от первых до 30 м, чаще около 10 м. В средне-, мелкопластовых пакетах чаще проявляются конволюция и оползание, и самостоятельное значение имеют межтурбидитовые алевролит-аргиллиты. Пластовым последовательностям свойственна латеральная ассоциация с непластовыми тонкослоистыми последовательностями, с одной стороны, и с верхней частью грубо-зернистых массивно-линзовых последовательностей — с другой. Компенсационные циклы имеют тенденцию образовывать вертикальные разрезы в первые сотни метров по мощности. Пластовые последовательности с направленным или симметричным рядом по модели Е. Мутти и Ф. Риччи Луччи [Mutti, Ricci Lucchi, 1972] образуются в пределах средней и внешней (нижней) частей фэнов. Более поздняя модель Е. Мутти [Mutti, 1985] отражает точку зрения, что пластовые последовательности вообще не связаны по месту образования с фэном, т. е. они выстилают подводную равнину и геоморфологически не выражены как какая-то часть фэнов.

3. Мелко-тонкопластовые последовательности образуют пакеты и крупные пачки мощностью в десятки метров. Характерная особенность таких ассоциаций — плотное наложение тонкозернистых турбидитов типов T_{b-e} , T_{c-e} , T_{d-e} . Эта ассоциация иногда называется «зедровой фацией» [Walker, 1985], ленточно-слоистой ассоциацией [Советов, Малюжинец, 1987]. Часто осадочные единицы имеют и терригенный, и карбонатный или смешанный состав в одном и том же разрезе. Тонкопластовым пачкам присущи внутренние небольшие угловые несогласия и оползневые деформации. Тонкопластовые ассоциации образуют характерный элемент комплексов канал — прирусловой вал и отвечают обстановке последнего. Такого типа ассоциации возникают при высоком стоянии уровня моря и продвижения в сторону моря дельт [Mutti, 1985]. В такие периоды появляются относительно мелкие каналы (первые десятки метров глубиной) и заполняются мелко-, тонкозернистым материалом. Главная масса материала переносится разжиженными турбидитными течениями поверх бортов каналов, формируя выпуклые прирусловые валы. По модели У. Нормарка [Normark, 1970], такие отложения на современных конусах образуются ниже устья каньонов в пределах верхней части фэнов.

4. Разнопластовая и тонкослойчатая последовательности с включениями турбидитов разной зернистости могут рассматриваться как разновидность мелко-, тонкопластовой, так как являются латеральными фациями канализированных отложений. Характерный элемент ассоциации — разнозернистые от гравия до тонкого песка турбидиты, являющиеся «хвостами» грубозернистых массивно-линзовых ассоциаций. Второй, также специфический признак, — обилие тонкослойчатых алевролитов-аргиллитов, лишенных четких пластовых отдельностей. Третий признак — обилие тонкопластовых и тонкозернистых турбидитов с верхними текстурными интервалами. Ассоциация проявляется в виде пакетов и пачек до 10 м мощностью. По масштабу ассоциация, перекрывающая борта глубоких каналов, резко отличается от той, что связана с мелкими каналами и развита в виде валов.

5. Непластовая тонко- и тончайшеслойчатая последовательности образуют алевролитов-аргиллитовые пакеты и пачки, часто с листоватой отдельностью. Мощность таких ассоциаций составляет от первых до первых десятков метров. Характерна миллиметровая горизонтальная слойчатость, неравномерно распределенные и редкие пласты (тонкие и мелкие в краевых частях пачек) турбидитов. Турбидиты представлены только верхними текстурными интервалами, тем не менее нижняя граница их резкая. Окраска тонкослойчатых алевролитов-аргиллитов разнообразная — черная, серая, серо-зеленая, красноватая. Но ассоциации с дистальной частью пластовых последовательностей, текстурам тонкослойчатые пачки представляют наиболее глубоководный и удаленный от распределительных каналов элемент подводных конусов выноса и отождествляются с современными гемипелагическими отложениями абиссальных равнин. Эти пачки можно рассматривать как второстепенный элемент флиша — по парагенетическим связям, включениям редких турбидитов и происхождению в результате функционирования распределительных систем подводного конуса выноса. Там, где пачки содержат ясно выраженный пелагический материал (например, кремневые слои и слойки за счет садки кремневых скелетных остатков пелагических организмов или тако-го же происхождения карбонатные пелитоморфные отложения, выступающие в виде матрикса для турбидитов), они могут рассматриваться как языки глубоководных пелитоморфных формаций, если такие формации в регионе имеют самостоятельное значение.

Последовательности (фации) флишевых отложений образуют устойчивые ассоциации друг с другом и в разрезе повторяются, формируя секции чередования. Грубозернистые массивно-линзовые канализированные последовательности (п их менее грубые гомологи) вверх резко обрываются или завершаются пластовыми, а в целом чередуются с разно- и тонко-

пластовыми тонкослойчатыми последовательностями, выражающими своей структурой прирусловые «полки» и валы. Количество повторов — единицы. Крупнопластовые последовательности обрамляются мелкопластовыми, количество повторов измеряется десятками. Пластовые последовательности в дистальной части чередуются с непластовыми тонкослойчатыми в единичных повторах. На примерах третичных флишей Апеннин и Пиренеев [Mutti, 1985; Mutti et al., 1985] показано, что кроме повторов последовательностей имеет место общее изменение разреза флиша в связи с колебаниями уровня моря. Установлены три стадии развития турбидитовых систем, соответствующие низкому, среднему и высокому стоянию уровня моря. В первую стадию, при низком уровне моря, формируются неканализованные плоские широко распространенные песчаные тела (lobe), образованные пластовыми последовательностями. Накопление таких тел происходит на подводной равнине за счет мощного размыва и обрушения ранее накопленных неконсолидированных шельфовых отложений. Во вторую стадию при некотором повышении уровня моря проксимальные части песчаных тел заключаются в каналы, тогда как дистальные остаются плоскими. В канализованных отложениях много грубозернистой фракции, там возникает массивно-линзовая текстура, отражающая остаточные галечники, отложения дебрисных, зерновых (в том числе галечных) потоков. Этой стадии свойственны укрупнение материала и утолщение осадочных единиц вверх за проградацией каналов и их заполнение. Большое значение для корреляции разрезов имеет правило во взаимоотношении грубозернистых каналовых отложений и продолжающих их вниз по склону пластовых последовательностей [Mutti, 1985]. Образование толстопластовых последовательностей во времени предшествует формированию каналов, поэтому корреляция по гранулометрическому составу не совпадает с хронокорреляцией. На третьей стадии, при высоком стоянии уровня моря, возникают далеко продвинутые дельты и продолжение дельт — комплексы мелких каналов с прирусловыми валами, формирующие выпуклые вверх агградации. Латеральным (вниз по склону) продолжением этих комплексов являются гемипелагические тонкозернистые бассейновые отложения небольшой мощности.

Кроме изменений уровня моря, характер разреза терригенных флишевых толщ зависит от тектонических движений, формы и размеров бассейна, трансгрессий-регрессий, количества и гранулометрического состава привносимого материала. Последний фактор был учтен [Mutti, 1979] для разделения подводных конусов на две группы: 1) с низкой и 2) с высокой эффективностью приноса материала. Первая группа в разрезе представлена небольшими телами (от первых десятков до первых сотен метров по мощности и до первых десятков километров по длине), насыщенный песок массивно-линзовых русловых отложений почти без прирусловых «полок» и валов. Уплотненная седиментационная структура турбидитов чередуется с разреженной при миграции каналов-русел и совмещении по вертикали осевой и боковой фашии русловых отложений. Вторая группа, как считает Е. Мутти, определяется очень большим объемом поступающего материала с обилием алевроито-пеллитовой фракции. Характерный элемент высокоэффективной турбидитовой системы — наличие комплекса отложений распределительной системы и комплекса далекого, физически не связанного с распределением, образования пластовых тел на равнине бассейна. Этот тип флишевых толщ по мощности измеряется тысячами метров и обычно простирается вдоль оси переноса на первые сотни километров. По-видимому, отсутствие физической связи канализованных и плоскопараллельных песчаных тел послужило основанием для выделения отдельных стадий накопления, сопоставляемых с изменением уровня моря [Mutti, 1985; Mutti et al., 1985]. В последней классификации уже предусмотрена промежуточная стадия (и тип отложений), при которой канализованные грубозернистые песчаные турбидиты латерально (вниз по склону) связаны с массивными плоскими пес-

чаными тслами, а затем мелко-, тонкопластовыми телами, «бахромой» (fringe) массивных тел.

Примерами разреза терригенного флиша, образованного турбидитовой системой с высокой эффективностью приноса, являются верхнерифейские сарыджонская, большекарройская, поступбулакская формации Таласского хребта и Каратау. В более детально изученной большекарройской формации [Еганов, Советов, 1979] мегапоследовательность представляет собой смену снизу вверх: пластовые последовательности (250 м) — чередование пластовых и непластовых тонкослойчатых (170 м) — грубозернистых массивно-линзовых и разнопластовых тонкослойчатых (110 м) — пластовых разной структуры (225 м) — пластовых и непластовых тонкослойчатых (400 м). Эта мегапоследовательность демонстрирует однократное интенсивное повышение уровня моря и образование системы канал — прирусловая «полка». На фоне наиболее высокого стояния уровня моря можно видеть несколько менее значительных его колебаний. Парагенетическая связь пластовых и непластовых последовательностей показывает влияние не только уровня моря, но и интенсивности в снабжении распределительной системы обломочным материалом и географической ориентации распределителей. Крупные рубежи смены ассоциаций являются хорошими маркирующими уровнями для геологической съемки.

Рассмотрим строение карбонатного флиша. Его главные теченные элементы сложены разнообразными по размерности частицами карбонатных пород, представляющих, как правило, две группы отложений — шельфовых мелководно-морских и склоновых или абиссальных глубоководно-морских (интракластов). В переотложенных фрагментах шельфовых карбонатных пород признаками мелководности являются палеонтологические остатки, интракласты представляют собой автохтонные фрагменты разрушенных и переотложенных слоев флиша. Второстепенные элементы флиша — продукты слабых течений и гемипелагической седиментации — могут быть карбонатными (кальклюдитовыми), терригенно-карбонатными или часто терригенными (глины). Смещение состава — обычное явление для карбонатного флиша, в котором наряду с пакетами и пачками, чисто карбонатными по главному признаку, имеют место терригенно-карбонатные и даже терригенные включения. Смещение состава часто видно и в слоевых единицах, причем замечено, что карбонатные частицы слагают средние и верхние интервалы пластов. Это явление наблюдается в верхнемеловом флише Северного Кавказа, верхнерифейском флише Таласского хребта (Северный Тянь-Шань), нижнекембрийском флише Джидинского хребта Забайкалья. Карбонатный флиш тесно связан с некарбонатным (терригенным) взаимным проникновением пачек, поэтому переходные мегапоследовательности могут быть названы терригенно-карбонатным флишем. По атрибутивному свойству карбонатный флиш ничем не отличается от терригенного, он также образуется с помощью и под влиянием гравитационных потоков и, вероятно, некоторой преобразующей роли контурных течений. Карбонатный флиш, как и некарбонатный, включает полный гранулометрический ряд отложений от валунных мегаконгломератов и мегабрекчий к нормальным галечным конгломератам, гравеллитам, а затем песчаникам и алевролитам. Устанавливаются отложения обвалов и оползней, дебрисных грязекаменных потоков, зерновых потоков и турбидитных течений. Последовательности отложений (фации) включают массивно-линзовые канализированные, пластовые неканализированные разной размерности, в том числе тончайшепластовые.

Своеобразным типом являются «мегатурбидиты» или сейсотурбидиты [Mutti et al., 1984], установленные как в древних, так и в современных бассейнах. По данным этих авторов, сейсотурбидиты представляют собой продукт катастрофических гравитационных потоков объемом до 100 км³, вызванных землетрясениями. Сейсотурбидиты могут слагаться терригенными, вулканогенными отложениями, но особенно характерны как «ненормальные» единицы для карбонатного флиша. Сейсотурбидиты

не связаны с морфоструктурными элементами подводных конусов выноса, для образования которых необходим длительный отрезок времени. Появляясь внезапно в разрезе, эти образования изменяются по мощности от первых до 200 м и наложены дискордантно на турбидитные последовательности, что предопределяет хорошие маркирующие свойства на расстояниях в десятки и первые сотни километров.

По составу и мощности карбонатные сейсмотурбидиты весьма разнообразны, они могут быть очень однородными, в виде крупных пластов мергеля или биомикрита, или состояться псевдопоследовательностями А. Боума — от мегабрекчий в основании через градационные калькарениды и до калькютитов в верхней части. Примеры последовательностей в мегатурбидитах, взятые из разрезов флиша Южных Пиренеев и Северных Апеннин, показаны Е. Мутти и др. [Mutti et al., 1984]. В грубых частях сейсмотурбидитов могут находиться класты до 25 м в диаметре. Временная периодичность сейсмотурбидитов, по крайней мере, на порядок больше периодичности нормальных турбидитов. Первые возникают в сейсмически активных регионах под воздействием сильных сейсмических толчков.

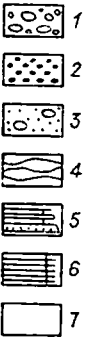
Примером «нормального» карбонатного флиша как следствия подводного конуса выноса может служить верхнерифейский чаткарагайский флиш Таласского хребта. В составе этого флиша, максимальной мощностью 1000 м, участвуют следующие типы течениевых отложений [Советов, Малюжинец, 1987; Советов, 1988]: 1) карбонатные конгломераты, конгломерато-брекчии и гальки, содержащие разнозернистые калькарениды; 2) калькарениды разнозернистые с крупномасштабной косой слоистостью; 3) калькарениды горизонтально-слоистые; 4) калькарениды (калькаалевролиты) мелкопластовые с примесью терригенного материала, сопровождающиеся усеченной последовательностью текстур А. Боума — T_{b-e} , T_{c-e} ; 5) калькаалевролиты волнисто-слоистые с неясными внутренними текстурами; 6) калькарениды и калькютиты тонкопластовые без видимых внутренних текстур. Часто карбонатные пласты сопровождаются пластинами со смешанным составом либо терригенными песчаниками и алевролитами. Последние формируют пакеты и пачки и закономерно чередуются с карбонатными пачками. При сопоставлении типов отложений карбонатного и некарбонатного флишей устанавливается сходство большинства литотипов, в частности: (1), (2), (3) с R_3 , $S_1 - S_3$ [Lowe, 1982]; A_1 , A_2 , B_1 , B_2 [Mutti, 1979]; (4), (5), (6) с усеченными турбидитами $D_1 - D_3$ [Mutti, 1979]. В рассматриваемых карбонатных отложениях отсутствуют классические турбидиты полного типа, что, скорее всего, связано с дефицитом песчаных фракций.

В карбонатном флише установлены последовательности отложений [Советов, 1988]. Как и терригенные, они подразделены на несколько типов: 1) массивно-линзовые и крупнопластовые, 2) параллельно-пластовые разного масштаба. Канализированные массивно-линзовые последовательности выполаживают каналы-русла, врезаемые в параллельно-пластовые (рис. VII.12). Каналы измеряются первыми десятками метров по вертикали и первыми сотнями метров по ширине. Заполнение каналов происходило по закономерной схеме, во многом сходной со схемой заполнения таких же эрозионных форм терригенным материалом. В основании располагаются конгломерато-брекчии либо разнозернистые калькарениды с галькой, эти отложения взаимозаменяемы. Стратиграфически выше и вниз по простиранию, а также к бортам каналов образуются калькарениды с крупномасштабной косой слоистостью, последние связаны переслаиванием с тонкими аргиллитами и мергелями, накапливавшимся на бортах каналов как неразвитые приустьевые валы. Заполнение каналов завершается горизонтально-слоистыми калькаренидами и волнисто-слоистыми калькаалевролитами. В пределах канала последовательность от более грубых к более тонким осадкам может повториться вслед за миграцией русла. Волнисто-слоистые калькаалевролиты пологослоистые, т. е.

Б

В

Г



А

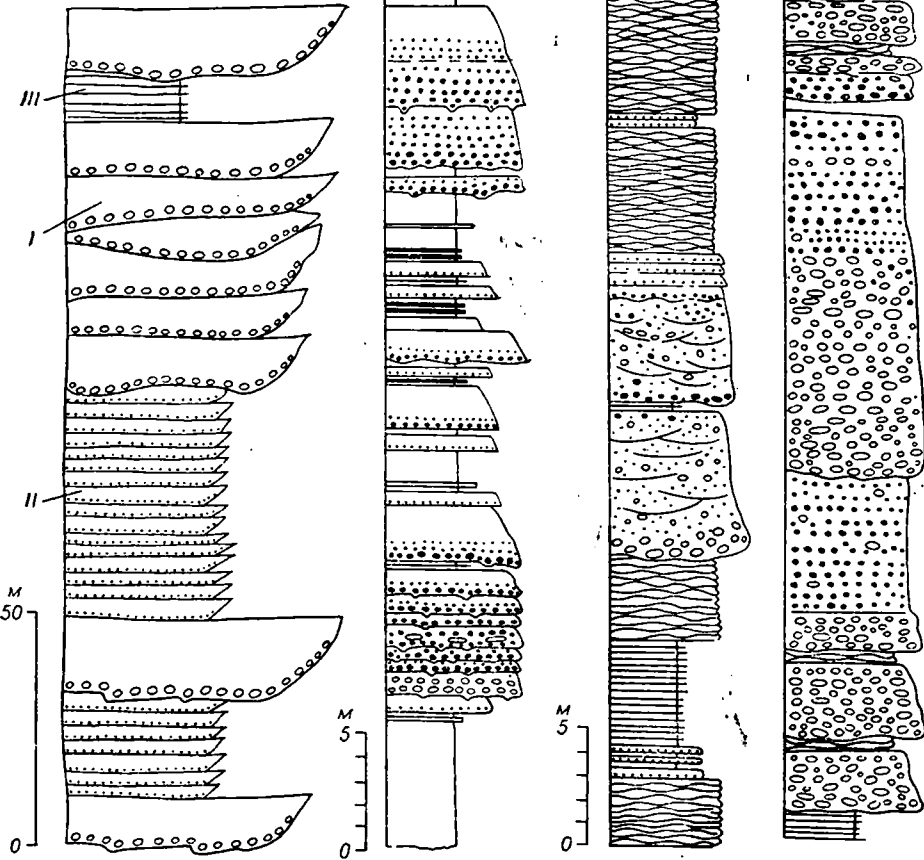


Рис. VII. 12. Массивно-линзовые и пластовые последовательности в граувакковом и карбонатном флишах.

А — разрез долинного комплекса в флишевой граувакковой формации (большекарской свита, Мал. Каратау) (I — конгломераты, гравелиты, разнозернистые грауваки (руслые каналовые отложения), II — песчаники (крупно-среднепластовые турбидиты весров), III — тонкозернистые песчаники и алевролиты (мелко-тонкопластовые турбидиты прирусловых валов); Б — разрез русловых — канальных и прирусловых отложений (граувакковый флиш, большекарской свита, р. Жолбарскамад); В — разрез ассоциации русловых — канальных, прирусловых и устьевых долинных отложений в флишевой карбонатной формации (чаткарагайская свита, Таласский хребет, р. Карабура); Г — доминирование русловых отложений над долинными в карбонатной флишевой формации (сагызганская свита, Таласский хребет, р. Майлисай). 1 — конгломераты кварц-сиаллитные и карбонатные (известняковые); 2 — гравелиты того же состава; 3 — калькарениды разнозернистые плохосортированные с галькой известняка; 4 — то же, мелкозернистые, волнисто-косослойчатые; 5 — граувакковые турбидиты разных гранулометрических классов; 6 — пакеты тонкозернистых тонкопластовых турбидитов соответственно терригенного и калькаренигового состава; 7 — алевролиты и кальк-алевролиты.

имеют структуру латеральной аккреции — результат меандрирующего течения. В целом последовательность массивно-линзовых каналов отложений показывает смену в разрезе режимов гравитационных потоков: от дебрисных, галечных, зерновых к слабо нагруженным турбидитным течениям, формировавшим приустьевые и меандровые бары.

Параллельно-пластовые ассоциации карбонатного флиша в зависимости от преобладающей величины (мощности) слоев подразделяются на толсто-, средне-, мелко-, тонко- и тончайшепластовые (слоистые) в диапазоне от 20 до 1 см. Каждая градация может характеризоваться графиком распределения мощностей на логарифмической шкале с присущими распределению средними значениями и стандартными отклонениями [Советов, Малюжинец, 1987]. Установлен логнормальный характер распределения мощности течениевых и в большинстве случаев неявиотечениевых и или нетечениевых компонентов. Статистические параметры являются характеристикой совокупностей слоев карбонатного флиша и мерой его латеральной изменчивости.

В карбонатном флише устанавливаются четыре порядка формационных структур, являющихся главными седиментологическими последовательностями. Структура I порядка образована массивно-линзовым или толстопластовым элементом и всеми параллельно-пластовыми отложениями, выступающими в качестве второго элемента. Структура I порядка обычно рассматривается в стратиграфических работах. Структура II порядка образована линзами внутри массивного элемента или чередованием друг с другом пакетов параллельно-пластовых отложений, отличающихся чистотой карбонатного материала, текстурой и мощностью единиц (пластов, слоев). В первом случае в массивно-линзовых ассоциациях моделью структуры II порядка является последовательность из пяти элементов, приведенная выше и в работе [Советов, Малюжинец, 1987; Советов, 1988]. Во втором случае в параллельно-пластовых отложениях, структура II порядка определяется статистическими закономерностями, а построение модели опирается на наблюдения подструктур — тенденций в смене пакетов. На основании наблюдений и синтеза седиментационного ряда выдвигается представление о модельной ассоциации пакетов, главной характеристикой которой является утонение вверх и вниз слоевой структуры и смена вверх более терригенными пакетами. Модельная последовательность начинается наиболее тонкопластовым и загрязненным терригенным материалом-пакетом, продолжается вверх менее загрязненным пакетом и наиболее чистыми калькаренидами, а затем завершается в обратной последовательности. В модели последовательность симметричная, сходная с компенсационными циклами в граувакковом флише. В реальном разрезе, например чаткарагайского флиша Таласского хребта, выделяется более двух десятков ассоциаций, которые в соответствии с моделью классифицируются по полноте (мере завершенности слоевой структуры), простоте, сложности (мере однородности материала по составу). Среди 137 конкретных последовательностей чаткарагайского флиша статистически выделяются три группы: простые полные и неполные — 70 %, сложные полные — 15 и сложные неполные — 15 %. Таким образом, модальная ассоциация не совпадает с модельной, это отражается на структуре II порядка; доминирующие ассоциации часто образуют моновидовые блоки-пакеты. Сопряженным в пространстве с наибольшей вероятностью, а значит и взаимосвязью с образованием, обладают наиболее чистые и слабозагрязненные калькарениды. По-видимому, главный механизм образования структуры II порядка определяется колебаниями уровня моря.

К структуре III порядка отнесена слоевая структура пакетов, она образована квазиритмичным наложением пластов, т. е. флишем в узком смысле. Минимальное количество элементов в структуре III порядка, в большинстве случаев пакеты содержат от первых десятков до первых сотен единиц. К элементам структуры III порядка относятся турбидиты, как правило, без нижнего интервала a и чередующиеся с ними слабо-

течениевые и гемипелагические отложения. Криптомерные элементы (кальклюдиты, аргиллиты) неоднозначны генетически. В структуре III порядка выделяются амальгамированный, разреженный и смешанные типы.

Структура IV порядка также пластовая, ленточная (см) и «питчатая» (мм) представлена чередованием светлоокрашенных неслойчатых калькаалевролитов, темноокрашенных косослойчатых и горизонтально-слойчатых терригенных алевролитов и аргиллитов — зеленоватых, красно-серых, составляющих гемипелагический фон. Характерной особенностью структуры IV порядка является противоречивое сочетание толстого матерала и плотного наслоения, так называемая «зевровая фация», что указывает на образование в прирусловых валах и, вероятно, с участием вдольсклоновых, контурных течений. И тот, и другой генезис находит подтверждение в обильных для ленточных отложений сингенетических нарушениях — оползаниях и обрушениях. Ленточные последовательности проявляются в пакетах до нескольких метров и пачках в десятки метров мощности.

Типы отложений и ассоциации карбонатного флиша несут информацию об условиях образования. Информация заключена в геометрии тел, фациальных взаимоотношениях, текстурах динамического влияния среды. Наиболее распространенный тип отложений — волнисто-слоистые плотнослоенные калькаалевролиты, вмещающие каналы-русла. Волнисто-слоистые калькаалевролиты по элементарному составу являются дистальными турбидитами, образованными турбидитными течениями низкой плотности. По-видимому, калькаалевролиты выполняют крупные плоские долины шириной от единиц до первых десятков километров и длиной в десятки, возможно, первые сотни километров. Каналы-русла — эрозионные формы более высокого порядка внутри долины.

Сепарированные турбидиты с обильной алеврито-пелитовой силикатной фракцией, с квазиритмичностью и цикличностью за счет дифференциации вещества формировались близ устьев долин, на равнине бассейна, а наиболее толкопластовые — на бортах долины. По подошвенным знакам, косым сериям и ряби на поверхности слоев устанавливается устойчивое продольное (вдоль простирания формаций, поперек ее смятия) направление течений и поперечное положение некоторых капалов-русел, выполненных терригенными граувакками.

Областями накопления карбонатного флиша являются перикратонные в современном плане перикоанитические глубоководно-морские зоны. В палеогеографическом аспекте для возникновения карбонатных флишевых формаций необходимы соседние карбонатные шельфы, рифовые массивы, слабый поток терригенного матерала. Благоприятным фактором накопления карбонатного флиша является дивергенция континентальных массивов.

КАРБОНАТНЫЕ АССОЦИАЦИИ

При изучении ассоциаций, сложенных карбонатными породами, классификационными показателями выступают состав и форма литологических тел. По составу среди монотипных ассоциаций различаются доломитовые, известняковые и сложные типы.

В структурном отношении можно выделить слоистые и рифондные тела. В первом случае в разрезе наблюдается переслаивание пластообразных, слоистых тел грано-, класто-, реже биоморфных карбонатных пород. Карбонатные ассоциации рифондного типа отличаются от слоистых разновидностей как составом пород (возрастание роли биоморфных представителей), так и формами их залегания. Элементарными органогенными постройками являются банки, биогермы и биостромы [Геологическая съемка..., 1982; и др.]. Органогенные банки к постройкам обычно не относят-

ся. Они представляют собой скопления остатков целых скелетных остатков организмов или их детриты. Среди них различаются банки: 1) раковинные (скопления раковин, образующих положительные формы рельефа на дне), 2) субкаркасные (прижизненные захоронения скелетных форм и биокластического материала) и 3) желваковые, сложенные карбонатными желваками на месте их формирования. В случае переноса скелетных элементов и их обломков формируются тафоморфные тела (скопление целых раковин) или береговые бары, гряды, косы с участием скелетных форм или их частей.

Биостромы в ископаемом состоянии представляют собой пластообразные карбонатные тела с ровной подошвой и волнисто-бугристой кровлей. В их строении участвуют остатки прикрепленных организмов. Мощности биостромов невелики (от сантиметра до первых метров), но по площади они могут быть распространены на десятки и сотни километров. Видимо, в этом случае следует выделять биостромные массивы.

Биогермы отличаются округлой куполо-, линзовидной, каравая-образной, цилиндрической или грибообразной формами [Геологическая съемка..., 1982]. Их кровли могут быть одновершинными (монофлорными) и двувершинными (дифлорными). В случае тесного расположения или нарастания биогермов выделяются биогермные массивы. Их структура усложняется. Различаются моногермные массивы. Они массивные, достаточно однородны, породы иного состава в них присутствуют в небольшом количестве. В полибиогермных массивах наблюдается чередование органогенных построек и слоистых карбонатных пород. При периодической смене этих образований выделяются биоритмиты. В их строении кроме биогермов могут участвовать и биостромы.

Более сложные органогенные постройки представлены рифовыми и рифондными массивами. Рифовый массив (ископаемый риф) — сложное геологическое тело, формирование которого может происходить в течение миллионов лет. В нем для конкретных геологических отрезков времени выделяются определенные сочетания обстановок и их характеризующих осадков (рис. VII.13). В карбонатных толщах рифовые массивы могут группироваться в гряды, цепочки, именуемые рифовыми системами [Кузнецов, 1986; и др.].

Рифондные массивы отличаются от рифовых отсутствием четко выраженного рифового склона [Журавлева, Мягкова, 1979]. Для него характерно отсутствие мощных толщ сопутствующих брекчий, место которых могут заменять детритовые карбонатные песчаники и мелкообломочные гравелиты.

Доломитовые ассоциации слоистого строения представляют собой сложно построенные тела, в разрезах которых наблюдается чередование грано-, био- и кластоморфных пород доломитового состава. Граноморфные породы характеризуются зернистостью различной размерности: от пелитоморфной до гигантозернистой. Нередки породы, отличающиеся неравнозернистой текстурой. Спектр окрасок пород этого типа разнообразный, он может меняться как в пределах отдельных разрезов, так и по площади. Попытки увязать тип доломитовой породы с ее цветом нередко приводят к диагностическим ошибкам. Для зернистых пород характерна горизонтальная слоистость, которая подчеркивается изменением цвета, зернистости и другими текстурно-структурными особенностями.

Биоморфные с участием зернистого матрикса типы доломитовых пород достаточно четко дифференцируются по возрасту. Наиболее однородные различия со строматолитовой и онколитовой структурами чаще всего наблюдаются в дофанерозойских отложениях, в которых распространены в виде самостоятельных слоев, пластов, а также в обособляющихся органогенных постройках небольших размеров (биостромы и биогермы). В последнем случае с ними ассоциируют грано-, кластоморфные доломиты (конгломераты, гравелиты). В фанерозойских доломитовых породах этого типа биоморфная составляющая представляет собой раковинный мате-

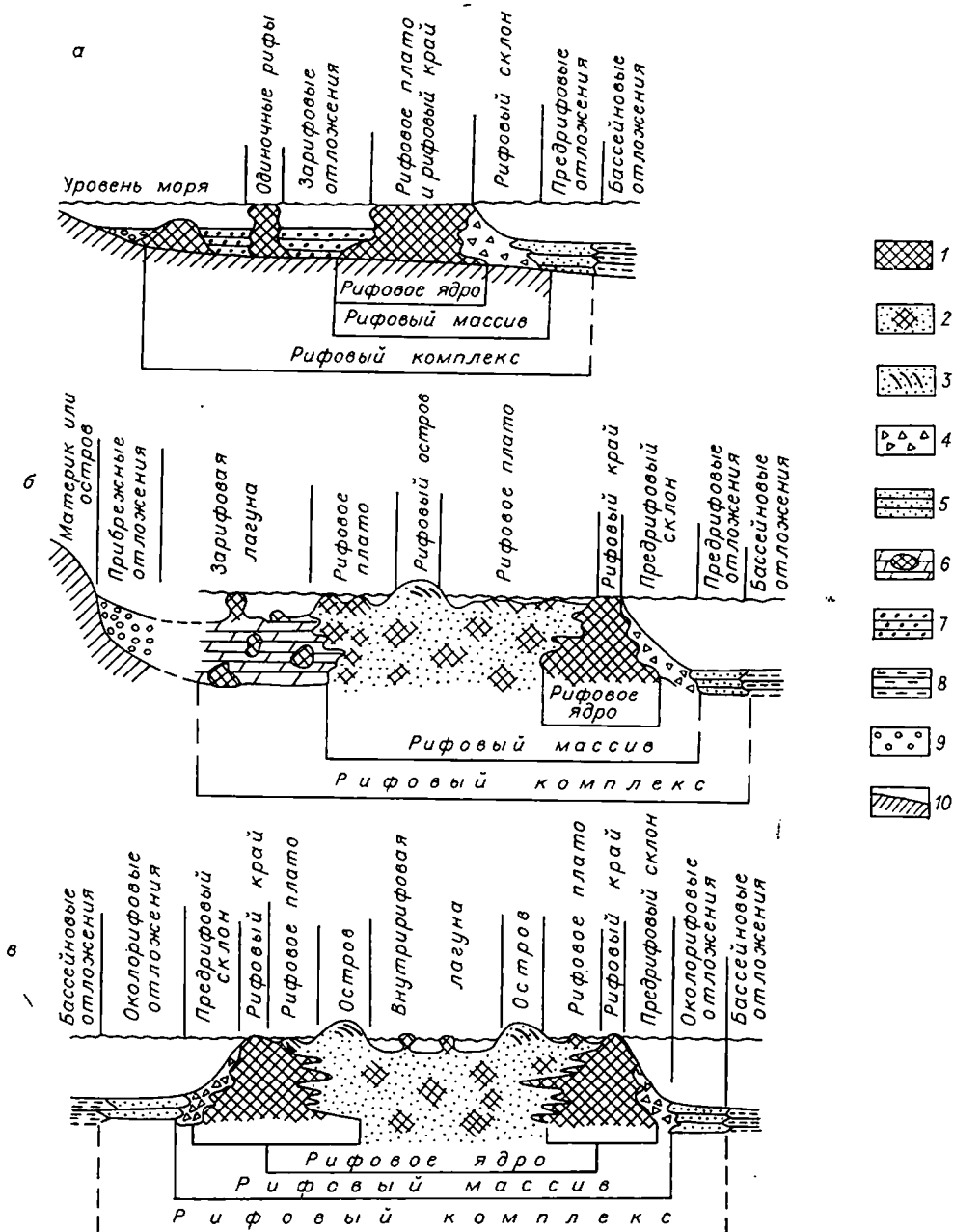


Рис. VII. 13. Принципиальная схема соотношения прижизненных фациальных зон и крупных частей ископаемых рифов [Геологическая съемка..., 1982].

а — береговой, б — барьерный рифы; в — атолл; 1 — массивные, преимущественно каркасные известняки; 2 — органогенно-обломочные, хемогенные и подчиненные каркасные известняки, фации рифового ядра; 3 — карбонатные песчаники, гравелиты, фации внутририфовых лагун и рифового плато; 4 — карбонатные грубообломочные брекчи, фации золотых дюн, отмелей, баров; 5 — детритовые и хемогенные известняки, фации околорифовых шлейфов; 6 — детритовые известняки, доломиты, эвапориты, подчиненные каркасные известняки, фации околорифовых отложений отк открытого моря; 7 — детритовые, оолитовые, комковатые известняки, песчаники, фации зарифовой лагуны; 8 — известняки, мергели, сланцы; фации бассейновых, глубоководных отложений 9 — терригенные прибрежные отложения, 10 — суша и материковый склон.

риал, известковая часть которого замещена постседиментационным доломитом.

Доломитовые породы с обломочной структурой распространены значительно шире, чем обычно отмечается. Их диагностика осложняется тем, что нередко в свежем изломе первичная форма обломков, слойчатость и

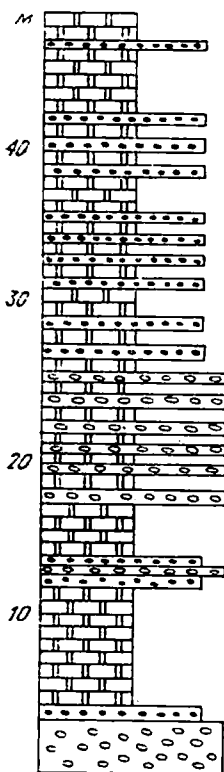


Рис. VII. 14. Разрез нижней части свиты буровой (рифей), р. Ниж. Тунгуска, Восточная Сибирь.

1 — слоистый доломит; 2 — доломитовый гравелит; 3 — доломитовый конгломерат.

другие признаки кластоморфности обычно не видны, так как при цементации зернистым материалом они как бы скрадываются. Поэтому очень важны наблюдения на выветрелой поверхности пород, на которой в результате избирательного растворения рисунки структур и текстур проявляются наиболее четко. Как правило, доломиты обломочного облика представлены гравелитами, реже конгломератами и песчаниками. Алевролитовый тип практически не отличим от зернистых представителей.

Второстепенными членами слоистых доломитовых ассоциаций являются известняки, магнезитовые, зернистые кремнистые, фосфатные породы, реже кварцевые песчаники, кварциты и аргиллиты. В вендских и фанерозойских отложениях к ним относятся гипсовые, ангидритовые и хлоридные породы, причем в пределах соленосных толщ могут быть распространены разрезы переходного, политипного характера, в которых сульфатно-соляные породы составляют значительную часть разрезов.

Среди характерных структурно-текстурных элементов в разрезах рассматриваемого типа отмечаются конкреции (кальцитовые,

магнезитовые, целестиновые, гипсовые, ангидритовые, кремнистые и др.), косяя и волнистая слоистость, следы ряби, трещины усыхания. В мезозойских доломитах известны отпечатки следов динозавров [Карбонатные породы, 1970].

Разрезы слоистых доломитов обычно неоднородны (рис. VII.14). В них наблюдается чередование биоморфно-зернистых, зернистых и обломочных типов пород, что позволяет расчленять ассоциации на более мелкие пакки (градации, биоритмы и т. д.). Однако, как правило, эти подразделения не прослеживаются на большие площади.

Рифондный тип доломитовых ассоциаций распространен сравнительно редко. Это объясняется тем, что докембрийские органогенные постройки (биогермы, биостромы) не достигали значительных размеров. Обычно они не превышают по высоте 10—30 м, часто имеют мощности в несколько метров. Характерными членами этой ассоциации являются строматолитовые доломиты, которые ассоциируются с онколитовыми разностями, доломитовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. В более молодых рифондных ассоциациях доломитовые породы распространены совместно с биоморфными известняками. Как показали результаты бурения на современных рифах, доломитизированные известняки и доломиты вскрываются в основании органогенных (рифовых) построек, являясь продуктами изменения первичных известняков под воздействием морской и поровой вод, выступающих как доломитизирующие растворы.

Известняковый тип карбонатных ассоциаций также можно подразделить на слоистый и рифондный виды. Для первого характерны те же три семейства пород: grano-, био- и кластоморфное. Зернистые известняки распространены преимущественно в докембрийских разрезах, реже — в более молодых отложениях, причем здесь они обычно представлены оолитовыми, сферолитовыми или постседиментационными перекристаллизованными разностями.

Биоморфные, а чаще био-, граноморфные или био-, grano- и кластоморфные известняки распространены от докембрия до голоцена. В до-

кембрип они представлены строматолитовыми, онколитовыми разновидностями, образующими пласты, линзы или более сложно построенные тела. Фанерозойские известняки отличаются присутствием раковинного или детритового материала, состав которого определяется возрастом конкретных отложений.

Известняковые конгломераты, гравелиты и более мелкообломочные породы присутствуют на всех возрастных уровнях, на которых распространены слоистые ассоциации. Особенности их диагностики те же, что при определении доломитовых аналогов. Своеобразие заключается в том, что обломки могут быть представлены как био-, граноморфными известняками, так и скелетным (раковинным) детритом.

Второстепенные члены ассоциации этого типа — доломиты, кремнистые, био-, граноморфные, песчано-алевритовые кварцевые, аркозовые, граувакковые, в том числе вулканокластические породы, глины различного состава и их уплотненные гомологи и др. Аутигенные компоненты в известняках представлены доломитом, кремнистыми соединениями, гидроксидными и оксидными железом, глауконитом, хлоритом, углеводородными образованиями, реже целестином, гипсом, ангидритом, галитом и т. д.

Наиболее распространенные типы разрезов [Карбонатные породы, 1970; Рифейские отложения..., 1973; Лисичин, 1978; Седиментология, 1980; Уилсон, 1980; и др.]: 1) оолитовые и био-, граноморфные известняки, 2) био-, грано-, кластоморфные известняки, 3) карбонатный флиш и 4) тонкообломочные и мелоподобные породы. Ассоциации типа карбонатного флиша в этом разделе не рассматриваются. Они охарактеризованы вместе с другими типами флишевых отложений.

Разрезы известняков, представленные переслаиванием оолитовых и био-, грано-, кластоморфных пород, известны на всех стратиграфических уровнях. В них наблюдается чередование в разрезах обломочных, ракушечниково-детрито-обломочных, оолитовых и других карбонатных пород с участием материала био-, грано-, кластоморфной структуры.

В стратиграфической колонке отчетливо наблюдается смена скелетных и детритовых компонентов пород, отражающих эволюцию органического мира. Если в докембрийских разрезах рассматриваемого типа био-граноморфные известняки представлены породами с участием продуктов жизнедеятельности цианобактерий в виде отдельных мелких строматолитовых построек, онколитовых образований, с присутствием кластоморфного материала за счет их механического разрушения, то в фанерозойских известняках наблюдается широкое разнообразие скелетных остатков беспозвоночных, цианобактерий, водорослей и др. Соответственно возрастает количество раковинного детрита, который выступает в качестве пороодообразующего кластоморфного компонента.

Особенность известняков с участием скелетных остатков — широкое развитие зернистого кальцита, присутствие которого обуславливает цементацию породы. Одновременно может иметь место переработка (до полного уничтожения) скелетных элементов.

Оолитовые известняки известны с докембрия. Если в молодых, кайнозойских отложениях они слабо сцементированы, с хорошо различимыми концентрически-слоистыми структурами, то в древних, сцементированных разностях структурно-текстурные элементы в результате развития катагенетических форм кальцита и доломита в значительной степени перерабатываются. Из других постседиментационных изменений отмечаются окремнение и сульфатизация. Для оолитовых песков характерны следы механической переработки; косая слоистость, следы ряби, раздробленные седиментационные оолиты, которые сохраняются в сцементированных типах. Передки слои со следами переработки роющими организмами, остатки водорослей.

Второстепенными членами разрезов рассматриваемого типа являются зернистые, кремнистые, глинистые известняки, а также кварцевые, иногда глауконитовые, пески и песчаники. Присутствие последних обычно указы-

вает на близость источников обломочного кварцевого материала на прилегающей суше.

Карбонатные ассоциации, сложенные преимущественно биокласто-морфными известняками без участия оолитовых, онколитовых представителей и органогенных построек, обычно рассматриваются как более глубоководные, шельфовые осадки. В эпиконтинентальных и внутриконтинентальных морях они могут выполнять центральные части бассейнов. Характерными членами разрезов в этих ассоциациях выступают известняки, сложенные скелетным детритом (кораллы, брахиоподы, моллюски, мшанки, криноидеи и др.), сцементированным разнозернистым кальцитом. Как примесь присутствуют отдельные скелетные элементы беспозвоночных (веточки мшанок и кораллов, раковины и т. д.).

Соотношения между морфологическими формами кальцита зависят от количества и состава био-, кластоморфного материала, переработки его илоедами и катагенетическими процессами. По присутствию этих компонентов выделяются органогенные, обломочные, преимущественно песчано-алевритовые и пелитоморфные илы, которые преобразуются затем в соответствующие типы известняков.

Для разрезов карбонатных ассоциаций рассматриваемого типа характерны глинисто-алевритовые, в той или иной степени обогащенные углеродородными соединениями, туфовые, иногда сульфатно-хлоридные породы. Органогенные постройки встречаются редко.

В известняках нередко следы горизонтальной, волнистой, реже ко-сой слоистости, биотурбации, осадочные дайки, а также конкреции кремнистого, доломитового, целестинового, ратовкитового, ангидритового составов. В качестве примесей отмечаются тонкораспыленное органическое вещество, окисные соединения железа, пирит, марказит и др.

Ассоциации тонкообломочных и мелоподобных известняков рассматриваются как осадки открытого, достаточно глубоководного моря. Они сложены раковинами и зернистым кальцитом. Бентосные формы редки [Карбонатные породы, 1970].

Современные глубоководные карбонатные осадки распространены в субтропическом и тропическом климатических поясах Тихого, Атлантического и Индийского океанов, представляя собой переслаивание фораминиферовых, кокколито-форидовых, кокколито-фораминиферовых, птероподовых, птероподово-фораминиферовых илов и их разновидностей, содержащих то или иное количество детритового и (или) постседиментационного зернистого арагонитового и кальцитового материала, причем количество повообразований, как правило, увеличивается вниз по разрезу к более древним образованиям [Лисицын, 1974, 1978 и др.].

В пределах континентального блока к ассоциации рассматриваемого типа относятся кайнозойские и более древние известняки с тонкозернистой структурой и планктонной фауной. При отсутствии фауны признаками глубоководной седиментации является тонкая зернистость, незначительное содержание некарбонатных примесей, фациальные переходы во флишевые, подводно-вулканические осадки.

Характерные комплексы рассматриваемых ассоциаций — отложения, сложенные песчим мелом и мелоподобными породами. Они образованы микроскопическими кальцитовыми скелетными остатками пелагической флоры и фауны (кокколиты, фораминиферы и др.), а также тонкозернистым кальцитом. Встречаются более крупные раковины моллюсков и их обломки. Меловые породы обычно залегают среди морских, часто терригенных и карбонатных отложений, занимая преимущественно удаленные от берега части бассейнов.

Известняковые рифондные ассоциации, широко распространенные начиная с докембрия, представлены сочетаниями банок, биостромов и биогермов, образующих массивы и рифовые системы. Их особенность — изменение состава скелетных остатков, участвующих в строении органических построек. Существует несколько схем эволюции органического

мира в пределах рифоидных ассоциаций [Казанский, 1974, 1983; Кузнецов, 1986; и др.]. По этим данным ряд последовательностей участия различных групп организмов может быть представлен в следующем виде: 1) бактерии, грибковые, цианобактерии (докембрий — кайнозой); 2) зеленые водоросли (ордовик — кайнозой); 3) багряные водоросли (ордовик — кайнозой); 4) археопаты (ранний — средний кембрий); 5) губки поздний кембрий, ранний ордовик, пермь — юра); 6) строматопороиды (ордовик — карбон, триас — мел); 7) табуляты (ордовик — пермь); 8) кораллы (поздний ордовик — пермь, триас — кайнозой); 9) коркообразующие мшанки (средний ордовик — девон, кайнозой); 10) окончатые мшанки (девон — пермь); 11) швагерии, фузулиниды и др. (карбон — пермь); 12) ругозы (вторая половина мела); 13) брахиоподы (девон — карбон); 14) гидроидные (девон — кайнозой); 15) аннелиды (кайнозой) и др.

При изучении органогенных построек следует иметь в виду, что скелетные формы, продукты жизнедеятельности организмов распределяются неравномерно. Их захоронения в общем виде отражают условия проживания организмов. Таким образом, одни и те же группы организмов в зависимости от возраста и типа органогенной постройки будут ассоциироваться с разными фаціальными областями.

Вторая особенность при изучении органических построек — фиксация распределения автохтонного (седиментационного и постседиментационного) материала. Первые новообразования карбонатного состава (арагонит, кальцит, реже доломит) образуются уже в седиментационную стадию существования органогенной постройки, заполняя поровые пространства между скелетными элементами организмов — рифостроителей.

Постседиментационные новообразования возникают как путем пережидения первичного карбонатного вещества, так и в результате воздействия пловых поровых и иных растворов. В первом случае обычны трансформации арагонита в кальцит, магнезиальных кальцитов в кальцит и доломит и т. д. Новообразования метасоматической природы обычно представлены кальцитом, доломитом, сульфатами кальция, халцедоном, кварцем и др.

В связи с тем, что органические сооружения нередко попадают в субаэральные обстановки, на поверхности отдельных массивов наблюдаются следы размыва, трещины усыхания, следы выветривания.

Важными элементами рифоидных ассоциаций являются продукты разрушения органогенных построек: карбонатные брекчии, галечники, гравийники, пески, алевроиты и их сцементированные гомологи. Они образуют ореолы вокруг биостромов, массивов, рифов и т. д. В пределах долгоживущих органогенных построек наблюдается чередование био-, гра-, биоморфных пород, что позволяет выделять в разрезах биоритмиты.

Значительно более трудная задача возникает при детальной реконструкции первичных структур крупных органогенных построек, что возможно только при наличии хорошей обнаженности района и сохранности основных фаціальных зон в ископаемом состоянии. Обычно исследователь встречается с фрагментами разновозрастных органогенных построек. Эта особенность часто имеет место при документации кернового материала. В таких случаях более объективно говорить о сложной многофазовой органогенной постройке типа массива или системы.

Сложные карбонатные ассоциации характеризуются участием как известняковых, так и доломитовых пород. Известны случаи переслаивания отдельных слоев, пачек, градаций известняков среди доломитов и наоборот (рис. VII.15). Такие взаимоотношения особенно характерны в зонах перехода доломитовых и известняковых ассоциаций.

В доломитовых толщах нередко ассоциации с участием магнезитовых и сидеритовых пород. Для них характерны как пластообразные, так и гнездовидные формы залегания магнезитового и сидеритового вещества (Енисейский кряж, Урал и др.), что свидетельствует о метасоматической природе магнезиальных и железистых карбонатов.

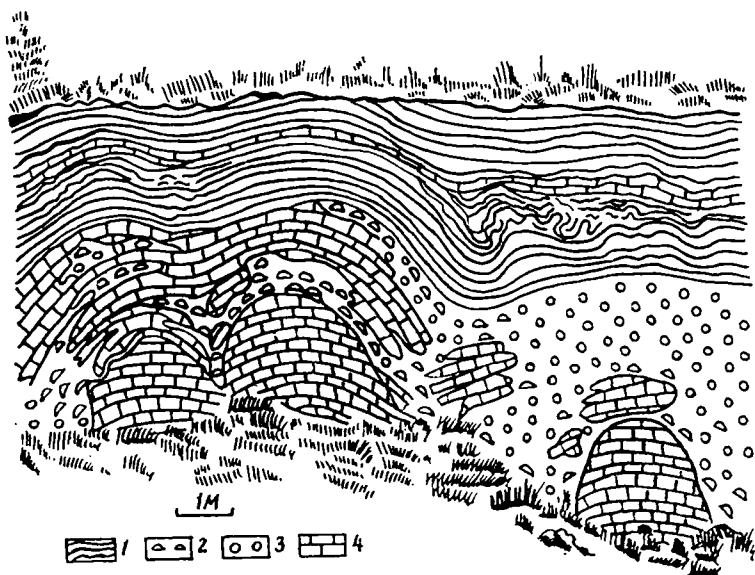


Рис. VII. 15. Онколито-строматолитовые биогермы. Зарисовка юго-западной стенки северного карьера на Южном Оленьем острове; по В. А. Соколову [1963].

1—3 — доломиты: 1 — фарфоровидные, 2 — строматолитовые, 3 — онколитовые; 4 — известняки.

Карбонатные ассоциации переходного типа (с участием пород некарбонатного состава) содержат чаще всего кремнистые, фосфатные, сульфатно-соляные, глинистые и другие породы.

Кремнисто-фосфатно-известняково-доломитовые ассоциации характерны для фосфоритоносных бассейнов. Разрезы этих отложений построены циклически, причем характерны переслаивания кремнистых, глинистых сланцев, фосфоритов, силицитов и доломитов или известняков [Еганов, Советов, 1979; и др.]. Особенность изучения разрезов подобного типа — выявление структурных взаимоотношений между основными компонентами пород (карбонаты, фосфаты, кремни), для которых характерны три морфологических типа (зернистый, биоморфный, реже кластоморфный). Часто наблюдаются метасоматические замещения карбонатных пород или их участков фосфатным и кремнистым веществом. В последнее время установлены силициты и фосфориты с фитолитовой структурой (Китай, Казахстан). Не менее интересно обнаружение седиментационных кластоморфных силицитных и фосфатных пород.

Карбонатные ассоциации с участием сульфатных и соляных пород характерны для областей развития галогенных формаций [Иванов, Левицкий, 1960; и др.]. На примерах палео-, мезо- и кайнозойских отложений видно, что гипсовые, ангидритовые, галитовые и другие соляные породы залегают в виде пластов или пачек в ассоциации с доломитами, известняками, а также глинистыми разностями этих пород (рис. VII.16). В разрезах, тяготеющих к соляным пластам, наблюдается усложнение состава, появляются гипс-ангидрит-галит-карбонатные разновидности, нередко характеризующиеся горизонтальной слойчатостью, часто со следами постседиментационной нарушенности (плойчатость, деформации). Последняя обусловлена структурным преобразованием кальциевых сульфатов, растворением или перекристаллизацией хлоридных минералов.

Пласты и пачки соляных пород обычно представлены каменной солью, окраска которой зависит от примесей (соединения железа, сильвин, карналлит и др.). Появление других соляных пород (карналлитовых, сальвининовых, бишофитовых и др.) усложняет структуру галогенных толщ, которые нередко приобретают ритмическое строение (рис. VII.17).

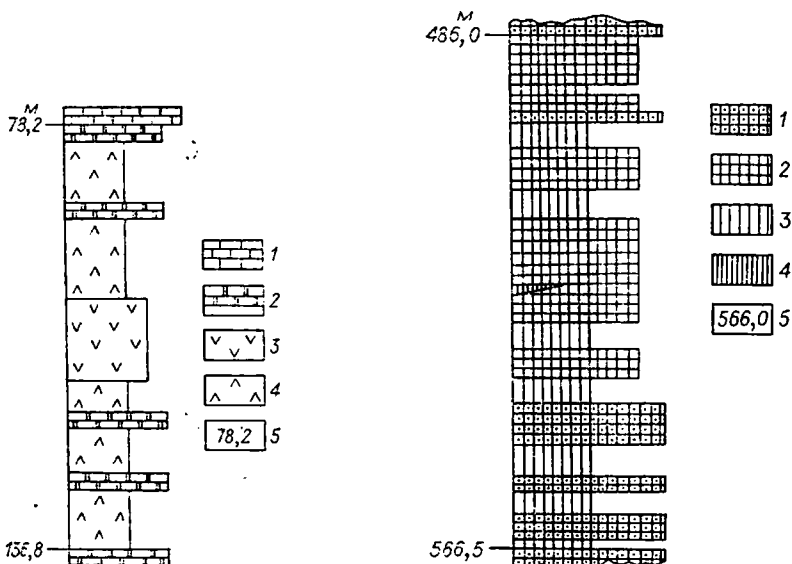


Рис. VII. 16. Разрез нижнепермских отложений в скв. 6, с. Порецкое, Русская платформа; по А. А. Иванову, Ю. Ф. Левницкому [1960].

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — ангидриты; 4 — гипсы; 5 — отметки от устья скважины.

Рис. VII. 17. Разрез нижнего пласта калийных солей Старобинского месторождения; по А. А. Иванову, Ю. Ф. Левницкому [1960].

1 — каменная соль; 2 — каменная соль с вкрапленностью и тонкими линзами сильвина; 3 — сильвинит; 4 — карналлитовая порода; 5 — отметки от устья скважины.

Специфика изучения карбонатных отложений с участием сульфатных и хлоридных пород состоит в том, что последние легко преобразуются в постседиментационные стадии и обычно несут многочисленные следы этих трансформаций, а также метасоматических изменений. Среди продуктов диагенеза и катагенеза передки легкорастворимые новообразованные минералы, диагностика которых требует применения дополнительных, в том числе и оптических методов исследования. В полевых условиях более доступен иммерсионный метод.

АССОЦИАЦИИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Поскольку метаморфизованные осадочные породы сосредоточены в основном среди образований докембрия, то типизация их разрезов смыкается, по существу, с типизацией докембрийских объектов. Среди многообразия подходов к этой проблеме наиболее существенное развитие получил структурно-формационный принцип, основанный на обособлении тектонических структур, отличных по морфологии, вещественному наполнению, стилю складчатости и геологической истории эндогенных процессов. Таким образом, обособляются гнейсо-гранитные области, гранулитовые пояса, зеленокаменные и гнейсо-сланцевые прогибы, структурно-разнородные метакарбонатно-терригенные бассейны.

Первым двум типам таких структур свойственны наиболее метаморфизованные стратифицированные образования (гнейсы, амфиболиты, гранулиты), генетические индикаторы которых почти одинаково показательны для трактовки их как изначально осадочно-вулканогенных наслоений [Салоп, 1982], так и как продуктов кристаллизационной дифференциации магматических расплавов [Кузнецов, 1987]. Возможные эквиваленты МОП здесь ритмично чередуются с образованиями, имеющими черты сходства с вулканогенными породами, и характеризуются исключительной выдержанностью по площади. Свойственная этим образованиям рит-

мичность (гранулиты Анабарского щита и Лапландии, гнейсово-амфиболитовые толщи Беломорья и др.) чаще уверенно трактуется как отражающая периодичность осадконакопления и вулканизма, но как будто вполне объяснимая с позиций пульсационной кристаллизации магматического расплава. Они свойственны древнейшим выступам континентов, однако их структурные позиции и радиометрические датировки возраста нередко допускают различную трактовку положения во временной последовательности образований стратисферы. Установлено, что такие разрезы, по существу, однотипны независимо от их тектонического положения и местонахождения на всех континентах, поэтому предполагается единый, в широком понимании, режим формирования их изначального субстрата. Суть этого режима трактуется с принципиально разных позиций и пока определено не выяснена. Проблематично, следовательно, и признание среди них МОП, хотя их для этого имеется все же много [Салоп, 1982].

Зеленокаменные и гнейсово-сланцевые прогибы сложены породами, измененными в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, лишь изредка, чаще в бортах прогибов, мигматизированные и интенсивно гранитизированные. Им свойственны признаки, свидетельствующие о безусловно вулканогенном и осадочном происхождении. МОП представлены здесь в основном гнейсами, кварцитами и сланцами. Осадочное происхождение гнейсов уверенно определяется по присутствию в них прослоев и линз конгломератов, с которыми они закономерно чередуются, образуя пачки тилличных ритмивов, сланцев и кварцитов — по тому, что они нередко слагают верхние члены таких ритмов или самостоятельные пачки и прослои с осадочной ритмичностью, иногда со строматолитсодержащими уровнями. Обычно чередование МОП с метавулканитами, эффузивное и экструзивное происхождение которых доказывается суммой всех палеовулканических критериев [Конди, 1983; Салоп, 1982]. В структурах зеленокаменного типа метавулканиты резко преобладают над МОП, в сланцево-гнейсовых прогибах они имеют подчиненное значение или вовсе отсутствуют. Оба типа этих прогибов свойственны раннему докембрию, в основном верхнему архею и нижнему протерозою, хотя сходные тектогены описаны для рифей и предположительно палеозоя некоторых фанерозойских складчатых систем.

Метакarbonатно-терригенные бассейны (ятулий Карелии, витватерсранд Южной Африки, жакобино Бразилии, блендрайвер Канады и др.) отличаются наименьшим метаморфизмом (до начальной стадии амфиболитовой фации) и являются определяющими в локализации МОП. Они свойственны ядрам некоторых каледонских, герцинских и альпийских складчатых систем, но развиты главным образом в составе фундамента древних платформ, знаменуя его верхний структурный этаж ниже-протерозойского возраста; образования этого типа обычно подстилаются породами, свойственными зеленокаменным, гнейсо-сланцевым и гнейсо-гранатоидным структурам; местами они имеют латеральные переходы в структуры перечисленных типов. Осадочная природа пород данного типа структур устанавливается однозначно. В их псаммитовых и псефитовых разностях отлично сохраняются, за редким исключением, структурные характеристики осадков, слоистые текстуры, контакты тел, текстуры поверхностей напластования (знаки ряби, языки течений, борозды размыва и т. д.); в пелитах и хемолитах, благодаря метаморфизму, более четко, чем обычно, проявлена слоистость, включая тончайшую, особенно ярко выражена градационная слоистость; в зависимости от фациальной принадлежности им свойственны трещины усыхания, знаки ряби, различные отпечатки, гьероглифы, глиптоморфозы каменной соли и др.; карбонатами иногда свойственны строматолиты, онколиты; в силицитах при микроскопических исследованиях отмечаются остатки организмов.

В соответствии с охарактеризованными классами структур все многообразие разрезов МОП может быть сведено к трем крупным классам: 1 — гранулит-гранито-гнейсовому, 2 — гнейсо-сланцевому и 3 — терри-

генно-карбонатному. Все они характеризуют явно стратифицированные образования и, следовательно, подлежат типизации в соответствии с требованиями классификации разрезов осадочных бассейнов. Основопологающим требованием такой классификации является, как известно, обособление фацialsных зон со строго определенной последовательностью стратиграфических подразделений и однородностью состава конкретных стратопов. Соблюдение этого требования для МОП связано с исключительными трудностями трассирования одновременных структурно-вещественных единиц на площади, возрастающими от третьей к первой группе разрезов. Суть здесь состоит в выявлении фацialsных изменений, усиливаемых метаморфизмом и сильно затрудняемых изолированностью разрезов и отсутствием возможности их увязки, путем непрерывного прослеживания маркеров на площади. Единственный пока выход из этого положения заключается в трансформации конкретных вертикальных разрезов в вертикальные фацialsные ряды и анализ их пространственных соотношений с выявлением на этой основе латеральной направленности изменения фацials и установлением коррелянтов, не зависящих от латеральных изменений фацials. Ими могут оказаться литологические индикаторы изменения климата (красноцветные уровни, тиллоиды, метасоляные отложения), сочетания структурно-текстурных признаков, отражающих катастрофические тектонические явления (нептунические дайки, деформации подводных оползаний, конседиментационные дробления, олистостромы), биогеохимические рещеры (высокая углеродистость, строматолиты, онколиты), проблематика, геохимические индикаторы условий седиментогенеза, конкреционные уровни. Фацialsные реконструкции МОП связаны со специфическим подходом, предусматривающим комплексирование методик и подходов изучения как осадочных и метаморфических, так и магматических образований.

Особенности подхода и приемы комплексирования методик изучения МОП, наряду с информацией об условиях экзогенеза, в которых они возникли, несут сведения об установках эндогенеза, где осадок подвергался метаморфическим изменениям. С приобретением новых старых свои свойства порода, естественно, видоизменяла или вовсе утрачивала. Возможности методик изучения осадочных пород в применении к их метаморфизованным дериватам упираются в искажающие следствия явлений, выступающих объектами структурно-петрологических исследований: тектонических деформаций, изменений минерального состава и связанной с этим минералого-геохимической дифференциации, прожилкования, неоднородностей различного рода и других структурно-текстурных новообразований. Следовательно, чтобы при изучении метаморфизованных осадочных пород добиться должного уровня и качественных результатов использования возможностей литолого-фацialsного анализа, необходимо проведение опережающих структурно-петрологических исследований. Комплексирование возможностей этих двух принципиально отличных по сути и объектам изучения методик и составляет особенность методического подхода к изучению метаморфизованных осадков и в целом докембрия, как сосредоточения таких пород.

Исследования начинаются с расшифровки тектонической структуры и выяснения на этой основе последовательности тектонических деформаций, соотношения с ними структурно-текстурных признаков, прожилков, неоднородностей, вкрапления, других всевозможных проявлений и их вещественного наполнения. Как правило, подобные наблюдения сосредоточивают исключительно в областях развития собственно метаморфических пород — разнообразных гнейсов, сланцев, амфиболитов и мигматитов по ним; причем этим здесь и ограничиваются. Литолого-фацialsные же наблюдения, заключающиеся в изучении и генетической расшифровке признаков обстановок осадкоаккумуляции, проводятся лишь там, где осадочная природа изучаемых объектов очевидна и только в виде исключения для областей развития метаморфических пород с неясным исходным суб-

стратом, причем почти всегда в отрыве от структурно-петрологических исследований. Такой разрыв приводит к тому, что в первом случае утрачивается дометаморфическая история субстрата метаморфитов, во втором — опускается история преобразования исходного субстрата, в обоих случаях — теряется главное: причинно-следственные связи экзогенно-эндогенного круговорота вещества. При этом возможны и обычны принципиальные ошибки в генетической интерпретации как отдельных важных признаков, так и целых совокупностей.

Основа изучения деформаций МОП, как и любых геологических объектов, — картирование с составлением детальных геологических планов типовых объектов, разрезов к ним и оконтуриванием литотипов путем прослеживания их границ на площади. Выделение литотипов МОП и фиксация их границ как сугубо литологической задачи решаются литологическими методами. Литологической задачей является и совершенно необходимое при геологическом картировании отделение элементов стратификации от наложенных постседиментационных текстур, установление кровли-подошвы пластов, отличие конседиментационных от более поздних деформаций и т. д. Комплексирование литологических и структурных методов составляет первую основополагающую особенность изучения МОП, которая чаще всего и нарушается. На практике литологические исследования основываются на уже имеющихся картах и разрезах, а картирования МОП, за очень редкими исключениями, осуществляются без должного литологического обеспечения, причем, чем глубже метаморфизм и соответственно сложнее складчатые деформации (т. е. там, где проведение литологических наблюдений особенно сложно и где они пугаются в особой тщательности), тем, как правило, наиболее слабое литологическое обеспечение. Естественно, что в таких случаях дометаморфические и до-складчатые элементы, которые только и определяют сущность субстрата, переработанного метаморфизмом, утрачиваются. В случае же слабо дислоцированных МОП часто наблюдается как раз обратное — недооценка структурных деформаций при литологических исследованиях. Результатом этого являются случаи идентификации тектонических элементов с косою слойчатостью, знаками ряби и т. д., метаморфической и магматической дифференциации вещества с напластованием и ритмичностью тектонических (особенно доскладчатых и дометаморфических) контактов со стратиграфическими, повторение слоев вследствие изоклиальной складчатости с ритмичным напластованием, олистостром с тектонической брекчией и т. д.

Снятие литологических характеристик и фацальный анализ МОП осуществляются по методике изучения неметаморфизованных дислоцированных осадков с учетом неравномерного уплотнения и изменением мощности пород при метаморфизме. Основополагающим в связи с этим является точное определение элементов залегания нормальной слоистости (напластования) и оценка искажающего воздействия давления на морфометрические характеристики косою, косоволнистой слоистости, валиков знаков ряби, галек, конкреций, изменения мощности слоев и др. Все измерения наклона косою слоистости и плоскоудлиненных галек, ориентировка знаков ряби, языков и борозд течения, галек и т. п., а также осей галек, других включений, мощности косослоистых серий и т. д. подлежат переводу в первоначальное состояние [В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца и др., 1988].

Существенные, часто полные преобразования осадочных структур и невозможности использования для их изучения обычных литологических методов компенсируются усилением при метаморфизме и соответственно увеличением наглядности текстурных признаков, особенно тонкой и тончайшей слоистости в тонкоотмученных и хемогенных осадках. Поэтому определяющими для МОП являются полевые методы литолого-фацеального анализа.

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЯХ

Карст трактуется как геоморфолого-геологическая система элементов в растворимых (карстующихся) породах. Отличительные особенности этих элементов: наложенность на скальные и полускальные растворимые горные породы, замкнутая или полузамкнутая, порой сложная конфигурация, сочетание отрицательных (ванновых) и положительных (останцовых) форм, размеры от мельчайших до значительных (объем от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^9$ м³), множественность (повторяемость).

Реконструируемый (или наблюдаемый) процесс их образования (карстификация) оказывается комплексным. Ведущую роль играет избирательно проявленное конгруэнтное растворение (коррозия) породообразующих минералов (кальцита, доломита, магнезита, гипса, ангидрита, галита, кварца и др.). Во многих случаях (особенно в спелеогенезе) основным процессом оказывается эрозия в связи с тем, что типичные для карста породообразующие минералы имеют низкую твердость. Второстепенную роль играют инконгруэнтное растворение (например, раздоломчивание), суффозия, гравитационный процесс (обрушение, оседание, проваливание и т. п.), тектонические движения (растрескивание, раздвигание блоков карстующейся породы и т. п.).

Традиционными признаками карста (закарстованности) считаются оригинальный расчлененный (особенно ванновый) рельеф на выходах карстующихся пород, наличие пещер, колодцев, пропастей и других природных объектов сравнительно малых размеров. В действительности карст оказывается сложной системой, имеющей весьма длительную историю формирования, начиная со времени накопления и литификации материнской породы. В нее входят водовмещающие элементы, такие, как каверны, трещины, емкости, а также разнообразные геологические тела гипергенного, катагенного и гидротермального происхождения.

Карстующиеся породы в подавляющем числе случаев представляют из себя моно- или биминеральные ассоциации. Породообразующие минералы имеют резко различающуюся растворимость, составляющую в пресных водах зоны активного водообмена при температурах 15—20 °С: кальцит — около 100 мг/л, доломит — 40—100, магнезит — 350, гипс — $2,2 \cdot 10^3$ и галит — $2,3 \cdot 10^5$ мг/л.

Из-за очень высокой растворимости галита каменная соль крайне редко сохраняется у дневной поверхности. Иногда интенсивно соленасыщенные породные ассоциации платформ и передовых прогибов обессолены на глубины до 1,5—1,8 км (Иркутский амфитеатр). Даже в сводах растущих диапиров каменная соль скрыта под толщей кепрока. Выходы каменной соли изредка встречаются в тектонически активных зонах с аридным и семиаридным климатом (горы Ходжа-Мумин, Ходжа-Сартис в Киргизии). Здесь в рельефе выражены поля воронок и карров, системы рвов и логов. В недрах фиксируются малые пещеры, своды которых украшены гирляндами кристаллов галита.

Ввиду пластичности каменной соли подземная химическая денудация ее залежей происходит вдоль соляного зеркала — в кровле первого от дневной поверхности пласта или свода штока с движением рассолов под влиянием силы тяжести и изменения гидростатического давления к зонам разгрузки вдоль разломов. Неравномерность подземной химической денудации приводит к возникновению в местах ее интенсификации синклина-

лей проседания, хорошо изученных в Предуралье, Иркутском амфитеатре и других районах. Эти дислокации, по сути, являются типичными макроформами соляного карста. Обессоленную толщу следует рассматривать как вторичное геологическое тело формационного уровня, развитое в пределах зоны гипергенеза.

Хотя гипс в сравнении с галитом в сто раз менее растворим, пласты гипсов далеко не повсеместно сохраняются в виде сплошных тел в приповерхностных частях геологического разреза первично сульфатопосных толщ. В гумидном поясе эти толщи интенсивно десульфатизируются. Площадное распространение гипсов в зоне гипергенеза гумидного пояса характерно для молодых частей разреза (неоген Подолья) либо для зон неотектонических поднятий при наличии защитной покрывки слабо водопроницаемых терригенных пород (пермь Предуралья). На выходах нижнего кембрия Сибирской платформы целостность пластов апоангидритовых гипсов сильно нарушена, вплоть до полного уничтожения гипсовых пластов до глубин 60—120 м. Поиски месторождений гипсового камня в юго-западной части платформы дали свидетельства интенсивной закарстованности гипсов в ранее обессоленных отложениях нижнего кембрия.

Для районов гипсового карста (например, для осинской части побережья Братского водохранилища) характерны поля провальных воронок, рвов и логов. В бортах речных долин вскрываются пещеры решетчатого строения. Суммарная длина ходов таких пещер может достигать 150 км (Подолья). Полости гипсового карста в разной степени закольматированы суглинками с обломками доломита, алевролита, песчаника и других пород, залегающих выше кровли гипсов.

Классическим и наиболее интересным в научном и практическом отношении является карбонатный карст, что обусловлено целым рядом факторов: широким распространением карбонатных пород на всех континентах, большими мощностями их тел, водопроницаемостью породы ввиду наличия сетей трещин и разрывных нарушений, достаточно высокой растворимостью кальцита и доломита в пресных водах гидродинамической зоны активного водообмена. Пещеры, в том числе гигантские, поля воронок и карров, системы логов и останцов более свойственны чистым массивным известнякам. Доломит склонен к разрушению путем дезинтеграции (через муку) и к подземному растворению под рыхлым покровом (покрытый карст). Пещеры в доломитах редки и невелики по объемам. Водопроницаемость доломитов ниже, чем известняков, хотя пористость в первых обычно более высокая.

При карстификации проявляются три основных вида работы: деструктивная на контакте воды с растворимой породой, транзитная, обеспечивающая вынос продуктов разрушения в растворенной или механической форме, и аккумулятивная. Там, где преобладающую роль играет деструкция, образуются ванновые формы или полости (с атмосферой), озера, емкости (с подземными водами). Там, где ведущее значение приобретает аккумуляция, накапливаются минеральные частицы и формируются геологические тела «карстовых образований». Транзит вещества необходим в обоих случаях — либо для удаления, либо для поставки горной массы.

Так как ближние недра Земли — это сфера устойчивого существования минеральных ассоциаций, то тенденцией карстификации в геологическом масштабе времени надо считать заполнение ванн, полостей и емкостей твердофазными продуктами в результате седиментации (кольматации, кристаллизации и т. п.). В большинстве публикаций рассматривается развивающийся плиоцен-четвертичный карст (неокарст). Но при производстве горных и буровых работ в толщах растворимых пород sporadически обнаруживаются формы доплиоценового карста (палеокарста), фиксированные различными отложениями.

Наблюдая элементы неокарста и по принципу актуализма реконструируя обстановки формирования палеокарстовых образований, фиксированных отложениями, ведущие карстологи [Максимович, 1963; Соколов,

1962] пришли к выводу о повсеместном преобладании процессов механической седиментации в ванновых формах, играющих роль отстойников осадочного материала, и об отсутствии сколько-нибудь специфических особенностей литогенеза как в поверхностном, так и в подземном карсте. Лишь некоторые литологи говорят о наличии в карстовых формах необычных условий осадкообразования. Д. В. Наливкин [1956] выделил карстовую сервию, к которой отнес обстановки пещер, отметив наличие полупогребенных объектов. В них мощности донных отложений превышают высоту современной полости. Г. Ф. Крашенинников [1971] отложения карста отнес к генетической ассоциации поверхностей выравнивания, произвольно сузив область распространения карста, элементы которого сплошь и рядом фиксируются на склонах долин и хребтов (поверхностях расчленения). Отметим, что на склонах ванновые формы обычно слабо проявлены, так как скрыты под делювиально-коллювиальными образованиями. Но здесь местами ярко выражен останцовый карстовый рельеф, имеется значительное количество вскрытых пещер.

Очевидна специфичность накопления некоторых видов отложений в пещрах. Таковы, например, натечно-капельные и экссудативные образования, костная пещерная брекчия, коллювий обрушения с плотно уложенными глыбами циклопических размеров, инфлювий и др. Во внешних ванновых формах (воронках, котловинах, полях) обстановки седиментации бесконечно разнообразны. При медленном заполнении (погребении) ранее созданных форм может наблюдаться полная аналогия с некарстовыми малыми депрессиями взрывного, плотинного и тектонического генезиса. В этих случаях озерные обстановки обычно сменяются озерно-болотными и безводными с накоплением делювия, покровных суглинков и др.

По-прежнему течет литогенез в длительно формирующихся покрытых (почти не выраженных в современном рельефе) формах, названных карстовыми седиментационными коллекторами (КСК) [Цыкин и др., 1987]. В них отложения накапливаются как послойно, в стратиграфической последовательности, так и снизу, со стороны днища КСК за счет подземной коррозии с «вытаиванием» нерастворимых остатков и включений. Как правило, донеогеновые отложения КСК на карбонатном субстрате подвержены интенсивным неозлювиальным преобразованиям и часто почти целиком утрачивают первичные седиментологические признаки.

Особые обстановки возникают на длительное, в течение десятков миллионов лет, находящиеся в зоне интенсивного гипергенеза контактах карбонатных и алюмосиликатных скальных пород. Залегание контакта может быть от горизонтального до вертикального. Наиболее благоприятны для гипергенной проработки наклонные контакты (20—50°). Здесь постепенно формируются линейно вытянутые КСК с асимметричным клинообразным сечением. Со стороны алюмосиликатных пород наблюдается линейная кора выветривания с нормальным или перевернутым профилем. При хорошей сохранности от размыва на неотектоническом этапе активации земной коры глубины контактовых КСК могут достигать 500 м.

Небольшие, обычно множественные ареалы накопления континентальных осадочных образований в формах поверхностного и подземного карста, вне зависимости от геологического возраста, рассматриваются нами как карстовая фаціальная область. В ней наблюдаются самые разные типы континентальных осадочных образований (табл. VIII.1), находящихся в сложных сочетаниях. Им могут быть присущи специфические черты, связанные с обстановками седиментогенеза или эпигенеза.

В зависимости от геоморфологических, гидрогеологических и геологических условий развития карста и его заполнения в карстовой фаціаль-ной области различаются обстановки пещер, источников, внешних ванновых форм, кольматации, КСК (внутрикарстовых и контактовых).

Обстановки пещер относительно хорошо изучены [Дублянский, Илюхин, 1982; Максимович, 1963; Цыкин и др., 1987]. Подавляющее число этих карстовых объектов имеют постмиоценовый — плейстоценовый воз-

Основные генетические типы, состав и распространение отложений карстовой фациальной области

Генетический тип	Индекс	Состав	Распространение
Аллювий	<i>a</i>	Гравий и галька, песок, алевролит	Пещеры, источники
Инфлювий	<i>i</i>	Неслоистые песчано-алевроитово-глинистые массы	Пещеры, кольматированные формы, КСК
Коллювий	<i>c</i>	Глыбы, щебень, дресва, земляные массы	Пещеры, внешние ванновые формы
Делювий	<i>d</i>	Суглинки однородные, с дресвой и щебнем	КСК, внешние ванновые формы
Кольматиты	<i>k</i>	Полосчатые песчано-алевроитово-глинистые массы, мука, брекчия	Кольматированные формы
Метасоматиты	<i>m</i>	Железо-марганцевые, фосфатные, каолиновые, аллитные скопления	КСК, кольматированные формы, пещеры
Натечно-капельные	—	Мраморный онкс, лимонит-кальцитовая порода	Пещеры
Озерные отложения	<i>l</i>	Ритмично-слоистые песчано-алевроитово-глинистые массы	Пещеры, внешние ванновые формы
Фонтанальные отложения	<i>f</i>	Порпстые и плотные слоистые и массивные кальцитовые скопления (травертины)	Источники
Ледовые отложения	<i>n</i>	Лед, кристаллические агрегаты	Пещеры
Биогенные отложения	<i>b</i>	Скопления костей, гуано, торф, сапропель	Пещеры, внешние ванновые формы
Смешанные отложения *		Разнообразный	Все обстановки

* Обозначаются двойной и как исключение — тройной индексацией, например: *ai* — аллювиально-инфлювиальные, *cc* — натечно-коллювиальные, *bc* — биогенно-коллювиальные и т. п.

раст. Но известны также пещеры, история существования которых прослеживается до раннего кайнозоя. Достаточно крупные подземные карстовые формы (до того, как стать пещерой) прошли стадии слепых полостей или емкостей карстовых вод. Соответственно они имеют достаточно длительную предысторию, расшифровываемую по соответствующим отложениям.

Для субгоризонтальных частей пещер (гrotов и галерей) характерны геологические различия граничных поверхностей. Стены и кровля являются чаще всего поверхностями разрушения карстующейся породы, а дно имеет аккумулятивное происхождение. Но в ряде пунктов, где периодически инфильтруется вода, весь периметр полости может облекаться натечно-капельными отложениями (рис. VIII.1). Они очень разнообразны по внешнему виду, размерам, окраске и внутреннему строению. По слоям роста сталактитов и сталагмитов, определениям абсолютного возраста относительно древних образований радиоуглеродным методом можно судить об истории пещеры в верхнем плейстоцене и голоцене.

На дне полостей, составляющих пещеру, можно встретить многие генетические типы отложений, как однородных, так и смешанных. Особым генотипом является инфлювий, основу которого составляют нерастворимые остатки карстующейся породы, испытавшие местное переотложение [Цыкин и др., 1987]. Они накапливаются частью в условиях периодического обводнения и в практически сухих полостях. В связи с деятельностью периодических водотоков, крипа и просадок песчано-алевроитово-глинистые массы перемещаются по дну пещеры, давая скопления резко неравномерной мощности. Среди минеральных частиц местами в изобилии

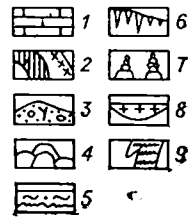
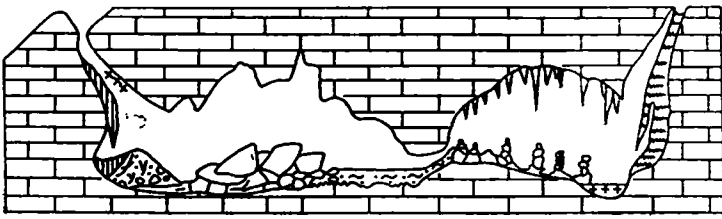


Рис. VIII.1. Распространенные отложения пещер.

1 — карбонатные породы; 2 — лед и кристаллы иней; 3 — коллювий осипания; 4 — коллювий обрушения; 5 — инфлювий; 6 — сталактиты; 7 — сталагмиты; 8 — друзы кристаллов кальцита в озерах; 9 — занавеси (коры).

присутствуют кости летучих мышей. В инфлювии преобладают частицы мелкопесчаной и алевритовой размерности (рис. VIII.2, а).

Пещерный аллювий характерен для нижних частей глубоких каскадных (этажных) спелеосистем, а также для пещер-источников [Дублянский, Илюхин, 1982]. Наряду с современным русловым аллювием встречаются доголоценовые русловые образования, залегающие на террасовидных уступах и в стенах гротов. Пещерный аллювий отличается от речного сильно варьирующей степенью сортировки и окатанности, преобладанием однородного по составу обломочного материала. Лишь изредка фиксируется экзотическая галька. По течению отмечается пестрота распределения разного по механическому составу материала, что связано с чередованием узостей и озеровидных расширений, наличием перемычек-сифонов, а также резким изменением гидродинамического режима в годичном и многолетних циклах.

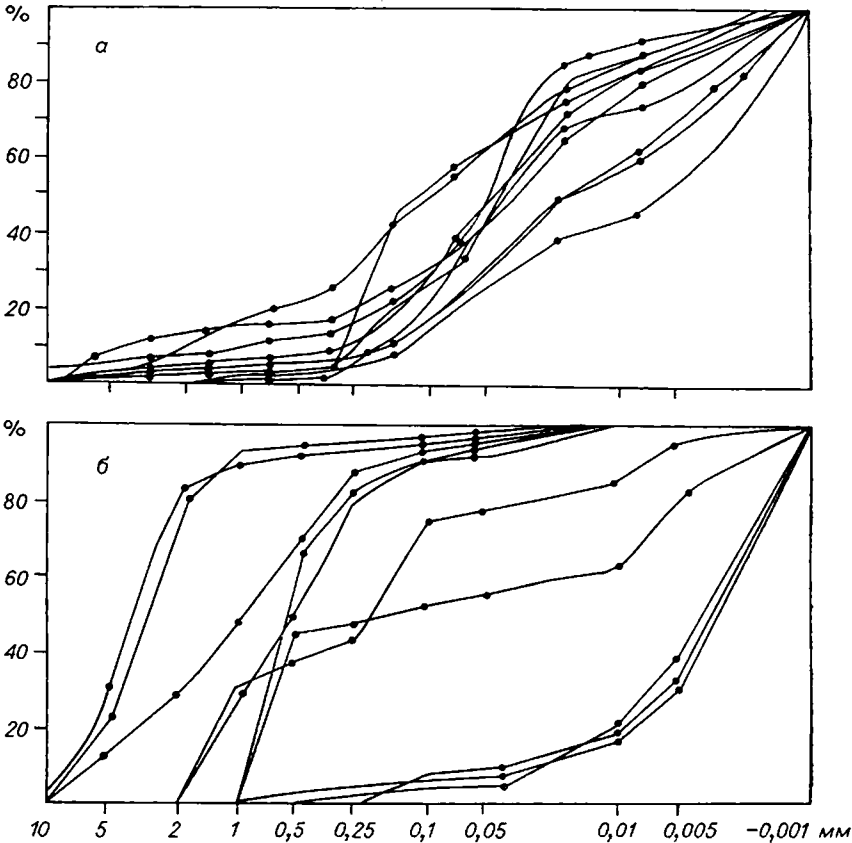


Рис. VIII.2. Куммулятивные графики инфлювия п аллювия.

а — по Р. А. Цыкину [1985], б — по В. Н. Дублянскому, В. В. Илюхину [1982].

По гранулометрическому составу аллювий заметно отличается от инфлювия (см. рис. VIII.2. б), что можно использовать при диагностике относительно древних отложенный пещеры.

Коллювий весьма распространён, причем выделяется несколько его видов [Дублянский, Илюхин, 1982; Цыкин и др., 1987]. Термогравитационный коллювий характерен для крупных выходных гротов, где накапливается при условии подверженности карстующейся породы температурному механическому разрушению. Он представлен скоплением плоских остроугольных обломков мелкоглыбовой и щебнистой размерности.

Обвальный коллювий встречается во внутренних частях пещеры в виде хаотических нагромождений глыб, размер которых варьирует в очень широких пределах. Глыбы не упакованы, между ними сохраняются значительные пустоты. Этот коллювий может накапливаться по всей длине пещеры (называемой в таком случае обвальной) либо локализоваться в зонах гравитационной неустойчивости сводов. В таком случае по длине пещеры наблюдается чередование «глиняных полей» (скопленный инфлювия) и «завалов» (коллювия).

Провальный коллювий образуется при полном обрушении свода до дневной поверхности или вышележащего этажа пещеры. При провалах образуется конусовидное тело, сложенное в основании глыбами, а сверху — смесью суглинка, почвы, камней, костей животных, стволов деревьев и т. п. Высота такого тела может достигать 12—20, а диаметр — 20—40 м.

Коллювий оползания (пещерные каменные реки) наблюдались нами в ряде пещер, начинающихся наклонными галереями, которые открывались на склонах обвально-осыпного сноса. В этом случае обломочный материал заносится в пещеру с поверхности и образует протяженную осыпь. Материал коллювия оползания сравнительно однородный мелкоглыбовый — крупнощебнистый.

Другие генетические типы отложений, встречающиеся в пещерах, — лед, озерные, биогенные и смешанные отложения [Дублянский, Илюхин, и др., 1982; Максимович, 1963; Соколов, 1962]. Они распространены сравнительно ограниченно и существенного интереса для литологов не представляют.

На закарстованных площадях имеются многочисленные участки поглощения речного стока и одновременно функционируют источники, из которых 1—3 % относятся к очень мощным (воклюзским). В местах выходов источников чаще всего наблюдаются скопления отсортированного карбонатного песка. У отдельных источников, как правило, с небольшими до умеренных расходами накапливаются известковые туфы. Наиболее значительны тела водопадных туфов, образующих террасированные залежи высотой до 30 м (р. Краснопещерная в Крыму). Описаны примеры образования небольших бугров, тонкого покрова туфа на дне источника и в зоне разбрызгивания воды (в том числе на траве и ветках кустарников).

Окраска туфов от серовато-белой до светло-бурой. Структура мелкозернистая, текстура массивная, волнисто-слоистая. В породе отмечается обилие пор, но встречаются и плотные массы (до 2,3 г/см³).

К туфам принадлежат ипсилационные образования — известковые корки (каliche, калькреты), гипсовые корки и гажка. Они чаще всего накапливаются в трещинах и щелях, но могут покрывать поверхность карстующейся породы и оказывать защитное (бронирующее) влияние. Эти отложения достаточно хорошо заметны, так как отличаются от коренной породы по окраске и текстуре.

Обстановки внешних ванновых форм типичны для неокарста. Различаются группы безводных и водных ванн, в различной степени заполненных отложениями. В первой группе наиболее распространены воронки. В фазе развития в воронках фиксируются маломощные скопления коллювия обрушения и оползания, часто прикрытых почвенно-растительным слоем. В фазе погребения воронки заполняются неспецифическими отло-

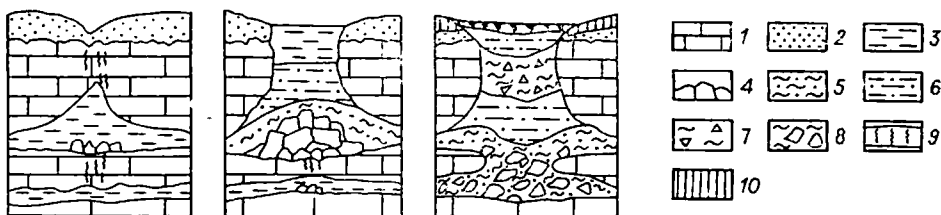


Рис. VIII.3. Стадии заполнения карстовой озерной ванны провального происхождения. 1 — карбонатные породы; 2 — пески; 3 — вода; 4 — коллювий обрушения; 5 — паттумы; 6 — алевриты; 7 — суглинки с обломками; 8 — коллювий повторного обрушения; 9 — торф; 10 — покровные суглинки.

жениями — делювиальными, пролювиальными, эоловыми, вулканическими, биогенными и др.

Значительные размеры, сложная морфология и малая частота встречаемости — отличительные особенности карстовых котловин. В них встречаются многие генотипы отложений, среди которых преобладают аллювиальные, пролювиально-делювиальные, эоловые, озерно-болотные. Погребенные котловины мезо- и кайнозоя содержат залежи бурого угля, железных руд, бокситов и глинистого сырья.

Особую категорию ванновых форм составляют поля — обширные замкнутые депрессии с плоским аккумулятивным дном, ограниченные стенами из сильно корродированных карбонатных пород. Многие поля орошаются небольшими реками и подтапливаются в дождливый период года. Под красноцветными аллювиально-пролювиальными отложениями в ряде полей обнаружены некарстующиеся скальные породы — сланцы, алевриты, песчаники, вулканыты. Мы расцениваем этот факт как свидетельство проявления контактового гипергенеза при заложении полей.

В группе водных карстовых ванн есть аналоги воронок и котловин, а также специфические образования — сеноте Мексики и глубокие ключевые озера Церик-Кель Северного Кавказа. Такие формы возникают при провалах карстующейся породы в водоносные емкости, в том числе в местах действия восходящих вклюдских источников.

Карстовые озера имеют различные размеры, глубины, возраст, минерализацию воды. Озерные ванны в различной степени заполнены осадочным материалом. Наиболее распространенные ассоциации — терригенные песчано-алевритово-глинистые, под которыми в глубоких формах встречается провальный коллювий (рис. VIII.3). В мелких карстовых озерах накапливаются органические илы, сапропели и торф. Рассматриваемые отложения пассивно заполняют ванновые формы.

Обстановки покрытых форм (КСК) отвечают особому механизму карстификации, когда растворение породы происходит под рыхлыми отложениями одновременно и взаимосвязанно с седиментацией. Осадочный материал является источником агрессивных компонентов (CO_2 и органические кислоты) инфильтрующихся вод, которые корродируют карстующиеся породы. Накапливающиеся отложения маскируют карст.

Общий механизм формирования КСК отражен на рис. VIII.4. Благоприятная геолого-геоморфологическая обстановка для развития покрытого карста отмечается на участках распространения карбонатных пород (особенно доломитов) при восходящих тектонических движениях слабой и умеренной интенсивности, в гумидном поясе. Первоначально возникают блюдцеобразные западины, которые становятся коллекторами осадочного материала (эолового, вулканического, делювиального и т. п.). Он активно перерабатывается ультрапресными гидрокарбонатными водами (промывной гидролиз), причем карстующееся основание обеспечивает устойчивый дренаж. Образующийся неозлювий не препятствует инфильтрации, так как обладает пористостью. За счет растворенных компонентов подземных вод образуется инфильтрационно-метасоматическая минерализация. Медленно, в течение миллионов лет, коренное ложе отстужает,

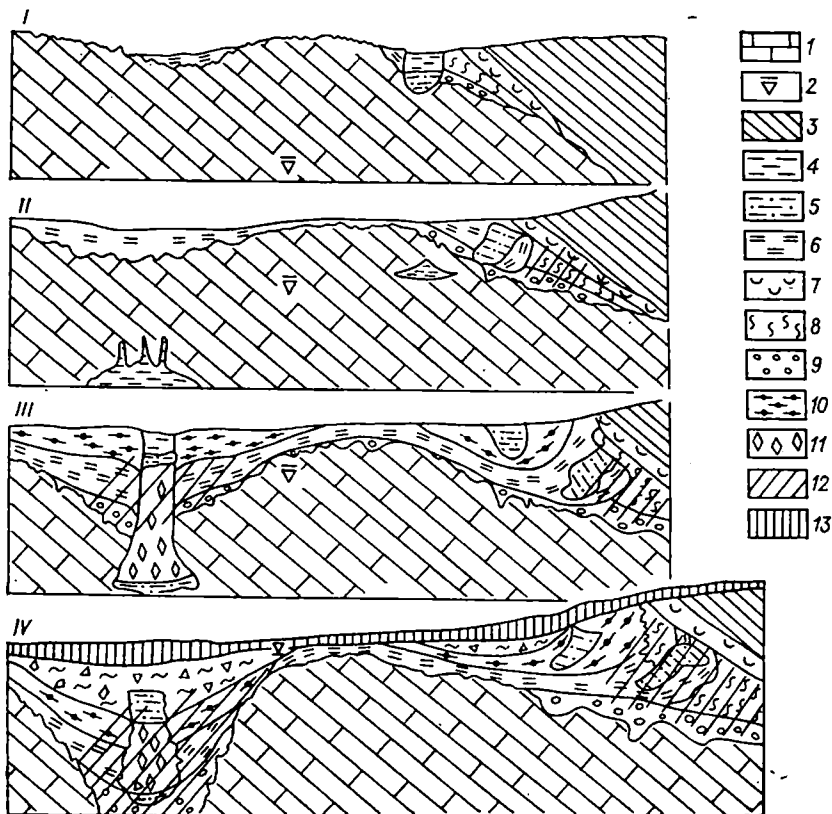


Рис. VIII.4. Схема формирования КСК.

1 — карбонатные породы; 2 — репер для оценки интенсивности карстовой денудации; 3 — сланцы; 4 — вода; 5 — алевриты; 6 — глины и суглинки; 7 — кора выветривания; 8 — продукты перестроения коры выветривания; 9 — инфлювий; 10 — углистые алевриты; 11 — коллювий обрушения; 12 — зоны интенсивного неозлювального выветривания; 13 — покровные суглинки. I—IV — последовательность изменения толщи.

а осадочное заполнение проседает. Соответственно в понижения рельефа поступают новые порции осадочного материала.

В механизме покрытого карста нет постоянства и единообразия. Случаются локальные провалы отложений во вскрываемые подземной коррозией емкости. Это приводит к возникновению над соответствующей частью КСК небольшого озера. При замедлении карстификации либо при интенсификации тектонических движений часть отложений КСК уничтожается денудацией. При возобновлении седиментации возникают перерыв и угловое несогласие.

Длительная и однонаправленная подземная коррозия приводит к тому, что в КСК минеральные вещества поступают также и снизу, «вытаивая» из карстующейся породы. Если такой источник осадочного материала будет достаточно интенсивным, сформируется базальный горизонт, в составе которого ведущую роль играют нерастворимые остатки и продукты выветривания алюмосиликатных включений (прослоев сланцев, даек и т. п.). Вышележащая толща, накапливающаяся в стратиграфической последовательности, названа нами компенсационным горизонтом.

Границы между базальным и компенсационным горизонтами печеткие, так как отложения КСК подвержены просадкам, оползанию и проваливанию. Кроме того, активно проявляется неозлювальное выветривание, вследствие чего отложения в значительной степени утрачивают первичные состав, структуру и текстуру.

Механизм открытого карста расшифрован на примерах древних, мезозойско-кайнозойских объектов, содержащих залежи бокситов, марганцевых руд, каолинов и глинистых пигментов [Цыкин и др., 1987]. Неокарст покрытого типа слабо изучен. В настоящее время КСК развиваются

в разных климатических зонах Земли. К этому типу относятся, например, карстовые аккумулятивные низины (моготе) Кубы, Пуэрто-Рико и Ямайки, а также слабо выраженные в рельефе депрессии в междуречье Мархи и Алакита на Сибирской платформе. В одной из таких депрессий в верховье руч. Болотного пробурено более 30 скважин, благодаря чему детально изучено ее геологическое строение [Филиппов, 1986]. На известняках силура обнаружены карстовые брекчии, состоящие из глыб и щебня, известняков, местами трапцов, сцементированных суглинком. Мощности брекчий достигают 75 м. Выше залегают песчано-алевроитово-глинистые и озерно-болотные отложения верхнего плейстоцена — голоцена мощностью до 74 м. Развитие депрессии явно продолжается в настоящее время.

В тех частях возрожденных горных стран, где амплитуды неотектонических поднятий были не выше умеренных (не более 500—800 м), контакты алюмосиликатных пород (сланцев, эффузивов), а также гипербазитов с мощными карбонатными толщами оказываются почти повсеместно гипергенно измененными с развитием на карбонатных породах КСК, а на алюмосиликатных породах и гипербазитах — контактовой коры выветривания с прямым или обратным профилем (в зависимости от залегания корообразующего субстрата над или под карстующимся). Это обстоятельство пока еще недостаточно учитывается при геологическом картировании, хотя фактов проявления контактового гипергенеза накопилось уже предостаточно.

С геологической точки зрения наиболее интересны обстановки, в которых алюмосиликатные породы лежат наклонно и стратиграфически выше карбонатных (см. рис. VIII.4). В этих случаях КСК уходит под «козырек». Скважина, забуренная в сланцах на расстоянии до 100—150 м от картируемого контакта, пересечет свежие сланцы и затем, порой на глубине свыше 150—200 м, войдет в рыхлые образования. Ниже будут проследиваться закарстованные (трещиноватые и кавернозные с включением муки, водообильные) карбонатные породы.

В контактовых КСК, при наклонном залегании корообразующих пород на карстующихся, целесообразно выделять сравнительно неглубокую тыльную и глубокую, подныривающую под «козырек», фронтальную зону. За счет больших объемов подземной химической денудации во фронтальной зоне под «козырек» могут быть затянuty поверхностные (например, озерно-болотные) отложения. Так, на месторождении Моховое Порожинского марганцево-рудного района (север Енисейского края) мелководные озерные отложения верхней юры — нижнего мела местами затянuty под алевролиты и туфосилициты венда на глубину до 400 м.

Явление заполнения полых и водовмещающих форм карста миперальными веществами именуется кольматацией карста. Оно происходит в обстановках пещер, в которых мощности песчано-алевроитово-глинистого инфлювия могут достигать 12—25 м. С течением времени в пещере, как и в слепой пещеристой полости, четко обозначаются две геодинамические зоны: деструктивная у свода и аккумулятивная на дне. В результате их работы пещера обнаруживает тенденцию всплывания к поверхности (этому способствует и комплексная денудация рельефа). Если в силу каких-либо причин деструкция ослабеет или прекратится, а аккумуляция относительно усилится, то пещера может полностью заполниться отложениями и превратиться в кольматированную форму.

В кровлях доломитовых толщ часто обнаруживаются неправильные тела муки с глыбами и щебнем. Некоторые исследователи рассматривают тела таких разрушенных пород как особый тип карста (объемный). В данном случае карстующаяся скальная порода преобразована в нечто иное — геологическое тело примерно того же состава, но с иными структурно-текстурными и механическими свойствами.

Почти то же самое происходит при сетчатом растворении породы, в результате чего образуются блоки и обломки. Рано или поздно они це-

мештируются минеральными веществами и дают карстовую брекчию. Ее основные признаки — отсутствие следов тектонических деформаций обломков (зеркал скольжения, развальцевания, сланцеватости). Цементирующий материал является либо механическим (мергелем, калькарени-том и т. п.), либо гидрогенным образованием (карбонатным, кремнисто-карбонатным агрегатом).

В приповерхностных частях карбонатных толщ местами фиксируется сеть жилообразных тел алевроитово-глинистого материала мощностью от нескольких сантиметров до 60—80 см в раздувах. Объемное содержание его обычно небольшое (1—3 %), хотя в отдельных зонах возрастает до 9—12 %. То, что о существовании таких тел не знали и не умели их выделять по данным буровых работ (как правило, вследствие вымывания этого материала промывочной жидкостью), приводило к неправильной оценке карбонатных пород как кондиционного однородного сырья. Так, на Мазульском месторождении флюсового известняка под г. Ачинском разведочной сетью вертикальных скважин жилообразные тела красно-бурых алевроитистых глин не были зафиксированы. В итоге в процессе эксплуатации месторождения пришлось удалять дисперсную примесь грохочением, но и в обогащенной горной массе содержание кремнезема было повышенным в 1,5—2 раза против рассчитанного по данным детальной разведки [Цыкин и др., 1987].

Проведенное изучение структурно-текстурных особенностей секущих тел алевроитистых глин показало, что в наиболее мощных телах обычно проявляется субгоризонтальная градационная слоистость. Она свидетельствует о поступлении в щелевидные пещеристые полости порций водных взвесей. В тонких телах нередко наблюдалась слоистость, ориентированная параллельно стенкам с крутым до вертикального залеганием. В этих случаях материал отлагался путем налипания на стенки трещин из инфильтрующей воды, содержащей алевроитово-глинистые частицы. Сами трещины постепенно раскрывались вследствие коррозии или гравитационного растаскивания известняка.

Рассмотренные обстановки литогенеза дают представление о широте спектра генотипов континентальных осадочных образований, накапливающихся в быстро изменяющихся условиях под влиянием разных агентов — текущих (инфлюационных), просачивающихся (инфильтрационных) вод, элювиогенеза, гравитационного процесса и др. В некоторых обстановках отложения претерпевали интенсивный эпигенез, протекавший чаще всего по схеме неэлювиального выветривания с накоплением каолинов и бокситового вещества. Часто встречаются и инфильтрационно-метасоматические образования.

В карсте фиксируются разнообразие литологические ассоциации — преимущественно терригенные алюмосиликатные и карбонатные, хемогенные и гравитационные (брекчии, мука, коллювий и т. п.). Наиболее характерные полезные ископаемые отложений карстовой фашиальной области — бокситы, руды железа и марганца, фосфориты, россыпи тяжелых минералов, каолины и глинистые пигменты [Цыкин и др., 1987].

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Под палеогеографией принято понимать геологическую науку о древних физико-географических условиях, существовавших на поверхности Земли, или, другими словами, науку о ландшафтах прошлого и их развитии. Палеогеография — геологическая наука как по методам исследований, так и по основным задачам, которые она призвана решать. Единственной материальной основой для выявления характера древних ландшафтов и их развития в районах накопления отложений определенного возраста и в областях сноса является изучение сохранившихся доныне и доступных для исследования осадочных пород и присутствующих в них остатков организмов или следов их жизнедеятельности. Других путей для палеогеографических реконструкций нет. Основная задача палеогеографии, имеющей первостепенное практическое значение, — выяснение на основе комплексного изучения горных пород и заключенных в них органических остатков физико-географических условий прошлого с целью получения данных о вероятном распространении определенных осадочных пород и полезных ископаемых в недоступных для наблюдения участках земной коры. Таким образом, основная задача палеогеографии распадается как бы на две: прямую (на основании изучения древних отложений делают заключения о ландшафтах прошлого) и обратную (на основе сделанных реконструкций прогнозируют распространение по площади вещественных и генетических разностей пород и возможность нахождения определенных полезных ископаемых).

Основным итоговим документом палеогеографических работ обычно является литолого-палеогеографическая карта, которая, с одной стороны, в графическом виде суммирует полученные данные, с другой — дает определенную их интерпретацию. Здесь можно видеть некоторую аналогию с геолого-съёмочными работами, результатом которых является геологическая карта. Результатом палеогеографических исследований, как правило, должна быть литолого-палеогеографическая карта либо иные, согласно целевой направленности работ, палеогеографические карты или изображения.

Не случайно Л. Б. Рухин [1962], много сделавший для развития палеогеографии, считал, что геологическое картирование должно сопровождаться палеогеографическим картированием. Коллектив же среднеазиатских геологов, возглавляемый В. И. Поповым, последовательно разрабатывал и внедрял методику фашиально-палеогеографического картирования [Попов и др., 1963]. Неоднократно поднимался вопрос и о требованиях к кондиционности и литолого-палеогеографических карт [Попов и др., 1963; Каледа, 1985].

Конечно, обычно нет возможности (а часто и смысла) проводить палеогеографические наблюдения в пунктах, относительно равномерно распределенных по площади района работ, как требуется при геологической съемке. Напротив, целесообразно исследования приурочить в основном к каким-то узловым районам и пунктам, выбору которых может помочь анализ материалов геологической карты.

В большинстве случаев при палеогеографических исследованиях наибольший интерес представляет изучение особенностей отложений, форми-

ровавшихся в окраинной зоне седиментационного бассейна. Причин для этого много. Именно такие отложения несут в себе наибольшую информацию о расположении древних областей сноса, близости их, характере расчлененности, петрографическом составе. Они же обычно представляют наибольший интерес для познания фациальной изменчивости отложений, выяснения смены фациальных зон и полноты их набора от удаленных от берега донных до различных генетических типов наземных. Естественно, что именно в окраинной зоне седиментационных бассейнов, как правило, ландшафтные обстановки характеризуются наибольшим разнообразием и контрастностью, что находит отражение и в большей изменчивости по площади литогенетических особенностей осадков по сравнению с удаленными от берега зонами. Соответственно обычно отложения периферических частей седиментационных бассейнов несут в себе максимальную информацию о многих сторонах древних ландшафтов, прежде всего об особенностях климатических обстановок.

Вот почему по геологической карте с учетом данных топографической карты целесообразно заранее наметить районы, в которых можно изучить как сам контакт интересующих отложений с более древними, так и наиболее приближенные к нему разрезы этих отложений. В зависимости от планируемого времени число таких районов, конечно, будет различным, но во всех случаях надо стремиться, чтобы они возможно полнее и равномернее отражали особенности отложений окраинной зоны. С другой стороны, при анализе карт надо наметить места изучения разрезов, наиболее удаленных от периферийной зоны развития отложений, а если есть возможность — и ряд промежуточных, в том числе запасных, объектов.

Собственно полевые палеогеографические исследования целесообразно начинать с рекогносцировочных маршрутов. Цель их — получить представление о характере основных разрезов, степени их изменчивости, об общем возможном объеме работ. В процессе этих маршрутов, особенно в местах, в которых в дальнейшем не намечается проведение специальных работ, необходимо делать возможные наблюдения над текстурными особенностями (главным образом определение преобладающего наклона косякой слоистости и уплощенных галек), составом и размером грубообломочного материала, общими изменениями набора пород и их особенностей, характером цикличности отложений, а также производить сборы остатков ископаемых организмов, могущих представлять стратиграфический и палеогеографический интерес. Все эти наблюдения целесообразно использовать для предварительных палеогеографических реконструкций или возможных вариантов. Тем самым маршрутные наблюдения должны не только помочь скорректировать намеченный план работ, уточнить объем разных их сторон, но и служить основой для выдвижения ряда возможных вариантов решения тех или иных проблем, включая иногда и варианты общей модели бассейна седиментации. Если такие варианты, нередко альтернативные, наметились, то тогда исследования приобретают более целенаправленный характер, так как задачи становятся более конкретными, а потому легче выбрать наиболее рациональные пути их решения.

В качестве иллюстрации высказанного положения приведем пример. В Южной Монголии в пределах горы Алтаи-Ула и западной части хр. Нэмэгэту широко развиты грубообломочные почти горизонтально залегающие отложения предположительно верхнемелового возраста, лежащие на очень разнообразных по петрографическому составу палеозойских толщах. Участки распространения этих грубообломочных пород сложиво чередуются со скалистыми более возвышенными, вплоть до резко расчлененных гор, выходами пород палеозойского возраста. Исходя из очень разнообразного состава обломков в грубообломочных породах, ранее считалось, что материал был принесен и отложен крупной рекой и имел явно не местное происхождение.

Однако рекогносцировочные маршруты показали, что рассматриваемые грубообломочные отложения часто отчетливо залегают в понижениях

древнего эрозионного рельефа, погребая под собой его более мелкие элементы. Причем нередко они лежат на палеозойских глинистых сланцах близ контакта часто сильно выветрелых, а поэтому значительно менее прочных, чем другие палеозойские породы. Создается впечатление, что обычно понижения эрозионного рельефа были выработаны именно в месте выходов таких сланцев. Конфигурация этих понижений не похожа на врезанные русла одной крупной реки. Среди обломков, хотя в целом и разнообразного состава, нередко обнаруживаются породы, тождественные близрасположенным возвышенностям, сложенным палеозойскими породами. Кроме того, среди грубообломочных, особенно залегающих на выветрелых палеозойского возраста, присутствуют, причем иногда в значительном количестве, сильно выветрелые, вплоть до глинообразных, обломки сланцев, эффузивов, гранитов. Они не могли переноситься на значительное расстояние.

В результате возникло альтернативное представление — грубообломочные осадки возникли в условиях достаточно резко расчлененного эрозионного рельефа, выработанного в палеозойских толщах, и их материал имеет в общем местное происхождение. Соответственно рациональным путем для определения правильного варианта был избран следующий: изучение соотношения палеозойских и перекрывающих их более молодых грубообломочных толщ для выяснения генезиса погребенного рельефа и отбор проб грубообломочного материала из разных мест района для последующего его петрографического изучения с целью выявления особенностей изменения состава обломков по площади.

Проведенные полевые наблюдения подтвердили представление о залегании грубообломочной толщи на древнем эрозионном рельефе. В частности, были получены данные о существовании местами первичного наклана грубообломочных и сопутствующих им отложений вблизи от склонов древних возвышенностей, об отложении осадков в водной среде и, вероятно, о повышенной сейсмичности района во время формирования осадков. Подтвердилось и предположение о том, что часто наиболее пониженные элементы эрозионного рельефа были выработаны на выветрелых преимущественно сланцевых толщах, в то время как более прочные породы (кремнистые, интрузивные, обломочные и др.) слагали возвышенные элементы древнего рельефа. Эта закономерность нередко обнаруживается в местах частичной современной отпрепарированности предмелового эрозионного рельефа.

Здесь нет возможности подробно остановиться на всех полевых методах палеогеографических исследований. Поэтому, отсылая читателя, желающего познакомиться с ними детально, к специальным руководствам [Рухин, 1962; Попов и др., 1963; Верзилин, 1979; Славин, Ясаманов, 1982], укажем лишь основные из них, акцентируя внимание на вопросах, на которые обычно обращается недостаточно внимания.

Среди полевых палеогеографических наблюдений первостепенное значение имеет изучение трансгрессивных контактов между осадочным комплексом, для времени образования которого делаются палеогеографические реконструкции, и подстилающими его более древними образованиями. Важность такого изучения определяется многими причинами. Трансгрессивное налегание более молодых горизонтов на толщ, слагавшие древнюю область сноса, наиболее однозначно позволяет выявить расположение области сноса и границу ее с зоной осадконакопления. Так, если в одном из соседних обнажений интересующий осадочный комплекс присутствует, а в другом его нет и непосредственно прикрывающий его горизонт залегает на более древнем комплексе, то граница соответствующих областей сноса и осадконакопления должна проходить между этими пунктами. При этом очень важно обращать внимание на наличие или отсутствие коры выветривания на поверхности пород, слагавших древнюю область сноса. Наличие коры обычно исключает возможность того, что изучаемые отложения первоначально отлагались и в месте ее обнаружения и

увичтожены были лишь перед началом образования перекрывающих более молодых толщ. В случае присутствия на поверхности пород, слагающих древнюю область сноса кор выветривания, необходимо не только фиксировать их наличие, но и отобрать из них образцы для последующего изучения по схеме: неизменные породы — слабо выветрелые породы из низов профиля коры — породы из средней части профиля и из кровли. Особенности минералообразования в корях выветривания, геохимические изменения по их профилю могут дать очень важный материал о направленности выветривания, климате и некоторых сторонах условий образования осадков. Например, если после изучения минерального состава глинистых минералов, образованных в корях и непосредственно в перекрывающих их породах, окажется, что состав тех и других существенно различается, можно предполагать, что перекрывающие осадки формировались в водной обстановке и их материал существенно изменялся при диагенетических процессах.

Изучение трансгрессивного или любого другого контакта между древними комплексами и изучаемыми отложениями важно и в плане выявления древнего эрозионного рельефа. Представляется, что этому вопросу нередко уделяется мало внимания, так как часто неровности такой границы объясняют последующими после осадконакопления тектоническими движениями.

Основной принцип выявления погребенного рельефа заключается в том, что в понижениях древнего рельефа всегда присутствуют более древние горизонты перекрывающих его отложений, отсутствующие на положительных формах рельефа. Чем гипсометрически выше располагается элемент древнего рельефа, тем более молодыми горизонтами он перекрывался. Поэтому использование данных о полноте разрезов является самым простым и надежным методом, действующим и при сильной дислоцированности толщ. Однако для использования его часто необходимо проводить более детальное расчленение разрезов или, по крайней мере, выделение в них каких-то синхронных уровней. Правда, при хорошей обнаженности иногда в этом нет необходимости.

Надежный показатель существования древнего эрозионного рельефа — наличие притыкания слоев относительно молодых отложений к поверхности более древних пород или первичного наклона слоев, возникшего при накоплении осадочного материала на склонах или близ подошвы разрушившихся возвышенностей. При изучении крупных форм древнего рельефа, в пределах которых существовали местные зоны размыва и осадконакопления, спектр палеогеографических приемов увеличивается [Верзилин, 1979].

При полевых работах важно выявить общие изменения характера отложений по площади их распространения, в частности направленность изменений соотношения разных типов пород или особенностей отдельных их разновидностей. Естественно, что общее погрубение отложений или увеличение среди них обломочных пород, появление грубообломочных пород и другие изменения могут быть использованы при выявлении расположения древней области сноса, расположения более мелководных зон палеобассейна. Такие наблюдения приобретают еще большее значение, если одновременно выявляется и фациальная принадлежность пород (их генетический тип).

Наряду с такими общими наблюдениями для ряда пород целесообразно проводить специальное изучение. Это прежде всего касается обломочных пород. Если при изучении песчаных и алевроитовых пород для выяснения их гранулометрии, морфометрии, минерального состава при полевой работе необходимо лишь отобрать представительные образцы, то эти же задачи для грубообломочных пород должны решаться при полевой работе.

Для определения гранулометрического состава грубообломочных пород в полевых условиях целесообразно использовать наборы проволочных

или других рамок с размерами внутренних, прямоугольного сечения, отверстий, связанных одним и тем же отношением. Например, с размерами 2,5 и 3,2; 4 и 5; 6,3 и 8; 10 и 12,5; 16 и 20; 25 и 31,5 см, т. е. аналогичными принятым при ситовом анализе песков. Можно использовать и одну пластинку из оргстекла, с нанесенными на ней соответствующими прямоугольниками или окружностями. Если обломок меньше одной стороны прямоугольника, но больше другой, то он относится к соответствующему размерному классу; или если он вписывается в какую-то окружность, но не помещается в смежную. Для подсчета обычно следует брать 100—200 обломков, отобранных подряд по какой-то намеченной линии или с определенной площади, или из какого-то объема пласта. После определения процентного содержания обломков каждого из выделяемых классов могут быть построены нарастающие кривые гранулометрического состава, а по ним высчитаны медианный размер, коэффициент сортировки и другие коэффициенты. Чтобы наглядно выразить изменения этих параметров по площади, удобно представить их в виде изолиний. Эти изолинии в общем обычно идут примерно параллельно к границе древней области сноса либо фиксируют своими изгибами места впадения рек или расположения предгорных конусов выноса.

Большое значение для палеогеографических реконструкций имеет определение петрографического состава обломков грубообломочных пород. Конечно, в полевых условиях не для всех них могут быть сделаны точные определения, однако общие особенности состава и его изменения по площади обычно выявляются и без специальных камеральных исследований. Такое же изучение важно прежде всего для установления расположения областей сноса, выявления петрографического состава слагающих их пород, выяснения расположения крупных рек или отдельных конусов выноса, а иногда и трассирования путей переноса и даже генезиса отложений.

Для определения местоположения области сноса чаще всего могут быть использованы два приема: 1) если в изучаемых отложениях присутствуют обломки каких-то специфических для района пород, местоположение материнских толщ для которых известно, то не только выясняется положение области сноса, но иногда может трассироваться и путь переноса грубообломочного материала; 2) выясняются особенности изменения петрографического состава грубообломочного материала по площади. Увеличение содержания менее механически прочных пород будет обычно отражать приближение к области сноса. Одновременно выделение псефито-петрографических провинций нередко позволяет судить о расположении крупных рек или конусов выноса.

В свою очередь, когда известно примерное положение древних областей сноса, характер изменения петрографического состава грубообломочного материала вблизи от них может пролить свет и на генезис отложений [Верзилин, 1975]. Например, если отмечаются в той или иной мере четкие псефито-петрографические провинции, сменяющие друг друга вдоль области сноса, то скорее всего отложение материала произошло в предгорных конусах выноса или в речных обстановках. Напротив, при выдержанности состава вдоль границы области сноса и его более выраженном изменении в поперечном к ней направлении вероятно прибрежно-бассейновый генезис грубообломочных пород. Другой возможный путь использования петрографического состава обломков в генетических целях указывался в начале главы.

При изучении грубообломочных пород следует обращать внимание и на окатанность материала. При этом для суждения о закономерностях изменения ее по площади необходимо изучать обломки примерно одной размерности, так как окатанность обломков разного размера даже в одной породе обычно сильно отличается. Важность изучения обломков грубообломочных пород при проведении полевых исследований определяется тем, что уже в этих условиях по результатам его может быть сделан ряд

палеогеографических выводов или предположений, которые помогут более целенаправленно планировать дальнейшие исследования, как полевые, так и лабораторные.

Важное место в палеогеографических исследованиях имеют изучение и интерпретация особенностей ориентировки плоскостных и линейных составляющих осадочных пород или включений в них. Недаром это направление палеогеографии иногда даже называют динамической палеогеографией. Остановимся на некоторых принципах палеогеографической интерпретации косослойчатых и других текстур осадочных пород.

Особенно интересную информацию для выяснения генезиса отложений и решения ряда других палеогеографических вопросов дает изучение косослойчатых текстур (нередко являющихся характерной чертой песчаных пород), поскольку их морфологические типы иногда позволяют делать заключения о генезисе отложений, а преобладающий наклон косых слоев — о направлении движения среды отложения осадочного материала. Последнее возможно вследствие того, что косые слои всегда наклонены в направлении движения среды отложения осадков.

Нельзя не отметить, что морфологические типы косой слойчатости обычно не дают однозначного решения о генезисе отложений. В лучшем случае они позволяют различать золотые песчаники, осадки, отложенные при возвратно-поступательном движении воды (чаще всего прибрежные) и при поступательном (речные, суспензионные, течениявые). Определение же направлений среды отложения затрудняется тем, что они часто менялись во времени и из-за того, что в пространстве косые слои также иногда изменяют свою ориентировку даже при однонаправленном движении среды. Так, хорошо известно, что различные участки подветренного склона бархана, за счет последовательного перемещения которого и образуется один из типов косослойчатых текстур, имеют отличающиеся направления падения. Поэтому обычно нужно в каждом пункте наблюдения производить несколько десятков замеров азимутов и углов падения косых слоев. В этом случае о преобладающем направлении движения среды судят по преобладающему наклону косых слоев. Многочисленные замеры особенно необходимы при изучении перекрестной слойчатости, возникшей в результате неоднократного резкого изменения направления движения среды, в которой отлагался осадок. При этом в каждой из косых серий определяют залегание одного наиболее круто наклоненного относительно плоскости напластования косого слоя. Естественно, что при однонаправленной косой слойчатости, когда азимут наклона косых слоев почти не меняется в пределах соответствующего пласта, можно ограничиться даже одним замером.

Результаты массовых определений наклона косых слоев в одном пласте или суммированных по нескольким в одном пункте обычно выражают в виде сегментовидных роз-диаграмм, на которых длина сегмента пропорциональна количеству попавших в соответствующий класс замеров, или в виде точек, нанесенных на полярные круговые диаграммы, радиусы, векторы которых соответствуют азимутам, а расстояние от центра — углу наклона косых слоев. При построении роз-диаграмм границы классов выбирают с таким расчетом, чтобы азимуты, отвечающие средним значениям их, совпадали с азимутами севера, востока, юга, запада и промежуточными между ними направлениями.

Если породы, в которых наблюдается косая слойчатость, дислоцированы, то, во-первых, для них с большой тщательностью должны быть определены элементы залегания, во-вторых, перед построением диаграмм сделанные замеры наклона косых слоев должны быть исправлены за наклон пласта, т. е. должен быть определен их наклон, существовавший до дислокации отложений.

Соответствующие пересчеты в полевых условиях проще всего производить с помощью сетки Вульфа (рис. IX.1) согласно методике, предложенной Н. Б. Вассоевичем и В. А. Гроссгеймом [1951], но с некоторой

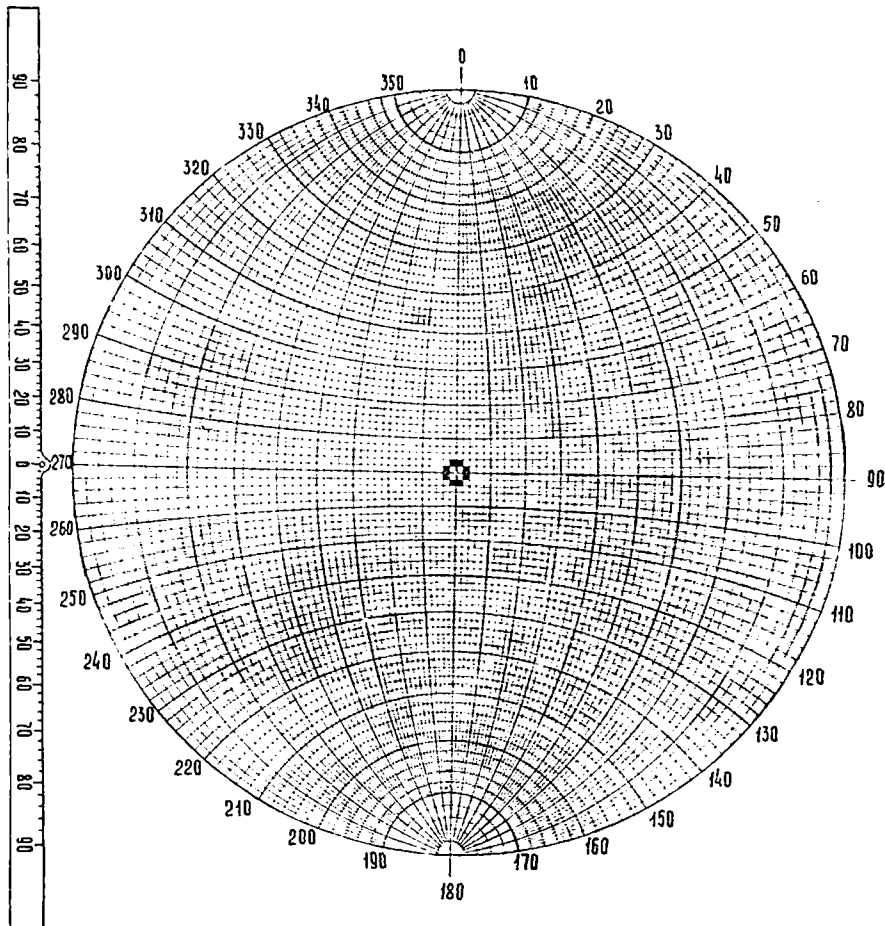


Рис. IX.1. Сетка Вульфа, подготовленная к определению первоначального положения плоскостей и линий, замеренных в дислоцированных пластах, и линейка, облегчающая пересчеты.

модификацией техники пересчетов с целью их ускорения [Верзилин, 1979].

Большой интерес при палеогеографических исследованиях представляет изучение ориентировки галек в конгломератах или галечниках. Обычно определяют азимут линии падения и угол наклона плоскости наибольшего сечения уплощенных галек с последующим нанесением результатов замеров в виде точек на полярные круговые диаграммы. Эти диаграммы интерпретируют, основываясь на том, что наибольшее сечение уплощенных галек обычно наклонено против течения, так как в таком положении они обладают наилучшей устойчивостью в потоке. Чем больше скорость потока, тем круче их наклон, поэтому от верховьев рек к их устью гальки наклонены все положе и положе. В прибрежно-бассейновых условиях гальки наклонены в основном полого в сторону от берега (рис. IX.2). Соответственно в дельтовых обстановках они часто имеют наклон в двух противоположных направлениях. В связи с тем, что ориентировка уплощенных галек обладает большим разбросом значений, для определения преобладающего наклона их необходимо производить массовые (по 50—100, а иногда и больше) замеры в каждом пункте наблюдения. Замеры наклона уплощенных галек, в случае нарушенного залегания пород, прежде чем нанести на круговые или роз-диаграммы, конечно, необходимо исправить с помощью сетки Вульфа.

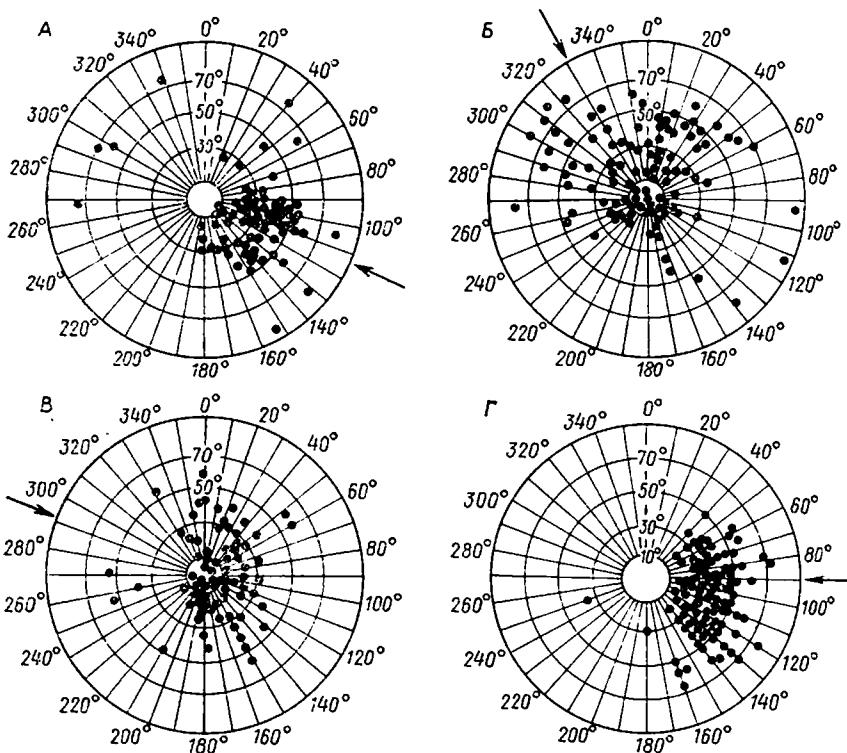


Рис. IX.2. Основные типы ориентировки галек конгломератов в меловых отложениях Ферганской впадины и ориентировка уплотненных галек в современных галечниках р. Карадарьи.

А — речной, Б — дельтовый, В — бассейновый, Г — в устье р. Карадарьи. Стрелкой показано направление приноса.

В ряде случаев характер роз-диаграмм направлений наклона косых слоев может указывать не только на направление движения среды отложения осадочного материала, но и на особенности обстановок осадконакопления. Так, могут быть выделены три основных типа диаграмм: уни-, би- и полимодальный, или беспорядочный [Петтиджон и др., 1976]. Унимодальные диаграммы типичны для речных, дельтовых и большинства турбидитных отложений. Диаграммы бимодального типа характерны для песчаных отложений приливной зоны, для некоторых озерных обстановок. Полимодальное распределение ориентировки косых слоев обычно представляет собой результат смешения различных систем течений или же является следствием воздействия беспорядочного направления одной изменчивой системы течений. Поэтому часто песчаные отложения озер и шельфовой зоны морей имеют именно такие беспорядочные розы-диаграммы (рис. IX.3).

Еще большую информацию об условиях образования отложений можно получить, если оперировать наблюдениями по первичному наклону косых слоев и уплотненных галек, сделанными по значительной площади для разновозрастных пород или осадков, поскольку в этом случае в какой-то мере можно судить об общей картине палеотечений [Верзилин, 1979]. Особенно надежные результаты достигаются при использовании данных о наклоне косых слоев совместно с другим фактическим материалом. Так, если вытянутые песчаные тела образовались в речных условиях, то преобладающий наклон косых слоев в них ориентирован в общем параллельно длинной оси шнурковой залежи, если же они возникли в прибрежной обстановке — наклон косой слойчатости направлен под прямым углом к их удлинению [Рейнек, Сингх, 1981].

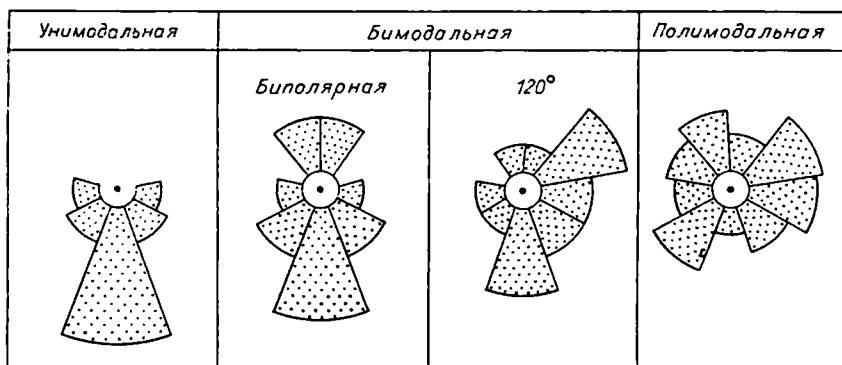


Рис. IX.3. Основные типы роз-диаграмм наклона косых слоев; по Ф. Петтиджону и др. [1967].

Обратим внимание на возможные пути использования при палеогеографических исследованиях некоторых текстурных особенностей, проявляющихся при переслаивании разных типов осадочных пород.

Для выяснения условий осадконакопления, в частности для выявления существования дольных осадков, сильно насыщенных водой и потому чрезвычайно текучих, податливых, а следовательно, могущих формироваться лишь в обстановке слабой подвижности вод, большое значение имеют текстуры внедрения. В общем плане механизм их образования наиболее полно был описан Ф. Петтиджоном и др. [1976], правда, лишь для случая внедрения песчаных осадков. Согласно мнению этих исследователей, вслед за отложением песчаного материала или одновременно с ним, еще до своей консолидации, этот материал может подвергаться перераспределению. При этом могут возникнуть движения типа конвекционного, приводящего к вертикальному перемещению вещества. Причиной таких перемещений является разница плотностей в слоистых осадках. Так, если слой песка отложился на алевролите или глине, менее плотных из-за большей насыщенности водой, то песчаный материал может начать перемещаться вниз, приводя к образованию ряда конвекционных ячеек. Одновременно происходит и компенсирующее движение подстилающего алевролитового или глинистого материала вверх. Такие перемещения материала могут быть медленными, быстрыми и даже катастрофическими. В результате возникают разнообразные, иногда сложные проникновения песчаного материала в подстилающие осадки в виде причудливых карманов, втеканий, шаро- и грушеобразных внедрений.

Принято полагать [Петтиджон и др., 1976], что текстуры внедрения не являются показателем какой-либо определенной обстановки осадконакопления, так как единственное условие их возникновения — отложение песчаного материала на водонасыщенном гидропластическом слое. Действительно, эти текстуры однозначно свидетельствуют лишь о том, что на дне водоема в период отложения песчаного материала, а также в предшествовавший период существовали жидкие, очень текучие илы. Естественно, такие гидродинамически неустойчивые илы не могли существовать в условиях подвижной придонной воды, например в речной обстановке, а соответственно рассматриваемые текстуры могут быть индикаторами образования отложений в участках водоемов, обладавших слабой подвижностью вод. Поэтому не случайно текстуры внедрения часто отмечаются в турбидитных отложениях.

Необходимо подчеркнуть, что следы внедрений бывают весьма разнообразными и отнюдь не всегда сложены песчаными материалами [Верзилин, 1979; Мезозойские озерные бассейны..., 1982]. Так, они очень широко развиты в озерных верхнемеловых отложениях Южной Монголии, присутствуют почти во всех случаях залегания базальных отложений ритмов на глинистых породах. При этом внедренный в глины материал

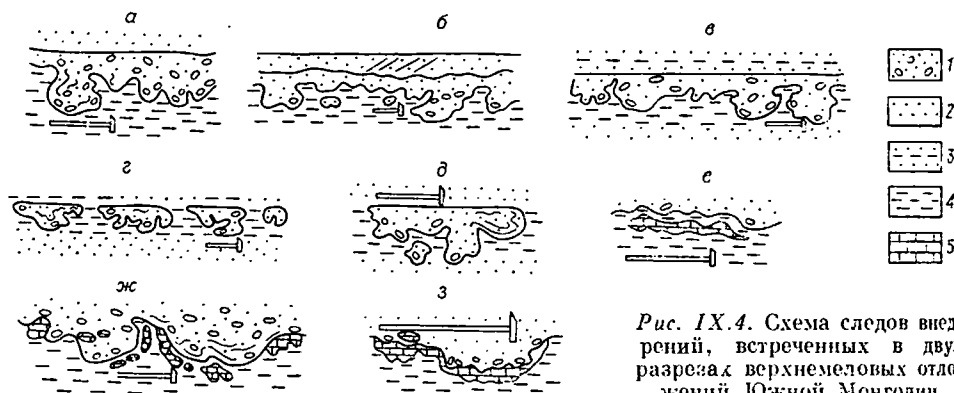


Рис. IX.4. Схема следов внедрений, встреченных в двух разрезах верхнемеловых отложений Южной Монголии.

1 — песчаники несортированные, обычно карбонатные, с псевдогравийным (сгустками карбонатного и глинистого) материалом, или псевдогравелиты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — переслаивание песчаников или алевролитов и глини; 4 — глины; 5 — карбонатный материал. а — з — см. в тексте.

не только песчаный, но чаще псевдогравийный*, карбонатно-песчаный или промежуточный по составу между указанными разностями. В качестве примера таких внедрений приведем схему наиболее типичных их следов, встреченных в двух смежных разрезах.

Следы внедрения в этих разрезах обычно представляют собой сложнобугорчатые и кармановидные вдавливания, округлые в поперечном (горизонтальном) сечении и нередко с утончением в верхней части близ подошвы пласта (рис. IX.4, а — в). В некоторых случаях они даже целиком оторваны от пласта, из материала которого образовались (см. рис. IX.4, б, д). Между карманами внедрений вниз вышележащего материала наблюдается как бы компенсирующее втекание во встречном направлении глинистого материала (см. рис. IX.4, а — в, ж), что запечатлевает достаточную подвижность того и другого материала во время образования рассматриваемых текстур. Иногда базальный пласт или прослой незначительной мощности даже переходит в цепочку отдельных комьев, отделенных друг от друга поднявшимся вверх глинистым материалом (см. рис. IX.4, г, д). Причем обычно при распадении пласта на цепочку останцов кровля последних остается практически параллельной поверхностям напластования.

Показательным является то, что в случае присутствия в кровле глинистых пластов желваков и линзочек, сложенных карбонатным материалом, часто видны следы участия карбонатного материала в пластических деформациях совместно с глинистым (см. рис. IX.4, е — з).

Чаще всего амплитуда максимальных внедрений по вертикали около 0,5 м или немного больше. Такое постоянство величины наибольших внедрений, вероятно, вызвано тем, что мощность сильно насыщенных водой очень подвижных глинистых илов (местами со сгустками и линзочками карбонатных илов), плотность которых была заметно меньше плотности отлагавшегося на них преимущественно песчаного материала, была относительно стабильной.

Следует подчеркнуть, что следы внедрений бывают весьма разнообразными и встречаются в отложениях разных возрастов и регионов. Так, в меловых и палеогеновых отложениях Ферганы отмечались следы внедрений, сложенные песчано-гравийными известняками, причудливыми карманами, вдавленными в подстилающие красноцветные глины. Наблюдались сходные причудливые внедрения грубообломочного материала

* Материал, состоящий из смеси сгустков или обломков карбонатного и (или) глинистого вещества, преимущественно гравийного размера, с песчаным. Сгустки и обломки обычно заключают в себе признаки пластичного состояния слагающего их материала во время переноса и отложения.

ла (вероятно, принесенного селе-мутьевыми потоками) в глинистый или карбонатный. Однако наиболее широко распространены и в других районах следы разнообразных внедрений песчаного материала в подстилающий глинистый.

Значительный палеогеографический интерес представляет изучение следов подводного оползания осадков и различных осадочных (нептунических) даек. Следы оползаний могут быть чрезвычайно разнообразными. Основными признаками их являются: наличие сложных складок, деформированных участков, перемятой слоистости, оползневых колобков, причудливой перемешанности разнородного по петрографическому составу или окраске материала, сильная деформированность (вплоть до сложных подворотов поверхностей напластования) материала разного петрографического состава, следы течения осадка, переходящие иногда в брекчиевые конгломератовидные текстуры. При этом все перечисленные или сходные с ними деформации распространены лишь в пределах отдельных пластов или маломощных пачек, залегающих внутри параллельно наслоенных отложений. Реже встречаются следы оползания осадков, захватившие значительные по мощности отложения (часто до 20—30 м мощности). В этом случае такие оползневые пачки залегают среди пород, не затронутых деформациями вообще или затронутых ими в несоизмеримо меньших масштабах, причем обусловленных тектоническими движениями, воздействовавшими на уже сформированную осадочную толщу. Изредка подводные оползания значительных по мощности пачек приводят даже к нарушению нормальной последовательности слоев и возникновению областей оползания с недостаточным числом слоев и с избыточным.

Со следами подводно-оползневых деформаций, реже вне связи с ними, часто ассоциируют разнообразные нептунические (осадочные) дайки, свидетельствующие о том, что вмещающий дайки материал во время их образования был уже в определенной мере литифицирован, а потому в нем могли возникать разнообразные трещины. Поверхностные же донные осадки не были еще литифицированы и обладали высокой текучестью и подвижностью, вследствие чего их материал втекал в трещины в подстилающих осадках. Осадочные дайки могли возникать и вследствие внедрения, вдавливания преимущественно алевритово-песчаного или карбонатного материала, пришедшего в состояние пльвуна, в ослабленные участки не перешедших в текучее состояние осадков. В этих случаях инъекция материала под давлением вышележащих осадков могла происходить и вверх, вплоть до выхода на дно водоема [Мезозойские озерные бассейны..., 1982].

Изучение осадочных даек не только позволяет делать выводы об особенностях и консистенции осадочного материала на дне водоема, о первичности или вторичности окраски отложений, но иногда, в случае присутствия «запечатанных» даек, о существовании перерывов в осадконакоплении, сопровождавшихся уничтожением некоторых разностей осадков [Верзилин, 1979].

Широкое распространение в древних отложениях следов подводно-оползневых деформаций и нептунических даек является показателем формирования сопутствующих осадков в устойчивых бассейновых, а не в наземных условиях. При этом подводно-оползневые деформации обычно указывают на расчлененность дна бассейна (на существование ощутимых уклонов дна), в то время как нептунические дайки — на относительно выровненную поверхность осадков.

В последнее время распространение приобретают представления о значительной роли среди отложений многих осадочных толщ осадков, образовавшихся вследствие каких-то случайных, подчас катастрофических, событий или в результате отголосков их. Становится все более очевидным, что такие редкие явления, как сильные ураганы, грандиозные наводнения и другие «ненормальные» события часто скорее могут определить конечный облик осадков, чем гораздо менее энергоемкие ежеднев-

ные «обычные» осадочные процессы [Наливкин, 1969; Шопф, 1982; Циклическая и событийная седиментация, 1985]. В сравнительно-литологическом плане можно указать, что 90 % ежегодного твердого стока Миссисипи переносится менее чем в течение двух месяцев. После урагана в 1972 г. из р. Саскуэханна в Чесапикский залив было вынесено осадочно-го материала больше, чем за несколько десятилетий [Шопф, 1982].

Особенно много внимания уделяется изучению влияния на осадконакопление деятельности штормов. На основе этого изучения в последнее время большую роль штормам стали отводить и при реконструкции условий формирования мелководных морских древних осадков, захороненных в геологических разрезах [Шопф, 1982; Циклическая и событийная седиментация..., 1985]. Считается, что отложения штормов образуются в интервале глубин между нормальным базисом действия волн и штормовым. В этих обстановках особенности осадков определяются чередованием продолжительной седиментации в спокойных условиях и редких кратковременных эрозионных штормовых процессов. Вследствие того, что сильные штормы случаются реже, чем слабые, естественно, распространенность штормовых образований в общем уменьшается от мелководья в сторону моря (рис. IX.5).

Действие штормов выражается в геологическом разрезе в чередовании нормальных для участков водоемов ниже базиса действия волн глинистых и карбонатных пород и отложений (темпеститов), сложенных преимущественно песчаным или раковинным материалом. Мощность штормовых прослоев обычно в пределах первых десятков сантиметров. Для них нередко характерно строение, близко соответствующее так называемому циклу Боумы, считающемуся типичным для турбидитов. В основании прослоев обычно наблюдаются резкие эрозионные контакты. Иногда подошвенные знаки представлены крупными следами размыва (до нескольких метров в ширину и 20 см в глубину), слепками промоин и следами вспахивания (рис. IX.6). Внутри прослоев часто отмечается внизу грубая градационная слоистость, сменяющаяся вверх тонкой параллельной, которая в кровле постепенно переходит в косослойчатую типа волновой ряби. При наличии в нижней части блокостов наблюдаются различная степень их дезинтеграции и нередкая ориентировка раковин параллельно напластованию. Для низов прослоев обычно характерно наличие включений материала подстилающих отложений.

Часто полагают [Циклическая и событийная седиментация..., 1985], что в мелководных морях большая часть осадков, отложенных при нормальном осадочном процессе (фоновых осадков), не входила в геологический разрез, так как очередной сильный шторм подхватывал их и выносил дальше по направлению к центру бассейна. Что в конце концов сохранилось в геологическом разрезе — лишь итоговый результат существования бесчисленных эпизодов осадконакопления и эрозии. Из всех этих эпизодов нашли отражение в отложениях только наиболее интенсивные, обычно уничтожавшие признаки преобладавших, но слабее проявившихся событий. Исходя из отмеченного и из того, что наиболее сильные штормы — мгновенные и одновременные события, отложения штормов могут представлять собой иногда идеальные показатели для региональной корреляции, а в ряде случаев, возможно, и для корреляции осадочных толщ бассейна в целом.

Представляется, что отложения штормов могут иметь широкое распространение не только среди морских, но и среди древних озерных и лагунных толщ, так как существование штормов в этих водоемах столь же неизбежно, как и в морях. Поэтому можно предполагать, что использование материалов об особенностях отложений штормов в морских толщах [Шопф, 1982; Циклическая и событийная седиментация..., 1985] позволит выявлять их среди более широкого спектра осадочных образований, а тем самым и делать соответствующие палеогеографические и стратиграфические выводы. При этом надо иметь в виду, что, поскольку глубина

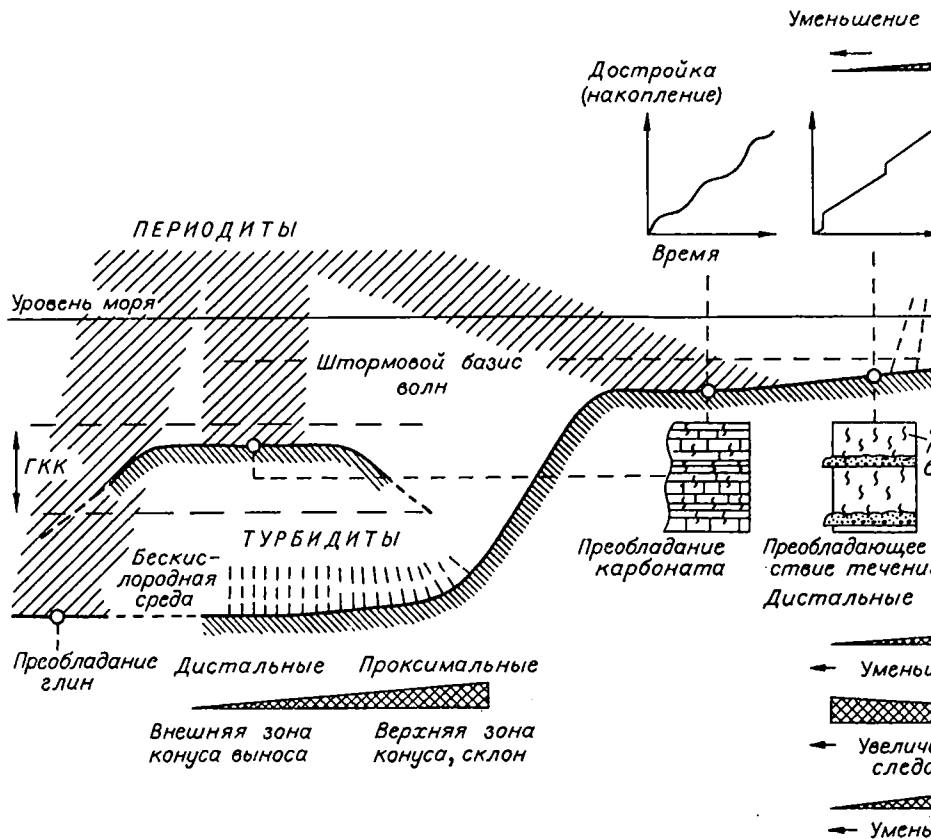


Рис. IX.5. Распределение отложений штормов (темпеститов), турбидитов и циклов осадков по Г. Эйзсле, А. Зейлахеру [Циклическая и событийная осадконакопление]. События характеризуются реакциями скачками на кривых, построенных в координатах достройки (накопления) либо ускорение накопления осадков; ГКК — глубина карбоната

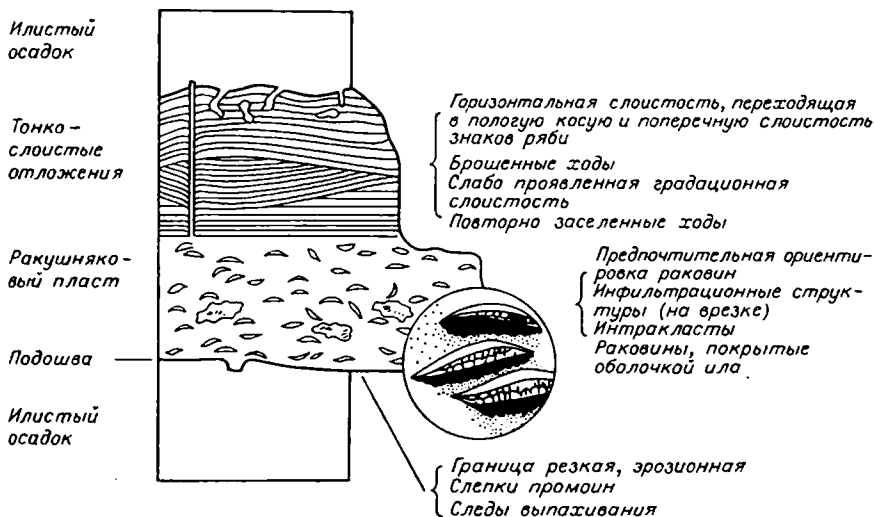


Рис. IX.6. Особенности строения штурмовых осадков; по Р. Д. Крейза, Р. К. Бамбах [Циклическая и событийная седиментация, 1935].

действия обычных волн в озерах и лагунах, как правило, значительно меньше, чем в морских водоемах, соответственно должны быть заметно меньше в них и глубины формирования осадков с пластами и прослоями отложений штормов. Следует также подчеркнуть, что именно с такими пластами часто связаны местонахождения фауны, в том числе конденсированной, а поэтому они представляют особенный интерес при палеогеографических и стратиграфических исследованиях.

Можно предполагать, что влияние случайных событий не в меньшей мере, чем в отложениях штормов в морских обстановках, должно проявляться в осадочном процессе в областях седиментации, непосредственно связанных с выносом основного осадочного материала реками, временными потоками, ветром. Ведь многие реки, особенно жарких аридных зон, а тем более мощные селевые потоки и ветер основную массу осадочного материала выносят во время особенно сильных бурь, ураганов, ливней. Еще в большей мере зависит от случайных, эпизодических факторов — землетрясений, катастрофических ливней и штормов, резких изменений уровня водоемов — возникновение разнообразных мутьевых (суспензионных) потоков и подводных оползаний осадков.

Все указанные процессы относительно нерегулярны, внезапны. Соответственно также неожиданны эпизоды быстрого, геологически мгновенного отложения значительных масс осадочного материала. Однако именно этот материал (если особенно принимать во внимание его нередкое частичное или полное последующее переотложение), вероятно, в ряде случаев может даже превышать количество отложенного в нормальных, спокойных обстановках, принимаемых часто за типичные. Однако независимо от того, какова роль в описываемых разрезах отложений, образовавшихся вследствие существования упомянутых случайных явлений, изучение их для палеогеографических заключений имеет чрезвычайно большое значение. При этом во время полевых работ важно не только выявлять отложения, для которых вероятен указанный генезис, и проводить отбор из них образцов для последующего камерального изучения с целью уточнения их генезиса, но и выяснять особенности пространственного и временного их распространения. Последнее важно в связи с тем, что если возникновение таких осадков и обусловлено случайными событиями, то распределение по площади седиментационной бассейна обычно закономерно. Так, осадки собственно селевых потоков тяготеют к периферийной зоне осадконакопления; селе-мутьевых потоков — к более удаленным зонам, местам, где уклоны дна водоема выполаживаются; штормовые осад-

Текстура	Гидродинамическая интерпретация	Скорость седиментации
Пелитовый слой	Ламинарное течение	Очень низкая
Волновая рябь	Нижний режим	Умеренно низкая
Тонкая ламинационная слоистость	Верхний режим потока	Высокая
Градационная слоистость	Переотложение взвешенного детрита	Очень высокая
Эрозионный контакт	Штормовая эрозия	
Пелитовая седиментация		Очень низкая

Рис. IX.7. Идеализированный разрез темпеститов, близко соответствующий циклу Боума; по Т. Айгнер [Циклическая и событийная седиментация, 1985].

ки — к относительно незначительным глубинам. Обилие подводно-оползневых деформаций, наличие горизонтов с включениями глыб и крупных обломков свидетельствуют о заметных уклонах дна, а широкое распространение следов внедрений, нептунических даек, трещин синерезиса в глинистых пластах — о выровненном дне.

При полевых палеогеографических исследованиях первостепенное значение иногда приобретают структурные наблюдения, направленные на выяснение осадочных тел различного масштаба. Суть этих наблюдений обычно заключается в изучении вертикальных и горизонтальных взаимоотношений пород и прослеживании генетически значимых контактов между породами. При этом очень важно знать, является ли то или иное осадочное тело изометричным при большой протяженности (пластообразным) или же отчетливо вытянутым, обладающим длиной, в несколько раз превышающей ширину, т. е. так называемым шнурковым или ленточным образованием. Естественно, изометричные, пластообразные тела будут более характерны для озерных отложений, а шнурковые — для речных. Однако и в озерах могут образоваться вытянутые тела, например барьерные отмели, береговые валы, полосы песков в зоне течений. Важно обращать внимание на взаимоотношения простираения собственно вытянутого осадочного тела и осадочно-породного бассейна в целом. Отложения барьерных отмелей или береговых валов пляжей всегда в общем параллельны простираанию ближайшей границы осадочно-породного бассейна, в то время как речные шнурковые залежи примерно перпендикулярны к ней [Рейнек, Сингх, 1981].

Заслуживает внимания и изучение отдельных элементов осадочных тел, свидетельствующих о существовании аккумулятивного подводного рельефа и о расположении склонов его, а также в какой-то мере об условиях осадконакопления. В этом отношении остановимся на наклонной слоистости.

В древних отложениях наклонная слоистость довольно широко распространена, но на нее обычно не обращается должного внимания, хотя она часто несет значительную генетическую информацию, свидетельствуя о накоплении осадков в достаточно крупных водоемах на круто наклонном аккумулятивном подводном склоне при условии относительно интен-

сивного приноса осадочного материала. Возможно, часто наклонная слоистость может быть индикатором большой скорости осадконапления, так как при медленной ее возникновение маловероятно, а главное — отсутствуют условия, благоприятные для ее сохранения.

Хорошо известно широкое распространение однонаправленной наклонной слоистости, возникающей вследствие отложения осадочного материала на подводном склоне крупных конусов выноса и дельт (рис. IX.7), особенно впадающих в водоемы с пресными водами [Буш, 1977]. Менее известна наклонная слоистость с меняющимися направлениями наклона, причем, как правило, на противоположное. На особенностях ее мы кратко и остановимся.

Такая слоистость достаточно широко распространена в отложениях мел-неогенового возраста Монголии, Казахстана, Средней Азии, образовавшихся в обширных озерах и лагунах. В этих отложениях для наклонной слоистости, несмотря на ее большое разнообразие, характерны некоторые общие черты. Максимальный наклон слоистости относительно горизонтально наложенных пластов обычно в пределах 10—20°. Мощность пачек с наклонной слоистостью преимущественно 3—10 м. Пачки с нею иногда располагаются одна над другой, но разделяются пластом, пачкой, реже прослоем, горизонтально наложенным. Текстурные и структурные особенности нижней части таких параллельно-слоистых пород часто обладают особенностями, свидетельствующими о быстром отложении слагающего их материала на водонасыщенные, еще не литифицированные осадки.

Рассматриваемые образования, вероятно, представляют собой отложения погребенных баров и кос, сложенных в основном песчаным и алевролитовым материалом, понижения между которыми нередко были выполнены более тонким глинистым материалом. Иногда глинистые отложения (местами с карбонатными прослоями) перекрывают образования с наклонной слоистостью целиком, тем самым погребая под собой эти бары и косы полностью.

Характер захоронения в геологическом разрезе таких аккумулятивных форм древнего подводного рельефа указывает на существование во время их формирования уменьшения подвижности водной среды в зоне осадконакопления и увеличения глубины накопления осадков. Нередкое же присутствие нескольких горизонтов с наклонной слоистостью в одном и том же разрезе свидетельствует о повторяемости указанных событий, подчас и об их цикличности.

Палеогеографические исследования не могут быть достоверными и полными без использования данных о содержащихся в древних отложениях остатках организмов. Именно палеонтологические данные обычно наиболее надежно позволяют судить об условиях образования заключающих их пород и только они дают сведения об одном из основных ландшафтообразующих факторов — органическом мире прошлого. Однако такие реконструкции сильно затрудняются из-за того, что ископаемые организмы часто захороняются не на месте их обитания и могут испытывать даже многократное переотложение. В связи с этим для надежного суждения об обстановке накопления древних осадков необходимо знать не только условия существования организмов, остатки которых в них присутствуют, но и условия захоронения этих остатков. Последнее же не может быть выяснено без использования специальных наблюдений. Следовательно, выяснение образования даже для палеонтологически охарактеризованных древних отложений представляет собой комплексную нестандартную задачу, для решения которой необходимо проведение тафономических и палеоэкологических наблюдений. Подробно они рассматриваются в специальных работах [Янин, 1983], поэтому здесь мы лишь укажем на основные из таких полевых наблюдений.

Песочнейно, как подчеркивает Б. Т. Янин [1983], достоверность тафономических и палеоэкологических исследований зависит от полноты

сборов и тщательности полевых наблюдений, что, в свою очередь, связано не только с желанием и подготовкой исследователя, но и со временем, которым он располагает при изучении конкретного объекта. Естественно, что при палеогеографических работах на такое изучение не может быть предоставлено время, соизмеримое с его затратами при специальных тематических биостратиграфических работах. Кроме того, большинство рекомендаций по проведению тафономических и палеоэкологических наблюдений относится к специалистам-палеонтологам и не может быть осуществлено специалистами-геологами.

По возможности, во время полевой работы следует стремиться: 1) отобрать большее число образцов остатков ископаемых организмов, чтобы получить более достоверные данные о систематическом составе организмов, о разных формах их сохранности и степени преобразования; 2) из участков породы, из которых отбирались остатки организмов, взять и материал на литологическое изучение. Это важно из-за того, что именно такие образцы в дальнейшем могут служить как бы эталонами определенных условий осадконакопления; 3) замерить, зарисовать, сфотографировать характер захоронения и текстурные особенности вмещающей породы; 4) отметить характер сохранности остатков организмов в породе, их общее количество (объем), распределение и ориентировку, примерный систематический состав, наличие следов жизнедеятельности, литологические особенности вмещающей породы, ее изменчивость и взаимоотношения со смежными. Важно отмечать наличие или отсутствие сортировки остатков организмов, несут или не несут они следы окатывания, соотношение целых скелетных остатков и их обломков.

Часто большой интерес представляет изучение ориентировки органических остатков, причем не только выявление прижизненной, но и определение преобладающей ориентировки уплощенных или удлинненных перетолженных остатков. Преобладающая ориентировка (конечно, при нарушенном залегании первоначально исправленная способом, который указывался для косой слоистости) в ряде случаев может использоваться для суждения о характере движения водной среды, в которой захоронялись остатки. Так, считают, что остатки конусовидной формы в зоне устойчивого донного течения имеют линейную ориентировку, параллельную направлению течения, причем с преимущественным расположением заостренных концов навстречу течению. В зоне волнений такие же остатки приобретают ориентировку, в основном параллельную фронту волны, а заостренные концы не имеют предпочтительной направленности.

Следует иметь в виду, что при палеогеографических исследованиях тафономические наблюдения — не самоцель, а лишь дополнительные, осуществляемые в единстве с литологическими. Поэтому и интерпретация их должна проводиться не самостоятельно, а в комплексе с другими данными, и может быть весьма разнообразной. Приведем некоторые примеры такой интерпретации.

В меловых отложениях Южной Монголии широко распространены пласты с остатками ископаемых организмов. Однако они распределены неравномерно по разрезам. Это заставляет предполагать, что захоронение остатков организмов обычно осуществлялось лишь в результате каких-то случайных событий. Для выяснения природы этих событий важны две особенности захоронений: 1) обычная приуроченность остатков организмов к наиболее неотсортированным и крупнозернистым породам, реже к пластам с признаками отложения слагающего их материала вследствие подводно-оползневых процессов; 2) как правило, присутствие в одних и тех же пластах остатков экологически различных организмов: костей как наземных, так и водных позвоночных; различных в основном крупнораковинных пелеципод, остракод, конхострак, изредка скорлупы яиц динозавров, часто остатков древесины деревьев.

Сходное сочетание остатков организмов — костей и двустворчатых моллюсков — отмечается и в других объектах, в частности в меловых

отложениях Ферганской впадины, причем в аналогичных литологических разностях пород.

Какие же палеогеографические выводы могут быть сделаны на основании совокупности особенностей этих захороненных остатков организмов и вмещающего их осадочного материала? С одной стороны, это: 1) обычная приуроченность остатков организмов к пластам, прослоям и линзам наиболее неотсортированных пород; 2) часто значительное содержание в этих породах сгустковидных включений карбонатного и глинистого материала, тождественного распространенному во вмещающих отложениях в виде прослоев, линз и конкреций; 3) нередкое присутствие включений гравийного и галечного материала, крупных обломков костей, древесины, крупных раковин и т. п.; 4) типичное хаотическое, неориентированное, в общем неравномерное, но с обычной приуроченностью к нижней части пласта, распределение крупных включений; 5) совместное присутствие раковин двустворчатых моллюсков разного размера при отсутствии их обломков, тем более с признаками окатанности, свидетельствует о том, что осадочный материал был перенесен и отложен потоками повышенной плотности, т. е. мутьевыми. С другой стороны: 1) присутствие в этих породах совместно остатков организмов как наземных, так и водных; 2) обычное наличие отпечатков крупнораковинных двустворчатых моллюсков с сомкнутыми створками, а следовательно, захороненных еще в живом состоянии, но не на месте обитания; 3) широкое распространение реликтов сгустков захваченного движущимся осадочным материалом донного глинистого или карбонатного ила, наряду с присутствием галек и гравийных зерен, сложенных обломками палеозойских пород; 4) обычное залегание рассматриваемых пород на глинистых, причем часто по следам вдавливания, указывает на то, что такие потоки повышенной плотности формировались на суше в виде селей, которые, достигнув озерного водоема, трансформировались в нем в подводные мутьевые потоки. Последние захватывали при своем движении по дну часть донного осадочного материала, а иногда живые организмы и находившиеся на дне остатки ранее погибших организмов. Весь этот разнородный материал, захваченный потоком как на суше, так и в самом водоеме, сгружался, растекаясь в относительно пониженных участках дна, где уклоны его выполаживались и не могли уже обеспечивать перемещение плотностного потока.

Представляет интерес то, что в рассматриваемых породах в верхней части пластов иногда присутствует косая слоистость. Естественно, преобладающее ее падение не только указывает на направление наибольшего уклона подводного склона, но и на расположение области сноса, поскольку селе-мутьевые потоки зарождались на суше.

Заслуживающим внимания представляется и частое присутствие в рассматриваемых отложениях мутьевого генезиса, мощность которых обычно не превышает 1 м, разнообразных текстур оплывания, коробления и оползания осадков, тесно связанных между собой постепенными переходами, повсеместно перекрытых вышележащими породами без следов размывов. Кроме того, все эти текстуры нередко пронизаны ходами илоядных животных. На основании указанных особенностей пород, с учетом вышеприведенных данных о их генезисе, можно сделать следующие палеогеографические выводы: 1) образование текстур могло произойти лишь в до конца не литифицированных, насыщенных водой, текучих осадках; 2) после их образования осадки не перемывались и были захоронены под более молодыми отложениями без нарушения их текстурных особенностей; 3) нередкое пересечение текстур в верхней части ходами илоядных животных (наряду с отсутствием следов их наземного или подводного размыва) указывает на то, что с момента их возникновения до захоронения материал, их слагающий, находился на дне водоема, в обстановке слабой подвижности вод.

Приведенные примеры в достаточной мере подчеркивают необходимость комплексного подхода к изучению осадочных пород и содержащих-

ся в них остатки ископаемых организмов, без чего палеогеографические заключения становятся менее достоверными, а в ряде случаев и невозможными.

Как следует из приведенного (далеко не полного) материала по полевым методам и приемам палеогеографических исследований, информация, которая должна быть получена с их помощью, достаточно обширная и разносторонняя. Естественно, возникает вопрос, насколько и каким способом ее целесообразно отражать в графическом виде в процессе полевых работ. Представляется, что как при геологической съемке уже в поле получаемые данные наносятся на геологическую карту, так и при палеогеографических исследованиях уже при полевой работе следует составлять макет литолого-палеогеографической карты. На макет в первую очередь должны наноситься фактические данные: места точек наблюдения и состав пород в них, места изученных разрезов и рядом схематическое строение разреза, места находок фауны, палеодинамические данные (направление движения среды, отлагавшей осадочный материал), намечаемое расположение областей сноса, петрографический состав грубообломочного материала и другие полученные фактические данные.

Поскольку нередко работы проводятся не один сезон, то при полевой работе может уже иметься литолого-палеогеографическая карта или ее фрагменты, какой-то макет. Соответственно на такую графику наносится вновь полученный материал, проводится необходимая корректировка, так как составление литолого-палеогеографических карт — одна из форм палеогеографических исследований, а не только их результат.

Могут производиться и различные другие графические работы (детальное изображение разрезов, составление литологических или литолого-фациальных профилей и т. п.), однако в этом случае всегда надо оценивать, что в конкретной обстановке целесообразней — графическое изображение полученных данных или проведение дополнительных полевых наблюдений. Обычно лучше отдавать предпочтение последнему.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время при картировании территорий, сложенных осадочными породами, все большее значение приобретает изучение вещественно-структурных особенностей этих образований. Их состав, структуры, текстуры, включения, характер переслаивания и др. выступают как основные показатели, по которым производится корреляция разрезов, реконструкция условия образования, поиски полезных ископаемых. Успех этих исследований во многом будет зависеть от детальности изучения состава вещества и особенностей его строения.

Существуют в большом количестве инструкции, методические руководства и другие наставления, очерчивающие конкретный круг вопросов, которые решаются при проведении крупномасштабных геологических работ. Авторам представляется, что наряду с этими документами должны использоваться специальные сводки, в которых систематизируется материал, отражающий современное состояние учения об осадочных породах. Частными примерами подобного рода разработок являются сводки Г.-Э. Рейнека и И. Б. Сингха [1981], С. И. Романовского [1985 и др.], в которых всесторонне рассматриваются конкретные вопросы состава и строения осадочных толщ.

В монографии сделана попытка отразить современный уровень знаний в ряду: минералы — осадочные породы — осадочные разрезы применительно к условиям полевых исследований. Проведенный анализ показал, что уровень минералогической диагностики компонентов осадочных пород достаточно высок и вполне отвечает современным требованиям. Аналогичный вывод можно сделать относительно изучения структурно-текстурных особенностей осадочных пород, а также конкреционного анализа.

Более сложно обстоит дело с типизацией разрезов. В геологии существует направление, известное как формационный метод. Применительно к осадочным породам он разрабатывается не одно десятилетие, однако до настоящего времени в учении об осадочных формациях нет четких критериев для выделения этих геологических тел и их подразделений. Это в значительной степени можно объяснить тем, что еще на первых стадиях разработки метода в качестве формаций выделялись породные комплексы как по преобладающим в разрезах породам (карбонатные и др.) или их сочетаниям (флишевые и др.), так и по второстепенным представителям (соленосные, глауконитовые и др.) или даже минералам-примесям (красноцветные и др.). Такое отрицание количественного показателя при выделении породно-слоевых парагенезов — методическая ошибка, которая привела к кризисной ситуации в разработке формационного анализа. Авторам монографии представляется, что введение в практику полевых исследований метода выделения литологических ассоциаций по преобладающим петрографическим типам осадочных пород является одним из путей преодоления этого кризиса.

При изложении материала авторы сознательно давали краткую характеристику условиям образования осадков и осадочных пород, ограничиваясь только теми реконструкциями, которые возможны при анализе полевого материала. Более подробно вопросы седиментации и постседиментационного развития предполагается рассмотреть в дальнейшем. Специальных исследований заслуживают также вопросы формирования осадочных полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аболтыни О. П. Анализ трехосных линейных структурных элементов морей и интерпретация его результатов // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.— Вильнюс: Минтис, 1986.— С. 19—35.
- Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., Шабалин В. В. Молибдено-ванадиевая рудоносность углито-кремнисто-слапцевой формации нижнего палеозоя Среднего Тянь-Шаня // Металлогения Тянь-Шаня: Тез. докл.— Фрунзе: Илим, 1968.— С. 411—414.
- Азербай Н. А. Геосинклинальные отложения ордовика Байконурского синклинория.— Алма-Ата: Наука, 1978.— 159 с.
- Алексеев Ф. А., Готтих Р. П., Воробьева В. Я. Распределение и поисковые критерии радиоактивных элементов и гамма-полей в нефтегазоносных районах // Проблема геохимических поисков нефтяных и газовых месторождений и вопросы ядерной геологии.— М.: Недра, 1968.— С. 196—222.
- Алтухов В. М. Вещественный состав // Торфовиваниты Западной Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 29—35.
- Альтгаузен М. И. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.— 16 с.
- Апкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане // Геохимия осадочных пород и руд.— М.: Наука, 1968.— С. 356—374.
- Атлас текстур и структур осадочных пород.— М.: Недра, 1962.— Т. 1.— 578 с.; 1969.— Т. 2.— 708 с.
- Афанасьев А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченные к ней месторождения вермикулита.— М.; Л.: Наука, 1966.— 170 с.
- Афанасьев С. Л. Флишевая формация: методика изучения, стратиграфия, происхождение (на примере верхнего мела Большого Кавказа): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— М., 1978.— 39 с.
- Басс Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождений бокситов юга Украины // Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Ч. 2.— С. 173—185.
- Батурин Г. Н. Уран в современном морском осадкообразовании.— М.: Атомиздат, 1975.— 152 с.
- Белостоцкий И. И. Наблюдения над знаками ряби // Изв. Всесоюз. геол. о-ва.— 1940.— № 2.— С. 225—238.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.— 558 с.
- Бобров В. А., Кренделев Ф. П. Общая радиоактивность гранитоидных массивов Енисейского края и некоторые вопросы методики ее измерения // Ядерно-геофизические методы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— С. 371—381.
- Борнemann-Старынкевич И. Д., Белов Н. В. Об изоморфных замещениях в карбонатах // Докл. АН СССР.— 1940.— Т. 26, № 8.— С. 811—813.
- Ботвинкина Л. Н. Слопстость осадочных пород.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Вып. 59.— 542 с.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости.— М.: Наука, 1965.— 260 с.
- Броновой В. А., Зильберманн А. В., Теняков В. А. Средний химический состав бокситов и его эволюция во времени // Геохимия.— 1985.— № 4.— С. 435—446.
- Булгакова М. Д. Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1986.— 177 с.
- Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород.— Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1979.— 159 с.
- Буров Б. В., Нургалиев Д. К., Ясонов П. Г. Палеомагнитный анализ.— Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986.— 167 с.
- Бучинская Н. И. Древняя кора выветривания северо-западной части Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1972.— 135 с.
- Буш Д. А. Стратиграфические ловушки в песчаниках.— М.: Мпр, 1977.— 215 с.
- Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов // Вопросы геологии агрономических руд.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— С. 49—64.

- Бушинский Г. П. Геология бокситов.— М.: Недра, 1971.— 366 с.; 1975.— 416 с.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения.— М.: Госгеолтехиздат, 1948.— 216 с.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша.— Л.; М.: Гостоптехиздат, 1951.— 240 с.
- Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках) // Тр. Львовского геол. о-ва.— 1953.— С. 17—85.
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев // Геологический сборник (доклады и статьи).— Л., 1951.— С. 15—27.
- Вахрамеева В. А. Комбинированный метод определения соляных минералов // Материалы по петрографии районов соленакпления.— Л.: Госхимиздат, 1954.— С. 328—340.
- Верзилин Н. Н. Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления (на примере меловых отложений Ферганы).— Л.: Изд-во ЛГУ.— 1975.— 144 с.
- Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1979.— 247 с.
- Вильямс В. Р., Тернер Ф. Дж., Гильберт Ч. М. Петрографии.— М.: Иностран. лит., 1957.— 425 с.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах горных пород земной коры // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 555—571.
- Винчелл А. П. Оптическая минералогия.— М.: Иностран. лит., 1949.— 653 с.
- Вишневская В. С. Радиоляриды как аналоги современных радиоляриевых илов.— М.: Наука, 1984.— 120 с.
- Гавшин В. М. Радиогеохимическая специфика крупных осадочных бассейнов Западной и Средней Сибири // Геология и радиогеохимия Средней Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— С. 173—192.
- Гавшин В. М., Бобров В. А., Зоркина Л. С. Количественные соотношения между ураном и фосфором в фосфоритах и фосфатонесных осадочных породах // Литология и полез. ископаемые.— 1974.— № 6.— С. 118—126.
- Гавшин В. М., Бобров В. А. Закономерности распределения микроэлементов в баженовской свите // Доминикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности.— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982.— С. 76—91.
- Гавшин В. М., Гурари Ф. Г., Матвиенко Н. П. и др. Металлоносность горячих сланцев Оленекского бассейна // Рудная специализация осадочных формаций Сибири.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984.— С. 91—97.
- Гайгалас А. П. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы (Изменение содержания обломков горных пород и минералов в гранулометрическом спектре) // Тр. АН ЛитССР.— 1964.— № 4(39).— С. 185—191.
- Гайгалас А. П. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы.— Вильнюс: Мокслас, 1979.— 98 с.
- Гайгалас А. П., Раукас А. В. Распространение руководящих валунов в плейстоценовых моренах Прибалтики // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода.— 1965.— № 30.— С. 128—135.
- Гелеция Г. Г. Некоторые вопросы стратиграфии и состава верхнедокембрийских отложений Игарского района // Геология и геофизика.— 1970.— № 3.— С. 95—99.
- Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками/Задорожная Н. М., Осадчая Д. В., Новоселова Л. И. и др.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1982.— 328 с.
- Геологический словарь.— М.: Недра, 1973.— Т. I.— 486 с.; Т. II.— 456 с.
- Геология месторождений угля и горячих сланцев СССР.— М.: Недра, 1968.— Т. II.— 687 с.
- Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения (Черное море).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— 192 с.
- Гинзбург Л. И. Органическое вещество петрографических типов горячих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР) // Литология и полез. ископаемые.— 1969.— № 4.— С. 39—52.
- Гмид Л. П., Леви С. Ш. Атлас карбонатных пород-коллекторов.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1972.— 176 с.
- Годовиков А. А. Минералогия.— М.: Недра, 1975.— 519 с.
- Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977.— 268 с.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений // Тр. ВИМС. Нов. сер.— 1960.— Вып. 5.— 256 с.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики // Региональная палеогеография.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— С. 15—24.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы.— М.: Мнр, 1964.— Т. 1.— 371 с.; 1965.— Т. 2.— 406 с; 1966.— Т. 3.— 317 с.; 1966.— Т. 4.— 482 с.
- Добрлянский А. Ф. Горючие сланцы СССР.— М.: Гостоптехиздат, 1947.— 232 с.
- Додатко А. Д. К вопросу об эволюции процессов выветривания в постархейской истории Земли // Геол. журн.— 1982.— № 4.— С. 80—86.

- Додатко А. Д., Дорфман Я. З. Площадная кора выветривания на железистых кварцитах и сланцах Северного Криворожья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1974.— № 8.— С. 129—138.
- Додатко А. Д., Жлутенко Л. П. Смешанослойные образования из позднепротерозойской коры выветривания гранитов Украинского щита // Минералогия осадочных образований.— Киев: Наук. думка, 1977.— Вып. 4.— С. 80—84.
- Додатко А. Д., Хорошева Д. П., Погребной В. Т. и др. Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита // Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые.— Киев: Наук. думка, 1975.— С. 35—80.
- Докембрий и проблемы формирования земной коры / Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко С. А. и др.— М.: Наука, 1978.— 311 с.
- Дублянский В. И., Илюхин В. В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР.— М.: Наука, 1982.— 137 с.
- Дучков А. Д., Соколова Л. С. Геотермические исследования в Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 280 с.
- Еганов Э. А., Катаева В. Н. Роль строматолитовых построек при формировании микрозернистых фосфоритов // Геология и геофизика.— 1987.— № 4.— С. 42—50.
- Еганов Э. А., Советов Ю. К. Каратау — модель региона фосфоритоаккумуляции.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 102 с.
- Ерофеев В. П., Цехонский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Семейство гумидных парагенезисов.— М.: Наука, 1982.— 211 с.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М., Мерзлякова Г. А. и др. Биофитовые отложения Приволжской моноклиналы // Особенности строения залежей биофита и калийных солей.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 4—32.
- Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления // Тр. ГИН АН СССР.— 1963.— Вып. 86.— 71 с.
- Журавлева И. Т., Мягкова Е. И. О классификации современных и ископаемых органических построек // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 117—128.
- Занин Ю. И. Вещественный состав фосфоритосодержащих кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 310 с.
- Занин Ю. И., Жирова Л. Т. К вопросу об условиях образования фосфатных брекчий Маймеча-Котуйканской провинции ультраосновных щелочных пород // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 205, № 3.— С. 692—695.
- Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений.— Харьков: Вища шк., 1970.— Ч. 1.— 224 с.
- Зарицкий П. В. Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии.— Харьков: Вища шк., 1985.— 176 с.
- Заславский Е. М. О понятии «гуминовые кислоты» // Накопление и преобразование сидеритов.— М.: Наука, 1979.— С. 217—222.
- Зеленин П. И., Озеров И. М. Справочник по горючим сланцам.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983.— 248 с.
- Злобин В. А. Новые данные о фосфатопоявлениях в золотоносных толщах докембрия северной части Енисейского края // Геология и геофизика.— 1983.— № 4.— С. 41—50.
- Злочевская Р. П., Королев В. А., Калачев В. Я. Гидратация и ее влияние на свойства грунтов // Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы.— М.: Недра, 1985.— С. 70—95.
- Иванов А. А., Воронова Л. Л. Галогенные формации.— М.: Недра, 1972.— 327 с.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений СССР.— М.: ВСЕГЕИ, 1960.— 423 с.
- Иванов В. В., Клубов Б. А. Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1979.— 147 с.
- Исследование фосфатов кальция физическими методами.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 104 с.
- Казанский Ю. П. Об изменении характера морского карбонатакопления в истории Земли // Карбонатные породы Сибири.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1974.— С. 148—183.
- Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 223 с.
- Каледа Г. А. О кондиционности литолого-палеогеографических карт // Литология и полез. ископаемые.— 1985.— № 6.— С. 133—136.
- Калино М. К. Методика исследования коллекторских свойств кернов.— М.: Гос-топтехиздат, 1963.— 221 с.
- Калмурзаев К. Е., Успенский В. И., Медведев Д. Д. и др. Органическое вещество в углеродисто-кремнисто-сланцевой формации кембрия Средней Азии // Изв. АН КиргССР.— 1972.— № 3.— С. 3—24.
- Капустин Ю. Р. Минералогия карбонатитов.— М.: Наука, 1971.— 288 с.
- Карбонатные породы/Ред. Чилингар Дж., Биссел Г., Фейрбрэджд Р.— М.: Мир, 1970.— Т. 1.— 395 с.; 1971.— Т. 2.— 267 с.
- Кобранова В. И. Петрофизика.— М.: Недра, 1986.— 392 с.
- Ковди К. Архейские зеленокаменные пояса.— М.: Мир, 1983.— 390 с.

- Копелювич А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— М.: ГИН, 1965.— Вып. 121.— 312 с.
- Кордэ Н. В. Биостратификация и типология русских сапропелей.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 180 с.
- Котяхов Ф. И. Физика нефтяных и газовых коллекторов.— М.: Недра, 1977.— 284 с.
- Котяхов Ф. И., Ремнев Б. Ф., Буторин И. П. Атлас кернов нефтяных месторождений.— М.: Л.: Гостоптехиздат, 1948.— 128 с.
- Коченов А. В., Зиньков В. В., Ковалева С. А. Некоторые особенности накопления урана в торфяниках // Геохимия.— 1965.— № 1.— С. 97—103.
- Коченов А. В., Крейтанова В. И. Редкие и рассеянные элементы в торфах северной части Русской платформы // Геохимия.— 1967.— № 3.— С. 330—340.
- Краускопф К. В. Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам // Геохимические исследования.— М.: Мир, 1961.— С. 333—357.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях.— М.: Высш. шк., 1971.— 367 с.
- Кузнецов А. А. О происхождении гранулитового слоя протокры Земли (на примере Анабарского щита) // Сов. геология.— 1987.— № 1.— С. 103—113.
- Кузнецов В. Г. Карбонатонакопление в рифах и его эволюция в истории Земли // Фаперозовы, рифы и кораллы СССР.— М.: Наука, 1986.— С. 110—123.
- Кузнецов В. Т. Горючие сланцы мира.— М.: Недра, 1975.— 366 с.
- Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретации косої слоистости.— Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1968.— 128 с.
- Кухаренко А. А. Минералогия россыпей.— М.: Госгеолтехиздат, 1961.— 318 с.
- Ларин И. Ф., Корчунов С. С., Малков Л. М. и др. Справочник по торфу.— М.: Недра, 1982.— 760 с.
- Левин А. С. Основные вопросы геологии месторождений горючих сланцев.— М.: Недра, 1982.— 79 с.
- Лидер М. Седиментология. Процессы и продукты.— М.: Мир, 1986.— 439 с.
- Лисицин А. П. Осаждообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.— 435 с.
- Лисицин А. П. Процессы океанской седиментации.— М.: Наука, 1978.— 392 с.
- Логвиненко Н. В., Сергеева Э. И. Методы определения осадочных пород.— М.: Недра, 1986.— 240 с.
- Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология.— Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1970.— 528 с.
- Ломтадзе В. Д. Инженерная геология.— Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1984.— 508 с.
- Магнетизм и условия образования изверженных горных пород/Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю. и др.— М.: Наука, 1975.— 288 с.
- Македонов А. В., Зарицкий П. В. Конкреция и конкреционный анализ // Методы корреляции угленосных толщ и спонимикки угольных пластов.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1968.— С. 234—260.
- Македонов А. В., Зарицкий П. В. Конкреционный анализ: современное состояние, терминология, проблемы классификации // Конкреционный анализ углеродсодержащих формаций.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985.— Вып. 201.— С. 11—18.
- Макенювич Г. А. Основы карстоведения.— Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1963.— 444 с.
- Маслов В. П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремнистых).— М.: Наука, 1973.— 267 с.
- Мезозойские озерные бассейны Монголии.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1982.— 212 с.
- Мейсон Р. Петрология метаморфических пород.— М.: Мир, 1981.— 263 с.
- Мелков В. Г., Сергеева А. М., Горшков А. А., Фисенко Л. П. Определение твердых углеродистых веществ (минералов) // Люминесцентная битуминология.— М.: Изд-во МГУ, 1975.— С. 15—20.
- Методы изучения осадочных пород.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— Т. I.— 611 с.; Т. II.— 564 с.
- Методы формационного анализа угленосных толщ.— М.: Недра, 1975.— 198 с.
- Мильо Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия).— Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1968.— 357 с.
- Минералогическая энциклопедия/Ред. Фрей К.— Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1985.— 512 с.
- Минералы. Справочник.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— Т. II, вып. 1.— 296 с.; 1965.— Т. II, вып. 2.— 342 с.; 1967.— Т. II, вып. 3.— 676 с.
- Моисеево У. И., Соколова Л. М., Истомин В. Е. Электрические и тепловые свойства горных пород в условиях нормальных и высоких температур и давлений.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1970.— 67 с.
- Нагата З. Т. Магнетизм горных пород.— М.: Мир, 1965.— 347 с.
- Наливкин Д. С. Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1969.— 487 с.
- Наумов В. А. Оптическое определение компонентов осадочных пород.— М.: Недра, 1981.— 203 с.
- Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита.— Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1984.— 270 с.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Историко-геологический принцип изучения докембрия.— Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1988.— 240 с.

- Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980.— 100 с.
- Шикитина А. П. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА // Кора выветривания.— М.: Наука, 1963.— Вып. 6.— С. 102—124.
- Шикитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность.— М.: Наука, 1968.— 160 с.
- Новиков Г. Ф., Канков Ю. Н. Радиоактивные методы разведки.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1965.— 760 с.
- Озеров И. М., Полозов В. Ф. Основы промышленной классификации горючих сланцев // Доклады на симпозиуме ООН по разработке и использованию запасов горючих сланцев.— Таллинн: Валгус, 1970.— С. 167—171.
- Озол А. А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора.— М.: Наука, 1983.— 205 с.
- Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис)/Казанский Ю. П., Белоусов А. Ф., Петров В. Г. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— 212 с.
- Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 225 с.
- Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 283 с.
- Орешкин Д. В. Состав валунов и динамика московского ледникового покрова // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1979.— № 4.— С. 52—58.
- Орлова Л. П. Возможности магниторазведки при картировании приповерхностной части Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1986.— С. 134—136.
- Палеомагнитология/Храмов А. П., Гончаров Г. П., Комиссарова Р. А. и др.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1982.— 312 с.
- Перспективная оценка алюминиевого сырья Сибири.— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985.— 121 с.
- Петров В. П. Давсонит и другие содовые минералы, их место среди эвапоритов // Природная сода и давсонитопоявления в СССР.— М.: Наука, 1985.— С. 3—4.
- Петрография/Под ред. Маракушева Л. А.— М.: Изд-во МГУ, 1986.— 288 с.
- Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы.— М.: Недра, 1981.— 751 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники.— М.: Мир, 1976.— 533 с.
- Полыцев А. В., Степанюк В. П., Повстен Е. Ф. Радиогеохимия пород и почв Предкарпатского соленосного бассейна.— Киев: Наук. думка, 1987.— 210 с.
- Попов В. П., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования.— Л.: Гостехиздат, 1963.— 711 с.
- Поровые растворы горных пород как среды обитания микроорганизмов/Удодов П. А., Коробейникова Е. С., Рассказов П. М. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 176 с.
- Постседиментационные преобразования карбонатных пород палеозоя Западной Сибири/Сердюк З. Я., Блатко Е. В., Заладыева Л. В. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 190 с.
- Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980.— 152 с.
- Предовский А. А., Сидоренко С. А., Межелин В. А. и др. Парагенез углеродистых пород и особенности распределения органического углерода в метаосадочных толщах докембрия Кольского региона // Проблемы осадочной геологии докембрия.— М.: Наука, 1985.— Вып. 10.— С. 71—86.
- Путивцева Н. В. Морфология анатита // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1985.— № 2.— С. 31—37.
- Рейнек Г.-Э., Сингх П. Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков).— М.: Недра, 1981.— 439 с.
- Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений/Отв. ред. Казанский Ю. П.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— 208 с.
- Романенко Г. П., Додатко А. Д. Монтмориллонитовые глины коры выветривания основных пород Приднестровья как источника бентонитового сырья // Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве.— М.: Недра, 1972.— С. 111—118.
- Романовский С. П. Динамические режимы осадконакопления.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1985.— 261 с.
- Руденко В. Е., Руденко Ю. Л. Реконструкция метаморфизованных и метасоматических измененных пород докембрия.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 174 с.
- Рухин Л. Б. Основы литологии.— М., Л.— Гостехиздат, 1953.— 671 с.; 1961.— 779 с.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии.— Л.: Гостехиздат, 1962.— 628 с.
- Рухина Е. В., Сулов Г. А. Полевые методы гранулометрического анализа // Полевые и лабораторные методы исследования ледниковых отложений.— Таллинн: Валгус, 1980.— С. 124—126.

- Савельев А. А. Слопстость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме.— М.: Наука, 1977.— 200 с.
- Салон Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрие.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1982.— 343 с.
- Сапропелыевые месторождения СССР (справочно-инструктивные материалы).— М.: Недра, 1964.— 336 с.
- Седиментология/Градинский Р., Костецкая А., Радомский А., Уируг Р.— М.: Недра, 1980.— 640 с.
- Семейкина Л. К., Козлова В. Н. Сильвиниты Непского бассейна // Осадочные формации и условия их образования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 55—60.
- Сенько А. К. Опыт применения гамма-каротажа при поисках и разведке месторождений калийных солей и картирования галогенных разрезов // Опыт применения радиоактивных и других физико-химических методов при поисках и разведке руд нерадиоактивных элементов.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967.— С. 153—165.
- Сергеев Е. М. Инженерная геология.— М.: Изд-во МГУ, 1978.— 384 с.
- Сидоров А. М. Тепловые свойства пород и породообразующих минералов при высоких температурах // Геология и геофизика.— 1979.— № 6.— С. 51—59.
- Славин В. П., Ясаманов Н. А. Методы палеогеографических исследований.— М.: Недра, 1982.— 255 с.
- Смехов Е. М. Закономерность развития трещиноватости горных пород и трещинные коллекторы.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1961.— 145 с.
- Смолянинов Н. А., Синегуб Е. С. Определитель гипергенных минералов.— М.: Госгеолгиздат, 1950.— 257 с.
- Справочник по литологии/Под ред. Вассоевича Н. В., Либровича В. Л., Логвиненко И. В., Марченко В. И.— М.: Недра, 1983.— 509 с.
- Справочник физических констант горных пород.— М.: Мир, 1969.— 542 с.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород.— Л.: Госгеолгиздат, 1958.— Т. I.— 486 с.; Т. II.— 520 с.
- Собольев Н. В. Гранаты // Фации метаморфизма.— М.: Недра, 1970.— С. 328—340.
- Советов Ю. К. О структуре карбонатных и терригенно-карбонатных флишевых формаций // Структурные особенности осадочных формаций.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988.— С. 3—25.
- Советов Ю. К., Малюжинец А. Г. Ассоциации и генезис отложений карбонатного флиша верхнего рифея Таласского хребта.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987.— 26 с.
- Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения осадочных месторождений самородной серы // Тр. ГИГХС.— 1959.— Вып. 5.— 113 с.
- Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.— 184 с.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.— 322 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Т. II.— 544 с.; 1962.— Т. III.— 576 с.
- Страхов Н. М. О значении сероводородного заражения наддонной воды бассейна для аутигенного минералообразования в его осадках (на примере Черного моря) // Современные осадки морей и океанов.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— С. 521—548.
- Твенховел У. Х. Учение об образовании осадков.— М.; Л.: ОИПН ИКТИ СССР, 1936.— 916 с.
- Теоретические основы инженерной геологии: геологические основы/Сергеев Е. М., Фадеев П. П., Трофимов В. Т. и др.— М.: Недра, 1985.— 332 с.
- Тепловое поле недр Сибири/Дучков А. Ф., Лысак С. В., Балубаев В. Т. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— 196 с.
- Титов Е. М. Химическая характеристика сапропелей и вопросы их классификации // Тр. Свердловского с.-х. ин-та.— 1962.— Т. X.— С. 5—10.
- Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов.— М.: Недра, 1980.— 208 с.
- Уилсон Д. Л. Карбонатные фации в геологической истории.— М.: Недра, 1980.— 463 с.
- Успенский В. А., Радченко О. А., Глебовская Е. А. и др. Основные пути преобразования битумов в природе и вопросы их классификации.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1961.— 314 с.
- Успенский В. А., Радченко О. А., Глебовская Е. А. и др. Основы генетической классификации битумов // Тр. ВНИГРИ.— 1964.— Вып. 230.— С. 93—100.
- Успенский В. А., Радченко О. А., Горская А. П., Шишкова А. П. Методы битумно-петрологических исследований.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1975.— 210 с.
- Фаустов В. С., Большаков В. А., Вирина Е. И., Демиденко Е. Л. Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена. Итоги науки и техники. Палеогеография.— М.: ВНИИТИ АН СССР, 1986.— Т. 3.— 195 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика).— М.: Недра: изд. 1-е, 1976.— 527 с.; изд. 2-е, 1984.— 455 с.

- Филиппов А. Г. Коррелятивные отложения карета // Коррелятивные отложения в геоморфологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 64—81.
- Халимов А. М., Акишиев Н. М., Жабреева П. С. и др. Месторождения природных битумов.— М.: Недра, 1983.— 192 с.
- Ханин А. А. Петрофизика нефтяных и газовых пластов.— М.: Недра, 1976.— 295 с.
- Хворова П. В. Кремнезаконное в геосинклинальных областях пропалого // Осадконакопление и полезные ископаемые вулканогенных областей пропалого.— М.: Наука, 1968.— Т. 1: Осадкообразование.— С. 9—136.
- Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья.— М.: Иностран. лит., 1962.— 605 с.
- Хорошева Д. П. Байерит, бемит, диаспор и корунд в бокситах Среднего Приднепровья // Литология и полез. ископаемые.— 1969.— № 2.— С. 41—50.
- Храмов А. Н., Шолно Л. Е. Палеомагнетизм.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967.— Вып. 256.— 251 с.
- Цеховский Ю. Г. Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане.— М.: Наука, 1987.— 190 с.
- Циклическая и событийная седиментация. Пер. с англ./Под ред. Зинзеле Г., Зейлахе-ра А.— М.: Мир, 1985.— 504 с.
- Цыкин Р. А. Отложения и полезные ископаемые карета.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 165 с.
- Цыкин Р. А., Посашникова Г. К., Байкалова Г. Е., Свиридов Л. П. Континентальный мезозой и кайнозой на севере Енисейского кряжа // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 294, № 5.— С. 1185—1188.
- Шварцев С. Л. Физические свойства, строение и термодинамическое состояние воды в земной коре // Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 8—20.
- Шолно Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977.— 182 с.
- Шонф Т. Палеоокеанология.— М.: Мир, 1982.— 311 с.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород.— М.: Иностран. лит., 1950.— 564 с.
- Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов.— М.: Наука, 1975.— 110 с.
- Эдельштейн Н. П. Формации гипергенных кобальт-железо-никелевых руд (условия формирования и закономерности размещения) // Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1982.— 34 с.
- Эйзенбад М. Радиоактивность внешней среды.— М.: Атомиздат, 1967.— 332 с.
- Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1968.— 187 с.
- Янин Б. Т. Основы тафономии.— М.: Недра, 1983.— 184 с.
- Яржемский Я. Я. Вопросы формирования боратов.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1968.— 92 с.
- Яржемский Я. Я. Боросные галогенные породы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 80 с.
- Allen I. R. L. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin // Sedimentology.— 1963.— V. 2.— P. 93—114.
- Allen I. R. L. Current Ripples.— Amsterdam: North Holland. Publ. Comp., 1968.— 433 p.
- Allen I. R. L. Transverse erosional marks of mud and rock their physical basic and geologic significance // Sediment. Geology.— 1971.— N 5.— P. 167—382.
- Bouma A. H. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation.— Amsterdam-New York: Elsevier Publ. Comp., 1962.— 168 p.
- Campbell C. V. Lamina laminated, bed and bedset // Sedimentology.— 1967.— N 8.— P. 7—26.
- Cepek P., Reineck H. E. Form und Entstehung von Rieselmarken im Watt und Strandbereich // Senckenbergiana Marit.— 1970.— N 2.— P. 3—30.
- Dzulynski S., Walton E. K. Sedimentary features of flysch and greywackes. (Developments in Sedimentology).— Amsterdam—London—New York: Elsevier Publ., 1965.— V. 7.— 274 p.
- Harms I. C. Hydraulic significance of some sand ripples // Bull. Geol. Soc. Am.— 1969.— V. 80.— P. 363—396.
- Jopling A. V. Origin of laminae deposited by the movement of ripples along a streambed: A laboratory study // J. Geol.— 1967.— V. 75.— P. 287—305.
- Jopling A. V., Walker R. G. Morphology and origin of rippled drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts // J. Sediment. Petrol.— 1968.— V. 38.— P. 371—984.
- Kindle E. M. Range and distribution of certain types of Carladian Pleistocene concretions // Bull. Geol. Soc. Am.— 1923.— V. 4.— P. 609—646.
- Kuenen Ph. H. Significant features of graded bedding // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.— 1953.— V. 37.— P. 1044—1066.
- Kuenen Ph. H. Sole markines of graded graywacke beds // J. Geol.— 1957.— V. 65.— P. 231—258.
- Kuenen Ph. H. Value of experiments in geology // Geol. en Mijnb.— 1965.— N 44.— P. 22—36.

- Lowe D. R. Sediment gravity flow. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // *J. Sediment. Petrol.*— 1982.— V. 52.— P. 279—298.
- Lowe D. R., Lopiccicola R. D. The characteristic and origins of dish and pillar structures // *J. Sediment. Petrol.*— 1974.— V. 44.— P. 484—501.
- McKee E. D., Goldberg H. Experiments on formation of contorted structures in mud // *Bull. Geol. Soc. Am.*— 1969.— V. 80.— P. 231—244.
- Mutti E. Turbidites et cones sous-marins profonds. Sedimentation detritique (fluvatile, Littorale et marine) (Ed. P. Homewood) // Imprimerie Clarez SA Fribourg.— 1979.— P. 353—419.
- Mutti E. Turbidite systems and their relations to depositional sequences // *Provenance of Arenites*— D. Reidel Publishing Company.— 1985.— P. 65—93.
- Mutti E., Ricci Lucchi F. Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all' analisi di facies // *Mem. Soc. Geol. Ital.*— 1972.— N 11.— P. 161—199.
- Mutti E., Ricci Lucchi F. Turbidites facies and facies associations. Examples of Turbidite Facies and Facies Associations // IX Int. Congr. Sedim. Nice-75, Field Trip, A 11.— 1975.— P. 21—36.
- Mutti E., Ricci Lucchi F., Seguret M., Zanzucchi G. Seismoturbidites: a new group sedimented deposits // *Marine Geology.*— 1984.— V. 55.— P. 103—116.
- Mutti E., Remacha E., Sgavetti M. et al. Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho group turbidite systems — South-Central Pyrenees // Excursion N 12, 6th European Regional Meeting. Excursion Guidebook, Ibeide — Spain, 1985.— P. 521—576.
- Murray G. F., Adams J. A. S. Thorium, uranium and potassium in some sandstones // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1958.— V. 13, N 4.— P. 260—269.
- Newton R. S. Internal structure of wavelformed ripple marks in the nearshore zone // *Sedimentology.*— 1968.— V. 11.— P. 275—292.
- Normark W. R. Growth patterns of deepsea fans // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*— 1970.— V. 54.— P. 2170—2195.
- Reineck H.-E. Sedimentbewegungen an kleinrippeln im Watt // *Senkenbergiana Lethaea.*— 1961.— V. 42.— P. 51—61.
- Reineck H.-E. Die Entstehung von Runzelmarken // *Senkenbergiana Marit.*— 1969.— N 1.— P. 165—168.
- Reineck H.-E., Wunderlich F. Classification and origin of flaser and lenticular bedding // *Sedimentology.*— 1968.— V. 11.— P. 99—104.
- Roy Chowdhury M. K., Anandalvar M. A., Tyagi P. C. Parentrock of laterite and bauxite on Shutka Pahar, Bilaspur district Madhya Pradesh, India // Report of the XXII Ses. of IGC, India.— Laterites, New Delhi, 1964.— Pt XIV.— P. 49—54.
- Rupke N. A. Deposition of fine-grained sediments in the abyssal environment of the Algero-Balearic Basi, Western Mediterranean Sea // *Sedimentology.*— 1975.— V. 22.— P. 95—109.
- Sanders G. E. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related sedimentation mechanisms // *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation* // *Spec. Bull. Soc. Econ. Miner.*— 1965.— V. 12.— P. 192—219.
- Sengupta S. Studies on orientation and imbrication of pebbles with respect to cross-stratification // *J. Sediment. Petrol.*— 1966.— V. 36.— P. 362—369.
- Sharp E. P. Wind ripples // *J. Geol.*— 1963.— V. 71.— P. 617—636.
- Shinn E. A. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks // *J. Sediment. Petrol.*— 1968.— V. 38.— P. 215—223.
- Stacey F. D., Banerjee S. K. *The Physical Principles of Rock Magnetism.*— Amsterdam — London — New York: Elsevier Publ. Comp., 1974.— 195 p.
- Stow D. A. V., Lovell G. P. P. Contourites: Their Recognition in Modern and Ancient Sediments // *Earth-Science Reviews.*— 1979.— V. 14.— P. 251—291.
- Stow D. A. V., Shanmugan G. Sequence of structures in finegrained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments // *Sediment. Geol.*— 1980.— V. 25, N 12.— P. 23—42.
- Tanner W. F. Ripple mark indices and thier uses // *Sedimentology.*— 1967.— V. 9.— P. 89—104.
- Tucker M. E. *The Field Description of Sedimentary Rocks.*— New York — Toronto: Geol. Soc. of London Handbook Series, 1982.— 112 p.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earths crust // *Bull. Geol. Soc. Am.*— 1961.— V. 72, N 2.— P. 175—191.
- Walker R. C. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments // *J. Sediment. Petrol.*— 1967.— V. 37.— P. 25—43.

- Walker R. G.** Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbiditic association // *Bull. Geol. Soc. Am.*— 1975.— V. 86.— P. 737—748.
- Walker R. G.** Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Stratigraphic Traps // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*— 1978.— V. 62.— P. 932—966.
- Walker R. G.** Mudstones and thinbedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerates, California: A possible channel-levee complex // *J. Sediment. Petrol.*— 1985.— V. 55.— P. 279—290.
- Wentworth C. M.** Dish structure a primary sedimentary structure in coarse turbidites // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*— 1967.— V. 51.— 485 p.
- Williams G. E.** Characteristics and origin of a Pre-Cambrian sediments // *J. Geology.*— 1969.— V. 77.— P. 183—207.
- Wilson I. G.** Aeolian bedformis-thier development and origin // *Sedimentology.*— 1972.— V. 19.— P. 173—210.
- Wunderlich T.** Die Entstehung von convolute bedding an Platenrandern // *Senckenbergiana Lethaea.*— 1967.— N 48.— P. 337—343.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

- Агломераты 112, 113
- Аккреция латеральная 210
- Активность коллоидальная 145
- Алебастр 26
- Алевриты кварцевые 109
- Алевролиты 115
- Аллиты:
 - пелитоморфный 106
 - псевдоморфный 106
- Аллофан 111, 123
- Аллювий:
 - горный 114
 - пещерный 227
- Алунит 26, 123
- Альбертит 132
- Альбит 19, 112
- Альмандин 14
- Алюмогелит 8
- Алюмогель 8
- Амальгамация 203, 204, 211
- Аммониты 52
- Амфиболит 45
- Амфиболы 44
- Анализ:
 - гранулометрический 38—41
 - конкреционный 96—105
- Анальцим 21
- Авальцимиты 112
- Ангидрит 25, 122, 123, 125
- Англезит 7
- Андезин 19
- Андрадит 14
- Апортит 19
- Апортоклаз 19
- Антидюны 63
- Антирябь 71
- Антифоны 63
- Антраксилит 128
- Антраксолит 132
- Апатит 23, 24
- Арагонит 115
- Аргиллиты 44, 111, 116
- Археопаты 50
- Ассоциации:
 - аргилито-сланцевые 191, 192
 - вулканокластические 186—188
 - вулканокластическо-глинистые 193
 - глинистые 190—194
 - граувакковые 186—190
 - доломитовые 212
 - карбонатно-глинистые 193
 - карбонатные 211—219
 - кремнисто-фосфатно-известняково-доломитовые 218
 - кремнистые 173—176
 - литологические 169, 170, 172

- метаморфизованных осадочных пород 219—222
- песчано-кварцевые 173—175
- песчано-кварцитовые 175, 176
- спаллитные 176—211
- шлишевые 194—211
- яшмовые 173
- Астраханит 27
- Асфальт 132
- Асфальтенин 132
- Асфальтит 132
- Аутоглины 109
- Ашарит 29, 126

Б

- Баженин 108
- Базальты 42, 44
- Базалькоминит 29
- Байерит 8, 106
- Банки 211
- Бар 199, 204, 213
- Барит 26, 122
- Барханы 66
- Белемниты 52
- Бёмит 8, 106
- Бентонитовые глины 16
- Бертьерин 18
- Биогермы 211
- Битовинит 19
- Бобовины 8, 117
- Боксит 56, 106, 168, 169
- Борацит 29, 126
- Борозды продольные 68
- Боронатрокальцит 30, 31
- Босфорит 24
- Браунит 10, 118
- Брахиоподы 51, 52
- Брекчии 109, 112, 114, 122
- Брункит 7
- Булайинит 17
- Бура 30, 126

В

- Вавеллит 24, 120
- Вакка 194, 203
- Вал прирусловой 203—211
- Валуны 39, 40
- Верлит 45
- Вермикулит 17, 111
- Вернадит 11
- Вес объемный и удельный 139
- Вивинит 24, 112
- Включения конкреционные 102
- Влага мономолекулярная 148
- Влажность 149
- Влажность:
 - естественная 145
 - относительная 145, 150

Вода гравитационная 145
Водонасыщенность 144
Водоросли 50, 217
Восприимчивость магнитная 155, 156
Вулканы:
 грязевые, песчаные 71
Выветривание горных пород 176
Выступы продольные 68

Г

Габбро 42, 44
Галенит 7, 125
Галечники 109, 114
Галит 35, 36, 124, 125
Галлуазит 15
Галопелиты 25
Галотрихит 28, 29
Гастроноды 52
Гажа 228
Гаусманит 11
Гейланд 21
Гейландиты 111
Гематит 9
Гётит 10
Гнацинт 14
Гидрогематит 9
Гидрогётит 10
Гидрогроссуляр 14
Гидротроилит 117
Глауконит 17
Героглифы перистые 69
Глины:
 аллофановые 110, 111
 вермикулитовые 110
 галлуазитовые 110
 гидрофильные 110, 116
 гидрофильные 146
 каолинитовые 110, 116, 174
 коры выветривания 109
 монтмориллонитовые 110, 116
 опалово-аллофановые 112
 пальгорскитовые 110
 сепиолитовые 110
 углистые 117
 хлоритовые 110, 116
Глибы 39
Голландит 11
Горная кожа 16
Горная пробка 16
Горное дерево 16
Гранат 14
Граниты 44
Гранито-гнейсы 44
Грейзены 44
Гроссуляр 14
Грохот 39
Губки 52, 217

Д, Е

Давсонит 33, 34
Дайки:
 кластическая 170
 осадочные 170
 песчаная 200
Данбурит 22, 126
Дациты 42
Диамантитки 155
Дефлювация 199
Деформации пластические 47
Диабазы 42, 43
Диаспор 8
Диатомиты 107

Диориты 42
Долериты 42
Доломит (минерал)
Доломиты (породы):
 биоморфные 121
 граноморфные 121
 онколитовые 121
 пелитоморфные 121
 строматолитовые 121

Драа 66
Дресва 109, 112
Дуниты 44
Дюны:

 акле 66
 домаль 66
 копьевидные 66
 поперечные 66
 продольные 66
 сейф 66
 эоловые 213

Ежи морские 51

Ж, З

Железные розы 9
Жеоды 10
Загар пустынный 56
Зерало подземных вод 146, 147
Знаки:
 желобковые 66
 подошвенные 200, 201, 203
 размывы подушкообразные 69
 размывы поперечные 67
 ребристо-бороздковые 69
 ребристо-желобковые 68
 ряби 57
 сморщивания 71
 шевроны 73

И

Иглокожие 51
Известняки:
 биоморфные 113
 граноморфные 113
 детритовые 213
 землистые 113
 массивные 213
 онколитовые 113
 оолитовые 215
 пелитоморфные 113
 строматолитовые 113
Илы:
 диатомовые 107
 карбонатные 120
Импсонит 132
Инверсия полярности 161, 162
Индекс дислоцированности 134
Интервал текстурный 194, 195, - 198,
 203, 204
Иньюит 31, 126
Исследования тафономические 248
Иньфлювий 225, 227

К

Каннит 29, 125
Калиборит 30, 126
Калинит 28
Каличе 228
Калькреты 228
Кальцит 31, 32
Каналы:
 канавы 200, 201
 русла 198—211

Каолинит 15
 Карбонатанатит 23
 Карналлит 37, 125
 Карст 223—225
 Касьянит 129
 Кварц 12, 13, 42, 108, 109
 Кварцин 13, 23
 Кварцит 45, 108
 Кварцит железистый 118
 Квасцы калиевые 28, 123
 Кеннель 129
 Кеннель-богхед 129
 Керит 132
 Кернит 30, 126
 Кертзит 132
 Керченит 23
 Кизерит 27, 122
 Клейофан 7
 Клиноптилолит 22
 Клиноптилолитит 111
 Клинохлор 18
 Колеманит 31
 Коллекторы карстовые
 седиментационные 225
 Коллювий 225, 228
 Кольца:
 выветривания 94
 Лизеганга 94
 Компенсация рельефа 204
 Комплекс рифовый 213
 Конгломерат 114
 Конкреции:
 остаточные 98
 переотложенные 98
 перлювальные 97
 Контуриты 201, 203
 Конусы выноса 198, 203, 205, 208
 Копролиты 53
 Кораллы 51
 Коронадит 12
 Коррозия подземная 230
 Коруид 7
 Кобы выветривания:
 амфиболитов 181, 182
 габброидов 182, 183
 гипергенные 178
 гнейсов 135
 гранитоидов 185
 железистых кварцитов 184, 185
 кварц-серпичитовых сланцев 183, 184
 кислых пород 179, 180
 коруидовых сланцев 185
 линейная 177
 основных пород 181
 полного профиля 177
 площадная 177
 силлиманитовых гнейсов 185
 средних пород 180, 181
 тальковых сланцев 185, 186
 тремолитовых сланцев 185, 186
 филлитов 183, 184
 филиантоидных сланцев 183, 184
 хлоритовых сланцев 185, 186
 элювиальные 178
 Коэффициенты:
 анизотричности 48
 кавернозности 141
 конкрециенности 103
 теплоемкости 150
 теплопроводности 150, 153
 удлиненности 48
 Край рифовый 213
 Крандаллит 24, 120

Кремни:
 опаловые 107
 опало-халцедоновые 108
 халцедоно-кварцевые 108
 Криноиден 51 217
 Криптомелан 11
 Кристобалит 13, 111
 Курскит 23
 Кутинит 128

Л

Лагуны:
 внутририфовая 213
 зарифовая 213
 Лангбейнит 25
 Лапплиты 113
 Латериты 112
 Лед 226
 Ледник 49
 Лепидокрокит 9
 Лехтенбергит 18
 Лидит 108
 Липариты 44
 Линейность течения 69
 Липтобиолит 128
 Листвениты 45
 Ложбины:
 меандрлирующие 68
 треугольные 69
 Ломонит 21
 Люненбургит 30
 Люссатин 13
 Люссатит 13
 Лютецит 13

М

Маггемит 9
 Магнезит 32
 Магнетит 9, 118
 Магнезоферит 9
 Макроконкреции 101
 Малакон 13
 Малахит 54
 Мальта 132
 Манганит 12, 118
 Марказит 6, 125
 Марматит 7
 Мартит 9
 Маршаллит 108
 Массивы:
 рифовый 212, 213
 рифондный 212
 Метаследовательность 207
 Мегатурбидиты 207, 208
 Мейергоферит 126
 Мел пясчий 216
 Метатагалдуазит 15
 Метасаммит 135
 Метасефит 135
 Микрит 53
 Микроклин 19
 Микроконкреции 101
 Миллсит 24
 Минералы:
 конкрецеобразующие 97
 ферромагнитные 157
 Мирабилит 27
 Многослой 194, 195
 Моллюски 52
 Монацит 22
 Монтмориллонит 16

Морденит 22
Морская пемка 17
Морфология:
 обломков 48, 49
 поверхности обломков 56
Мощности:
 пластов 170
 течения 69
 экспозиционной дозы 162
Мрамор 44
Мшанки 51

И

Намагниченность:
 естественная остаточная 158, 160
 ориентационная остаточная 158, 160
 парамагнитиков 155
 спонтанная 155
 термоостаточная 159
Наплывы серповидные 72
Нагрон 34
Нахолит 35
Неокарст 224
Нефтенасыщенность 144
Нефть 144
Нордстрандит 9, 106

О

Обломки литокластические 44
Обломки пород:
 вулканокластических 43, 44
 изверженных 43
 метаморфических 45
Обломки руководящие 45, 46
Обманка цинковая 6, 7
Озокерит 132
Оксибитум 132
Оксикерит 132
Оксикерченит 24
Олигостромы 221
Олистокит 203
Овколиты 52, 53
Оолиты 8, 117
Опал 13
Опоки 13
Ортоклаз 19
Остров рифовый 213
Отложения:
 бассейновые 213
 гемипелагические 197, 199, 203—207
 зарифовые 213
 красноцветные 115
 ледниковые 41
 околорифовые 213
 предрифовые 213
 теченые 208
Отпечатки и слепки:
 града 90
 капель дождя и брызг 90
 кристаллов 89
Оттрелит 15

П

Палеотечения 240
Палыгорскит 16, 17
Пандермит 31, 126
Параметры магнитные 157
Пеликанит 112
Перидотит 44
Пемка морская 17
Песчаник кварцевый 109

Пески:
 аркозовые 115
 гипсовые 124
 граувакковые 115
 кварцевые 109
 магнетитовые 118
 полевошпатовые 115
Пещеры 224, 225
Пицолиты 10
Пивинит 30
Пиральспит 14
Пироксенит 44
Пирролюзит 10
Пирит 6, 117, 125
Пирописит 129
Пироп 14
Пирофиллит 15, 16
Пирротин 6
Плагиоклазы 19, 20, 115
Плактон 121
Пластичность 145—147
Плато рифовые 213
Поверхность палеокарста 93

Поле:
 геомагнитное 161
 магнитное 155
 палеомагнитное 161

Полевые шпаты:
 бариевые 20
 щелочные 18, 19, 115
Полиморфные модификации 5
Полигалит 27, 168
Полированность 56
Полугидрат 26

Полумесяцы течения 72
Пористость 140, 141

Породы:
 алевритовые 115
 алюминитовые 123
 алюмофосфатные 119
 ангидритовые 123, 124
 ангидрито-доломитовые 124
 баритовые 123
 биоморфные 106
 биоморфные опаловые 107
 бишофитовые 125
 боратные 126
 браунитовые 119
 бурожелезняковые 117
 вермикулитовые 110
 вулканокластические 43
 гематитовые 118
 гипсо-ангидритовые 124
 глауберитовые 123
 глинистые 109, 110, 111
 граноморфные:
 кремнистые 108
 фосфатные 119
 грубообломочные 114, 115
 железоокисные 117, 118
 железофосфатные 119
 карбонатные 120—122
 карналитовые 125
 клизеритовые 123
 кластоморфные кремнистые 109
 кластоморфные спаллитные 112, 113
 кремнистые 107—109
 магнетитовые 118
 марганцево-окисные 118, 119
 метаморфизованные осадочные 131,
 134—138
 метаморфические 135
 витратные 126

пелитовые 115
 пиролюзитовые 118
 псаммитовые 109
 псефитовые 112, 113, 118
 пспломелановые 118
 потеря веса 144
 серные 126
 спаллитные 109—117
 сидеритовые 121
 сильвинитовые 124
 сульфатно-хлоридные 124
 сульфатные 122—124
 сульфидные 125, 126
 сфалеритовые 125
 тенардитовые 123
 углеводородные 126—131
 фосфатные 119, 120
 фторидные 126
 хлоридные 124, 125
 целестиновые 123
 цеолитовые 111
 эпсолитовые 123
 Потоки:
 гравитационные 198, 201, 203
 грязевой (грязекаменный) 198, 203,
 207, 210
 дебрисный 206, 210
 дерновый 198, 203, 206, 207, 210
 Прайсеит 31
 Пределы пластичности и текучести 145
 Прицент 31
 Продукты выветривания:
 конечные 176
 Проницаемость 142, 143
 Профиль коры выветривания 176, 179
 Псевдоморфозы 89
 Псевдонодулы 200
 Псилопелан 12, 118
 Пузырьки газов и пены 71
 «Пустынный загар» 56

Р

Рабдописсит 129
 Равнина абиссальная 199, 203, 205
 Радиолярит:
 опалово-халцедоновый 108
 опаловый 107
 халцедоновый 108
 Радиоактивность естественная:
 карбонатных отложений 166
 каустобиолитов 167
 сапропелевых илов 167, 168
 сульфатных и хлоридных пород 166
 терригенных отложений 163

Т

Тип отложений:
 модальный 197, 210
 модельный 197, 199, 210

Титаномагнетит 9
 Тодорокит 12
 Торфа:
 верховые 127
 низинные 126
 переходные 127
 Трепел 108
 Трахиты 42
 Трещины:
 грязевые 86
 морозные 89
 обезвоживания 87
 сжатия 87
 синерезиса 87
 солнечные 86
 усыхания 86
 Тридимит 13
 Трона 34, 35
 Турбидиты 194—211
 Туфы:
 алевритовые 113
 агломератовые 112
 анальцитизированные 111
 гейландитизированные 111
 витрокластические 113
 клиноптилолитовые 111
 кристаллокластические 113
 псаммитовые 113

У, Ф

Уваровит 14
 Уграндит 14
 Углексит 30, 31
 Ульвошпиль 9
 Фацин:
 зевровая 205, 211
 турбидитов 199
 ферриалюмогель 8
 ферромагнетитки 155, 156
 Филлипсит 21
 Филлит 45
 Флиш:
 граувакковый 196, 209, 210
 карбонатный 207—211
 терригенный 206, 207
 Флоридиновые глины 16
 Флюорит 38
 Форминиферы 50
 Формы конкреционных тел 100
 Формы золотые 65
 Форсеты 200, 201
 Фосфориты:
 граноморфные 119
 зернисто-строматолитовые 119
 копролитовые 119
 пеллетовые 119
 раковинные 119
 Фракции галечно-гравийные 41, 42
 Франколит 23

Фтапит 108
Фтораналит 23
Фузулины 217
Фульгурит 90
Фюзенолит 128
Фэн 204

Х

Халцедон 13, 108
Хвосты песчаные 73
Хильгардит 30, 126
Хлориты 117
Хлоритовд 15
Хризматит 132

Ц, Ч

Царапины 56
Целестин 26
Цеолиты 20, 21
Церусит 7
Цианобактерий 52
Циклы компенсационные 204, 210
Циркон 13, 14

Циртолит 13
Чистка температурная 161
Черви 51

Ш, Щ, Э, Я

Шамозит 18, 117
Швагериты 217
Шельф 213
Шлпх 174
Шорломит 14
Шпат тяжелый 26
Шрамы 56
Щебенка 109, 112
Эквиваленты урановые 162, 163
Экстракция 144
Элатерит 132
Элювий 178
Эпсомит 28, 123
Ядро рифовое 213
Ямки вдавливания 56
Ямки струй ключей 72
Ярозит 26
Яшмы 108, 173

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Минералы осадочных пород (<i>В. А. Наумов</i>)	5
Глава II. Обломки пород (состав, строение, диагностические признаки) (<i>А. И. Гайгалас, А. В. Ван, Ю. П. Казанский, Р. С. Родин</i>)	38
Глава III. Структуры и текстуры (<i>Г. И. Таныгин, Ю. П. Казанский</i>)	49
Глава IV. Конкреции и конкреционный анализ (<i>П. В. Зарицкий</i>)	96
Глава V. Краткая петрографическая характеристика осадочных пород (<i>Ю. П. Казанский, А. В. Ван, В. Ф. Шугуров, Р. С. Родин, Т. Ф. Негруца, В. З. Негруца</i>)	105
Глава VI. Физические свойства осадочных пород (<i>З. Я. Сердюк, В. С. Кусковский, С. Н. Охалин, Л. С. Соколова, С. С. Фаустов, Е. И. Вирина, В. М. Гавшин</i>)	139
Глава VII. Литологические (породнослоевые) ассоциации (<i>Ю. П. Казанский, А. Д. Додатко, А. В. Ван, О. А. Бетехтина, В. Г. Петров, Ю. К. Советов, Т. Ф. Негруца, В. З. Негруца, А. В. Ивановская</i>)	169
Глава VIII. Особенности изучения осадочных пород в карстовых областях (<i>Р. А. Цыкин</i>)	223
Глава IX. Полевые методы палеогеографических исследований и их предварительная интерпретация (<i>И. Н. Верзилин</i>)	233
Заключение	252
Список литературы	253
Предметный указатель	262

Научное издание

Казанский Юрий Петрович
Ветехтина Ольга Александровна
Ван Александр Викторович и др.

ОСАДОЧНЫЕ
ПОРОДЫ

состав,
текстуры,
типы разрезов

Редактор издательства *А. М. Самсоенко*.
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Л. Л. Мордохович*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *Г. Д. Смоляк, Е. М. Казакова*

ИБ № 34660

Сдано в набор 02.11.89. Подписано к печати 12.10.90. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 23,8. Усл. кр.-от. 23,8. Уч. изд.-л. 24,6. Тираж 1000 экз. Заказ № 932. Цена 5 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.