

# ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

ТРЕТЬЕ ПЕРЕРЕБОТАННОЕ ИЗДАНИЕ

*Допущено  
Министерством высшего образования СССР  
в качестве учебного пособия  
для студентов геологоразведочных  
вузов и факультетов*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1958

*Михаил Сергеевич Швецов*  
ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Автор *Г. И. Бушинский*.  
Редактор издательства *М. В. Семенова*

Техн. редактор *К. В. Крыночкина*.  
Корректор *Э. И. Капульская*

---

В набор 31/1-58 г. Подписано к печати 16/IX-58 г. Формат бумаги 70×108 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
л. 13. Печ. л. 35,62. Уч.-изд. л. 34,43. Т-08886. Тираж 15 000. Зак. 218  
Цена в перепл. № 15 — 13 р. 55 к.

---

Типография № 4 Углетехиздата. Харьков, ул. Энгельса, 11.

## ИЗ ПРЕДИСЛОВИЯ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

Еще так близко время, когда геология, популярная наука, знакомая теперь каждому сколько-нибудь интересующемуся нашей хозяйственной жизнью, была мало кому известной, оторванной от жизни теоретической дисциплиной. И уже разворачивается новая ее страница, и мы видим, как рост народного хозяйства и возникшая с индустриализацией страны острая нужда в минеральном сырье превращают еще недавно ненужные осадочные породы в ценные, полезные ископаемые и создают новую науку — петрографию осадочных пород. Еще недавно чисто теоретический интерес изучения этих пород на наших глазах стал делом большого практического значения.

Почти внезапно, под волной нахлынувших требований, пришлось столкнуться с тем фактом, что поиски и разведки нефти, железных руд, углей, битумов, известняков, доломитов, фосфоритов, трепелов, различных сортов глин и песков и т. п. — этой насущной пищи нашей новой промышленности и жизни — требует выяснения их происхождения, внимательного изучения и анализа петрографического состава и свойств осадочных пород, частью которых они являются. Возникла острая потребность в специалистах-литологах. Однако таких специалистов наши вузы не готовили, и их не оказалось, кроме отдельных редких единиц. И вот всюду самотеком, по требованию жизни, начинают расти и формироваться при учреждениях кадры самоучек петрографов-осадочников, а в Московском геологоразведочном институте и других вузах вводится новая дисциплина по осадочным породам. Однако и здесь, и там перед учащимися трудно преодолимым препятствием встает отсутствие учебников и руководств.

Восполнить этот пробел, дать сводку, хотя бы вкратце затрагивающую все относящиеся сюда вопросы, имеет целью предлагаемая книга, представляющая в основном курс, читавшийся автором студентам МГРИ, а ранее, в зачаточном виде, студентам-геологам I Московского государственного университета и Московской горной академии.

*Московский геологоразведочный институт*

Москва, июнь 1932 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ К ТРЕТЬЕМУ ИЗДАНИЮ

В предисловии к третьему изданию можно было бы повторить почти все, что было написано в 1945 г. в предисловии ко второму. В нем говорилось, что наука ушла далеко вперед, что в учебник введены дополнения, но что пожелания ввести сведения о глинистых катунах, о льде и т. п. неосуществимы, так как книга — учебник, ограниченный объемом, и что кое-что пришлось даже сократить.

Однако такое предисловие было бы правильно только формально. Успехи нашей науки за последние 11 лет были не только количественными, но и качественными. Многие вопросы, бывшие неясными, разрешены. Возникли новые вопросы. Собираение фактов, недавно только начинавшееся, дополнилось далеко ушедшим их обобщением и разработкой общей теории осадкообразования.

Еще 8 лет тому назад этот учебник являлся почти единственной сколько-нибудь полной сводкой сведений об осадочных породах и руководством при их изучении. Теперь, кроме больших монографий по отдельным вопросам, изданы и издаются прекрасные очень полные обширные руководства по осадочным породам и способам их изучения, составленные большими коллективами крупных специалистов в разных разделах этой науки.

Задачей автора при составлении третьего издания было ввести ряд изменений, но также и дополнений, в том числе и новые главы. Однако план учебника остался прежний. Как и ранее, автор ставит себе целью сообщить то, что необходимо при повседневной работе геологу-осадочнику, а следовательно, и студенту, т. е. сведения о составе и строении осадочных пород, умение их наблюдать и описывать и, по возможности, выяснять их происхождение. Как и в предыдущих изданиях, автор стремится давать читателям не только механическую сводку, но и новое освещение отдельных вопросов. Что книга такого типа, видимо, нужна, показывают переводы ее второго издания на грузинский, китайский и словацкий языки.

Автор приносит искреннюю благодарность своим товарищам по преподаванию в МГРИ — Р. В. Тихомирову и Г. А. Каледзе, а также Г. Ф. Крашенинникову и Г. И. Бушинскому за полученные ценные замечания при подготовке работы к печати, равно как и всем другим лицам, оказавшим автору ту или иную помощь в его работе.

Москва. июнь 1957 г.

*Московский геологоразведочный институт и.м. Серго Орджоникидзе*

«Изучайте, сопоставляйте, накапливайте факты... Без них ваши «теории» — пустые догадки. Но изучая, экспериментируя, наблюдая, старайтесь не оставаться у поверхности факта. Не превращайтесь в архивариусов фактов. Пытайтесь проникнуть в тайну их возникновения. Настойчиво ищите законы, ими управляющие».

*И. П. Павлов* (Письмо к молодежи  
Советского Союза)

## ВВЕДЕНИЕ

### Общие сведения о петрографии осадочных пород и ее возникновение

Петрография осадочных пород изучает состав, строение и происхождение осадочных пород. Она необходима при поисках и разведке полезных ископаемых, при инженерно-геологических работах, а также для решения вопросов стратиграфии и палеогеографии. Успешно искать осадочные полезные ископаемые можно только научившись определять составные части осадочных пород и особенности их строения, так как они дают указания на происхождение и практические свойства пород и, таким образом, являются ценными поисковыми признаками. Условия нахождения и оценка осадочных пород с прикладной точки зрения изучаются в курсах полезных ископаемых, инженерной геологии и гидрогеологии. Курс петрографии осадочных пород и представления о методах их изучения — это азбука, усвоение которой необходимо для понимания других более специальных курсов в области геологии.

Петрография осадочных пород отличается от науки, изучающей магматические породы: во-первых, тесной связью с такими науками, как палеонтология и палеоэкология, океанография, почвоведение, география и палеогеография, во-вторых, применяемыми ею особыми лабораторными методами, и, в-третьих, тем, что решает иные и более разнообразные вопросы.

Она возникла недавно. Само название ее «петрография осадочных пород» (или, короче, «осадочная петрография») появилось лишь в двадцатых годах нашего столетия. Иногда это название заменяется термином «литология», обозначающим по-гречески точно то же, что и термин «петрология», т. е. наука о горных породах. На практике «литологическими», в отличие от «осадочно-петрографических», часто называют работы, в которых отводится мало места точному петрографическому изучению пород и уделяется больше внимания обсуждению вопросов о их происхождении. Для уточнения содержания этой науки в последнее время ее начинают называть также «наукой об осадочных породах».

Насколько она молода, видно из того, что всего лет 30 тому назад не только студентам, но даже геологам не вменялось в обязанность изучать осадочные породы, как якобы очень простые. В результате этого

даже в печатных работах нередко доломиты назывались песчаниками, известняки — мергелями, фосфориты принимались за бокситы или песчаники, бокситы — за железняки и т. д.

Еще 15 лет тому назад геологи, описывая строение и геологическую историю какой-нибудь области и перечисляя встреченные ими органические остатки, иногда забывали упомянуть, в каких же породах были найдены эти раковины, какие породы слагают выделенные ими ярусы.

Как создалось такое странное положение?

Неправильным было бы предположение, что оно является следствием того, что осадочные породы представляют ничтожную величину по сравнению с магматическими. Дело обстоит как раз наоборот: осадочные породы покрывают 75% суши, а в нашей стране даже около 80% ее территории. Так же неправильно предположение, что они очень просты и, в отличие от магматических, легко определяются на глаз. Содержание всего курса покажет, что изучать их много труднее, чем магматические породы. Для правильного определения осадочных пород зачастую недостаточно изучения в шлифах и приходится применять целый ряд иногда сложных лабораторных методов.

Не менее неправильным было бы также и предположение, что осадочные породы, в отличие от магматических, представляют лишь небольшой практический интерес. Как раз наоборот, все главнейшие полезные ископаемые, которые определяют богатство и могущество государства и в мирное и в военное время: нефть, уголь, подавляющая часть железа, алюминий (т. е. то, что позволяет создавать машины, транспорт, орудия, самолеты и оживляющую их энергию), или сами являются осадочными породами или же по своему образованию находятся в тесной связи с ними. Мало того, присмотревшись к окружающим нас и примелькавшимся нам предметам, мы увидим, что всюду, на каждом шагу мы имеем дело с осадочными породами. Материалы для постройки домов (кирпич, цемент, штукатурка, краска, стекло) изготавливаются из осадочных пород: из них же изготавливаются предметы домашнего обихода, вплоть до посуды; широкое применение находят они в пищевой промышленности, и некоторые из них употребляются в пищу в неизмененном виде (соль).

Осадочные породы не только содержат ценные полезные ископаемые, но уже сами по себе являются разнообразными полезными ископаемыми. Наконец, даже чисто магматические ценнейшие полезные ископаемые, как золото и другие, зачастую добываются не из магматических, а из осадочных пород, где они образуют россыпи, т. е. большие концентрации, где добыча их легче. Кроме того, осадочные породы являются преимущественным вместилищем подземных вод и основой, на которой ведутся строительные, ирригационные и другие инженерно-геологические работы.

На заре современного естествознания, в XVIII веке исследователи природы интересовались осадочными породами не менее, чем магматическими. Уже гениальный Ломоносов правильно понимал и истолковывал значение разрушающей и переносящей роли воды и колебаний уровня морей, условия образования слоистых пород, происхождение конкреций, чернозема, углей, нефти, янтаря. В это время и еще позже, в годы заложения основ современной геологии и стратиграфии в начале XIX столетия, изучению осадочных пород уделялось большое внимание. Об этом убедительно говорит появление терминов, «оолитовая», «меловая», «каменноугольная» системы.

Однако в это время стал широко применяться новый, палеонтологический метод стратиграфических сопоставлений. Его открытие привело к большим успехам в изучении осадочных свит, но сами осадочные породы, в отличие от магматических, перестали интересовать геологов. Все проблемы, связанные с исследованием осадочных толщ, стали ре-

шаться изучением не пород, а заключенной в них фауны. Породы, не содержащие фауны, сделались неприятными «немыми» свитами. Однако дальнейшее развитие науки, распространение исследований из Европы на все континенты, детализация стратиграфических подразделений показали, что палеонтологический метод иногда бывает бессилён. Открытие реликтовых фаун и влияние условий среды обитания на смену фаун показали, что палеонтологический метод стоит перед такими трудностями, с которыми он не может справиться, не учитывая условий обитания фауны. А эти условия — окаменевший вместе с ископаемыми «быт» — оставались неиспользованными, пока геологи не уяснили себе, что бесчисленные свиты слоев глин, известняков и других привычных и «невзрачных» пород представляют ценнейшие страницы архивов Земли с неисчерпаемыми запасами сведений об ее прошлом. К тому времени, когда эти представления начали находить применение в методах геологов, и следует отнести начало петрографии осадочных пород, так как нельзя называть этим термином производившиеся и раньше примитивные наблюдения над некоторыми породами. Ее зарождению способствовало изучение осадков современных морей, начавшееся во второй половине прошлого столетия экспедицией английского корабля Чалленджера, материалы которой были изучены Мерреем и Ренаром. Их работа положила начало современной «геологии морского дна», и явилась первой попыткой найти ключ для расшифровки происхождения осадочных пород, бывших морских осадков.

Однако не только развитие теоретической мысли, но прежде всего новые, возросшие потребности материальной жизни общества вызывают появления и бурное развитие наук. Подъем промышленности в начале XX века, а затем возросший за время войны 1914 г. и после нее спрос на минеральное сырье сделали необходимым внимательное петрографическое изучение осадочных пород даже самых обычных: песков, глин, известняков и др. Так к концу первой мировой войны завершилось создание новой науки — петрографии осадочных пород.

Первые контуры современной петрографии осадочных пород были даны английским ученым Сорби еще во второй половине прошлого столетия. Немалое значение имели работы германского геолога Вальтера, убедительно показавшего в конце прошлого столетия важность изучения осадочных пород и условий их образования. Во Франции несколько позже большой вклад в создание осадочной петрографии внесли фундаментальные монографии Каёе, посвященные описанию главнейших осадочных пород Франции и основам методики их изучения. В Соединенных Штатах Америки, где изучение осадочных пород начало развиваться с начала нашего столетия, надо отметить «Данные по геохимии» Кларка, сводку по вопросам осадочного породообразования Грэбо и «Учение об образовании осадков», составленное Твенхофелом с соавторами.

В нашей стране, как и за рубежом, зачатки науки об осадочных породах появились во второй половине прошлого столетия, и в 1917 г. не уступали тому, что было сделано в других странах. Она создавалась у нас почвоведом, изучавшим превращение магматических минералов в осадочные, слагающие почвы, т. е. поверхностную корку осадочного покрова; минералогами, изучавшими осадочные минералы, слагающие толщи осадочных полезных ископаемых, и геологами, понявшими, что для решения геологических вопросов необходимо изучение состава и происхождения осадочных пород.

Докучаев, создавший современную науку о почвах, показал огромное значение климата и всей географической среды на образование почв и осадочных пород. Его ученик, почвовед Глинка, подробно изучал процессы выветривания и образования осадочных минералов и написал первую большую монографию о глауконите. Ученик Докучаева минералог

Земятченский изучал в Ленинграде глины и дал первую обобщающую гипотезу образования железорудных толщ Русской платформы.

Ученик Докучаева, минералог Вернадский — один из создателей геохимии, — уже в начале своей деятельности в Московском университете, выясняя закономерные связи между казавшимися ранее случайными фактами статической минералогии, разработал учение о «каолиновом ядре» и приступил к разработке созданной им позже новой науки биогеохимии, показавшей впервые огромную роль «живого вещества» в образовании осадочных пород. Ученик и товарищ Вернадского по созданию геохимии — Ферсман еще в дореволюционные годы внес ценный вклад в науку об осадочных породах работами, посвященными изучению ряда осадочных минералов. Другой его ученик, минералог Самойлов, расцвет короткой деятельности которого пришелся уже на первые после-революционные годы, в своих блестящих лекциях и статьях развивал гипотезы о ведущей роли организмов в образовании осадочных пород, был пионером изучения морских осадков как основы понимания осадочных пород, и руководил работами по изучению русских фосфоритов.

Несмотря на необязательность изучения осадочных пород, в те годы крупные геологи уже начали давать в своих статьях описания отдельных пород или выяснять возможные условия их образования. Так, киевский профессор Армашевский сопровождал свои геологические работы хорошими описаниями песчаных пород, методику изучения которых он усовершенствовал, и дал одну из первых правильных характеристик мела. Там же начинали свои работы его ученики Чирвинские П. Н. и В. Н. и Лучицкий, а Радкевич, Тутковский, Гуров, Сидоренко дали хорошие описания различных осадочных пород. В Казани профессор Головкинский, изучая область, сложенную причудливым переплетением почти лишенных фауны слоев песчаных, глинистых и карбонатных пород, развивая представления Грессли о фациальных различиях одновременно образовывавшихся пород, показал, что слоистость является отражением колебаний береговой линии, и что смена пород и в вертикальном и в горизонтальном направлениях представляет результат колебаний уровня моря. Эти выводы, позже четко сформулированные Вальтером, получили широкую известность как «закон» о соотношении фаций. Ученик Головкинского, казанский профессор Ноинский, значительно часть своей монографии о Самарской Луке уделил прекрасному описанию ее доломитов и их вторичного перехода в известняки. Самой крупной осадочно-петрографической работой дореволюционного времени была работа ассистента Московского университета Архангельского, посвященная меловым отложениям Поволжья. Наиболее ценной ее особенностью был ее комплексный характер: в ней были использованы все известные в то время методы осадочно-петрографического исследования, изучение особенностей фауны, и сравнение с современными морскими осадками. Появление этой работы можно считать началом перехода к оформлению и быстрому развитию науки об осадочных породах в нашей стране.

Еще в дооктябрьские годы у нас началось изучение современных осадков, углей (Залесский) и солей (Курнаков), а также разработка особых методов исследования осадочных пород (методы механического анализа Шене, затем Сабанина).

В Советском Союзе обособление осадочной петрографии в новую науку было отмечено появлением в 1922 г. в московских вузах курса петрографии осадочных пород. Особенно бурное развитие ее началось с 30-х годов, т. е. с началом индустриализации нашей страны. Говорить о достигнутых успехах и современном состоянии науки целесообразнее после ознакомления с ее основами. Эти вопросы рассматриваются в заключительной главе.

В нашей стране, на необъятных просторах которой чередуются обширные равнины — области накопления, покрытые недислоцированными

ми осадочными породами, и высоко поднятые как древние, так и молодые горные сооружения — области сноса, мы имеем исключительно благоприятные условия для изучения осадочных пород и выяснения законов их создания.

Быстрое развитие советской науки об осадочных породах показывает, что эти условия успешно используются.

## Цели и задачи петрографии осадочных пород

Изучение осадочных пород необходимо для решения как теоретических, так и практических задач.

1. Только изучение пород дает возможность правильно их определять, называть и точно описывать. Даже выполняя два первых требования, геологи и теперь еще зачастую не выполняют третье. В результате геологические работы заполнены названиями пород, не дающими представления об их составе и свойствах, и тем самым непригодными ни для стратиграфических сопоставлений, ни для выяснения условий их образования, ни для промышленной оценки. Не всегда еще и сейчас выполняются два первые требования, и геологи нередко называют доломиты известняками или иногда описывают их даже как песчаники. Такое небрежное отношение к якобы слишком «простым» осадочным породам в свое время дорого обошлось нашей стране. Разыскивая слои бедных желваковых фосфоритов, не замечали мощных пластовых их залежей, принимая их за песчаники, яшмы и другие породы. Аллюминиевую руду — бокситы, не посмотрев в микроскоп, принимали за песчаники, граувакки, яшмы или за бедные железные руды.

2. Изучение осадочных пород позволяет уточнить, а иногда и установить стратиграфию осадочных толщ.

По одной фауне, без учета осадочных пород, точные стратиграфические сопоставления теперь вообще невозможны.

При изучении толщ, лишенных фауны, стратиграфические сопоставления могут делаться только методами петрографии осадочных пород, которые иногда дают результаты не худшие, чем дало бы сопоставление по фауне. Примеры этого можно найти ниже в главах о минералах, об органогенных обломках, о текстурах, о песчаных и иных породах.

Очень большое значение получил метод «минералогического анализа» или сопоставления горизонтов по редким или руководящим минералам. Этот метод широко применяется там, где бурят глубокие скважины, особенно при нефтяных разведках. Успешное применение его в промышленности немало способствовало развитию петрографии осадочных пород.

3. Физико-географическая среда прошлых времен (палеогеография) может быть выяснена только путем изучения осадочных пород с учетом всех геологических и палеонтологических данных. Знание ее для определенного района и времени является обязательным условием современных научно поставленных поисковых работ, так как образование осадочных пород и полезных ископаемых всегда было связано с определенной средой. Бесполезно искать соль там, где были болота при влажном климате, или искать угли там, где, по нашим данным, простиралось глубокое море или раскаленная пустыня.

4. Лишь внимательное петрографическое изучение месторождения осадочного полезного ископаемого, его минералов, строения, взаимоотношений с окружающими породами, их составом и особенностями может дать сведения о его качестве, благонадежности, условиях образования и т. д., т. е. сведения, необходимые для его разработки и при поисках того же ископаемого в других районах. Без такого изучения нельзя обосновать и важные инженерно-геологические заключения.

## Содержание курса

Объем науки об осадочных породах очень широк, но в учебных программах он много уже. Здесь может быть рассмотрено поэтому далеко не все, что полезно было бы знать геологу.

Учебник состоит из трех частей.

Первая — вводная часть содержит две главы. В первой дается общее представление об осадочных породах, их взаимоотношениях с магматическими, источниках их материала и этапах образования. Вторая глава знакомит с современными осадками и условиями их образования, как основой для понимания пород — измененных осадках других эпох.

Вторая часть также состоит из двух глав. Первая глава знакомит с составными частями осадочных пород — минералами и обломками раковин и способами их определения. Вторая глава содержит сведения о строении осадочных пород: их структурах (величина и форма зерен), текстурах (расположение составных частей) и макротекстурах (крупные черты строения) и о других их особенностях.

Третья часть содержит общую классификацию осадочных пород, описание их основных типов, сведения о методах их изучения, о их распространении, использовании как полезных ископаемых.

Из методов изучения в учебнике подробно рассматриваются лишь два — изучение в шлифах под микроскопом и макроскопическое. Последний способ, которым иногда начинают пренебрегать, не менее важен, чем изучение в шлифах, так как макроскопически можно видеть много важнейших особенностей пород, о которых не дает никакого представления маленькое зерно, изучаемое в шлифе (например цвет, твердость, крупные черты строения и т. п.). Чтобы пояснить сказанное, достаточно напомнить, что изучение в шлифе обломочка стакана не даст никакого представления о том, что такое стакан, и не позволит отличить стакан от оконного стекла.

Этот учебник следует рассматривать лишь как первый том краткого руководства по изучению осадочных пород. За ним должен был бы следовать второй том с изложением специальных современных лабораторных методов их изучения, более многочисленных и сложных, чем методы, применяемые при изучении магматических пород.

Полное изучение осадочных пород невозможно без применения этих методов. Везде, где приходится производить серьезное их изучение, создаются специальные лаборатории осадочной петрографии. Это объясняется, во-первых, сложностью изучения многих осадочных пород и, во-вторых, тем, что их изучение позволяет выяснять не только состав и условия образования, но также решать вопросы стратиграфии и палеогеографии, требующие применения особых методов.

При обилии отдельных статей и руководств единого сводного пособия с описанием этих методов нет. Краткое рассмотрение их здесь не имеет смысла — оно было бы недостаточным для практического использования в работе. Но в дальнейшем эти методы будут упоминаться и перечислить их необходимо.

Для определения условий образования, практических свойств и иногда стратиграфических сопоставлений обломочных пород и глин применяется метод разделения их на отдельные части (фракции) по величине (механический или гранулометрический анализ). Эта работа выполняется для более грубых зерен просеиванием через сита, для более мелких — отмучиванием (оседанием) в воде, для мельчайших, измеряемых микронами, — обычно особыми центрифугами.

Широко применяется для определения отдельных мелких зернышек, часто неопределимых в шлифах, иммерсионный метод, заключающийся в точном определении показателей преломления путем погру-

жения зернышек в специальные жидкости с разными показателями преломления. Еще шире он применяется при изучении осадочных пород, как основной прием минералогического анализа. Минералогический анализ обычно имеет целью не определение породы и ее состава, как иногда ошибочно думают, тем более, что чаще всего он используется для определения лишь ничтожных примесей к породе (доли %). Но он имеет очень большое значение и широко используется для решения вопросов стратиграфии — путем сопоставления разрезов по извлекаемым из их пород отдельным редким минералам, и вопросов палеогеографии, исходя из того, что те же характерные минералы дают указания, откуда шел принос обломочного материала в область отложения осадка.

В последнее время все большее значение приобретают пять новых методов, используемых прежде всего для изучения глин, представления о сущности и составе которых до применения этих методов были очень неясны.

Термический анализ основывается на том, что при нагревании выделение воды и существенные изменения структуры происходят у разных минералов при разных температурах и сопровождаются реакциями поглощения или выделения тепла. При нагревании минералов в особом приборе температура этих реакций регистрируется записывающим аппаратом в виде кривых, характерных и различных для разных минералов.

Рентгенографический метод заключается в том, что в результате облучения порошка кристаллического минерала или породы в полученном спектре наблюдаются определенные линии, характерные для данного минерала и не наблюдаемые у аморфных тел.

Электронный микроскоп начинает получать очень широкое применение, так как он дает увеличения в 25 000 и даже 100 000 раз, тогда как в поляризационном микроскопе увеличения обычно не превосходят 800 раз. Значение таких увеличений видно из того, что породы, считавшиеся ранее аморфными вследствие своей кажущейся изотропности, оказались образованными из зерен, обладающих ясно выраженной кристаллической формой, которая иногда настолько характерна, что позволяет отличать одни глинистые минералы от других и различать их в смешанных глинах (см. рис. 53—56).

В самое последнее время достигнуты большие успехи в применении метода окрашивания глин определенными красителями, причем разные глинистые минералы окрашиваются в разные цвета, что позволяет в известной степени различать их даже в смесях.

Другой, уже давно известный метод различения минералов с помощью их окрашивания, основывается на воздействии на минерал реактива, вступающего в реакцию с минералом и оставляющего на его поверхности цветную пленочку. Эти методы носят название хроматического анализа и применяются для различения карбонатных минералов (кальцита, доломита и т. д.).

Еще мало применяется электрографический анализ, основанный на изучении интерференционных явлений при рассеянии электронов от кристаллических решеток изучаемого вещества. Однако он быстро развивается и скоро будет играть важнейшую роль при изучении таких «трудных» минералов как глины, так как (по Звягину) он, видимо, дает «возможность непосредственно определять элементарные ячейки решеток».

Химический анализ и его разновидность — анализ микрохимический известны давно и широко применяются при изучении всех осадочных пород. Микрохимический анализ отличается от обычного тем, что он применим для изучения маленьких зернышек путем получе-

ния под микроскопом характерной реакции, указывающей на присутствие в зерне определенного элемента.

В последнее время с накоплением большого количества аналитических данных все большее значение начинают получать почти не использовавшиеся у нас ранее методы анализов математически-статистического и связанного с ними графического. Ранее, когда изучение осадочных пород лишь начиналось, петрографу было не трудно получать очень ориентировочные средние величины из трех-четырёх анализов, которые могли оказаться в его распоряжении. Теперь же, когда анализы исчисляются сотнями, а результаты обобщения должны быть достаточно точными, обобщения уже нельзя производить старыми примитивными способами, не используя научных методов, разработанных математикой и статистикой.

Давно известны, но все еще недостаточно используются теперь значительно усовершенствованные методы макроскопических наблюдений, в том числе наблюдений макротекстурных особенностей пород — слоистости, ее размеров, типов, границ между слоями, плоскостей разделения, условий залегания знаков на поверхности слоев, конкреций, их формы, состава и расположения, аутигенных брекчий, следов размыва или осушения, галек, раковин, их частоты и расположения в разрезе и на поверхности слоев, следов растений, ползающих и роющих животных и пр., которые часто дают гораздо больше для познания породы и условий ее образования, чем самые изощренные лабораторные исследования.

Литература по осадочным породам на русском языке в настоящее время очень велика и исчисляется тысячами статей и работ, в том числе очень крупных. Немногие из них, прежде всего работы типа руководств и сводные, особенно новые, полные и доступные, а также и некоторые устаревшие, но сыгравшие в свое время значительную роль в развитии науки об осадочных породах, приводятся в конце книги.

В качестве общих пособий следует указать «Литологию» Рухина [11], богато иллюстрированную и содержащую обильный фактический материал, «Петрографию осадочных пород» Пустовалова [10], интересно написанную и содержащую много обобщений, но несколько устаревшую. Из работ, дополняющих сведения, излагаемые в курсе, надо отметить коллективные методические руководства как «Спутники полевого геолога-нефтяника» [12], «Методическое руководство по геологической съемке» ВСЕГЕИ [8], монографию Чухрова [15], «Коллоиды земной коры», статьи Геккера по палеоэкологии [81, 82], «Атлас органических остатков» Маслова [7], «Учение о фациях» Наливкина [9], «Образование осадков в современных бассейнах» Страхова [38], «Минералы коры выветривания» Гинзбурга [68] и др. Сведения об общих вопросах осадочного породообразования можно найти в «Докладах» на Совещании по осадочным породам 1952 г.; в его «Постановлениях», а также в многочисленных статьях, печатавшихся в Известиях Академии наук, серия геологическая, и в геологической серии бюллетеней Московского общества испытателей природы<sup>1</sup>.

Из иностранных работ здесь приводятся лишь немногие — новые учебники и сводки, из числа которых наибольшего внимания заслуживают фундаментальные описания пород Кайе и сводка Твенхофела с соавторами, а из новых учебников книги Петтиджона, Крумбейна и Слосса, Кароци, дающие представление о развитии науки об осадочных породах и ее преподавании за рубежом.

<sup>1</sup>) См. сноску на стр. 341

# ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

---

### ГЛАВА I

## ВОЗНИКНОВЕНИЕ МАТЕРИАЛА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ЕГО ПРЕВРАЩЕНИЕ В ПОРОДЫ

### СРАВНЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД С МАГМАТИЧЕСКИМИ

Каждому геологу известно, что такое осадочные породы. Однако дать точное определение осадочной породы нелегко. Не удивительно поэтому, что их определяли даже и чисто отрицательно, как «породы не магматические и не метаморфические». Не довольствуясь таким определением, можно считать осадочными породы, возникшие в условиях поверхностной температуры и давления в основном из перемещенных или не перемещенных продуктов разрушения любых пород, выпавших в осадок без участия или при посредстве организмов, а в небольшой части также образованные за счет атмосферы из продуктов жизнедеятельности растений и иногда с примесью материала, поступающего непосредственно из глубин при извержениях и в выносах глубинных вод.

Это определение охватывает все типы и разновидности осадочных пород и исключает породы не осадочного происхождения. Из него видно, что основным источником, дающим материал для образования осадочных пород, являются ранее существовавшие породы и, следовательно, в конечном счете породы магматические. На ранних этапах истории Земли они были почти единственным их исходным материалом, но с ростом покрова осадочных пород последние все в большей и большей степени сами становились поставщиками нового осадочного материала. Как видно из определения, осадочные породы, кроме продуктов разрушения ранее существовавших пород, могут частично и в гораздо меньших размерах создаваться из материалов иного происхождения, или включать в себя:

1. Метеориты и метеорную пыль, поступающие на Землю из межпланетных пространств ежегодно в количестве нескольких сот, а может быть и тысяч тонн<sup>1</sup>.

2. Материал, поступающий из глубин Земли. Главнейшую его часть составляет вулканический пепел, который выбрасывается при извержениях, но, не проходя стадии магматической породы и выпадая из воздуха или воды, присоединяется к составу осадочных пород. Количество его при крупных извержениях достигает нескольких десятков кубических километров. Сюда надо прибавить ювенильные воды и другие продукты магматических процессов, которые, перерабатываясь факторами, действующими в зоне осадкообразования, присоединяют свой материал

<sup>1</sup> Как эти цифры, так и приводимые ниже, основанные на условных вычислениях разных авторов, имеют лишь ориентировочное значение, но все же дают некоторое представление о порядке соответствующих величин.

к составу осадочных пород. Таким образом создаются породы, обогащенные кремнеземом, марганцем, железом, быть может алюминием и другими элементами, представляющие группу эффузивно-осадочных пород. Отличия пород этого происхождения от пород, образовавшихся за счет разрушения ранее существовавших, конечно, более существенны, чем различия между перемещенными и не перемещенными продуктами выветривания.

3. Вещества, еще более отличающиеся от других по происхождению и по составу и образующиеся растениями за счет атмосферы с помощью солнечной энергии. Они составляют совершенно особую небольшую, но важную группу осадочных пород — угли, битумы, нефть.

Что магматические породы являются основным источником вещества, слагающего осадочные породы, видно из сравнения среднего химического состава осадочных и магматических пород.

	Магматические породы		Осадочные породы	
	а — по анализам Геологического комитета США (из Твенхофела)	б — по Кларку	в — по Кларку	г — по Лейсу и Миду
SiO <sub>2</sub>	61,69	59,14	58,53	62,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,47	15,34	13,07	14,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,71	3,08	3,37	3,73
FeO	3,54	3,80	2,00	2,24
MgO	3,87	3,49	2,51	2,85
CaO	4,98	5,08	5,44	6,33
Na <sub>2</sub> O	3,48	3,84	1,10	1,22
K <sub>2</sub> O	3,14	3,13	2,81	3,05
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,05	0,57	0,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,299	0,15	0,15
ZrO <sub>2</sub>	—	0,039	—	—
Cl	—	0,048	Следы	—
F	—	0,030	—	—
S	—	0,052	0,54	0,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,055	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,026	—	—
MnO	—	0,124	Следы	—
NiO	—	0,025	—	—
BaO	—	0,055	0,05	—
SrO	—	0,022	—	—
Li <sub>2</sub> O	—	0,008	Следы	—
Cu	—	0,010	—	—
Zn	—	0,004	—	—
Pb	—	0,002	—	—
H <sub>2</sub> O	—	1,150	4,28	3,47
CO <sub>2</sub>	—	0,101	4,94	5,78
C	—	—	0,65	0,72
100,0	—	100,0	100,0	107,34 (P)

При сопоставлении обоих рядов бросается в глаза почти полное тождество приводимых цифр, но вместе с тем видно и несколько существенных расхождений, из которых важно отметить следующие.

Общее количество железа в осадочных и магматических породах в основном одинаково, но в магматических преобладает железо закисное, в осадочных — окисное. Это не случайно. При выветривании магматические породы подвергались сильному воздействию свободного кислорода, которого не было в области их образования, и их закисные соединения окислялись.

В то время как количество K<sub>2</sub>O примерно одинаково в магматических и осадочных породах, количество Na<sub>2</sub>O почти в три раза меньше

в осадочных породах. Это не покажется удивительным, если вспомнить, какие огромные количества Na находятся в океанической воде, где легко растворимый NaCl, по крайней мере часть его, накопился за счет Na, освободившегося при выветривании магматических пород. Калий также легко растворим, но он поглощается осадочными коллоидами и входит в состав осадочных минералов (гидрослюды, глауконит) и, таким образом, в большей своей части снова переходит из раствора в породы.

H<sub>2</sub>O и особенно CO<sub>2</sub> в магматических породах очень мало, в осадочных их количества значительны. Это тоже указывает на характер процессов, превращающих магматические минералы в осадочные в среде, изобилующей водой, свободной углекислотой и свободным кислородом<sup>1</sup>.

Из сказанного видно, что в процессе выветривания магматических пород, т. е. их превращения в осадочные, при небольшой убыли вещества (Na) должен получаться заметный его прирост за счет прибавления O, CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O. Подсчеты показывают, что на 100 частей гранита в результате его выветривания получается 107,4 части (по весу) продуктов разложения. Объемное увеличение еще больше, так как продукты разложения имеют меньший удельный вес, чем материнская порода.

Совершенно иную картину мы получим, если сравним не химический, а минеральный состав магматических и осадочных пород, — он окажется резко различным<sup>2</sup>.

	Средняя магматическая порода, %	Средняя осадочная порода, %
1) Оливин . . . . .	2,65	—
Биотит . . . . .	3,86	—
Роговая обманка . . . . .	1,60	—
Авгит . . . . .	12,90	—
Анортит . . . . .	9,80	—
2) Магнетит . . . . .	3,15	0,07
Титанит и ильменит . . . . .	1,45	0,02
Альбит . . . . .	25,60	4,55
Ортоклаз . . . . .	14,85	11,02
3) Кварц . . . . .	20,40	34,80
Мусковит, серицит и гидрослюды . . . . .	3,85	15,11
4) Другие глинистые минералы . . . . .	—	14,51
Железистые осадочные минералы . . . . .	—	4,00
Доломит, частью сидерит . . . . .	—	9,07
Кальцит . . . . .	—	4,25
Гипс и ангидрид . . . . .	—	0,97
Фосфатные минералы . . . . .	—	0,35
Органическое вещество . . . . .	—	0,73
	100,11	99,45

Из приведенных очень схематичных цифр видно, что осадочные породообразующие минералы распадаются на четыре группы:

1. Минералы, которые в заметных количествах встречаются только в магматических породах, — это минералы сложного состава, образо-

<sup>1</sup> CO<sub>2</sub> наряду с H<sub>2</sub>O и Na к концу стадии охлаждения Земли должны были составлять основную массу атмосферы. К такому же выводу надо прийти, исходя из гипотезы метеоритного происхождения Земли, так как в метеоритах наиболее обильными газами являются CO<sub>2</sub>, CO, H<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>. Основная масса кислорода воздуха в том и другом случае образовалась позже в результате жизнедеятельности растений за счет разложения CO<sub>2</sub>, содержание которого, таким образом, сильно уменьшилось, тем более, что огромные его массы в течение геологической истории Земли отложились в виде углей и еще большие в виде известняков и доломитов.

<sup>2</sup> Минералы, встречающиеся в ничтожных количествах, в таблице не учтены. Цифровые данные, конечно, лишь ориентировочные, даются по Твенхофелю.

вавшиеся в наиболее глубоких зонах земной коры, и потому наиболее неустойчивые в условиях земной поверхности.

2. Минералы переходные, встречающиеся как в магматических, так и в осадочных породах, но резко преобладающие в первых. Это магматические минералы, кристаллизовавшиеся, вероятно, на меньших глубинах из более холодных расплавов и потому более устойчивые в поверхностных условиях. Обычно разрушаясь в зоне выветривания, они в отдельных случаях могут и образовываться в ней в виде микроскопических кристалликов.

3. Минералы переходные, образующиеся частично и из расплавов, но резко преобладающие в поверхностной среде, где они не только сохраняются, но и создаются в большом количестве.

4. Минералы, представляющие чисто осадочные новообразования, отсутствующие в магматических породах. Эти минералы отличаются в значительной части простотой состава, являясь простыми солями, окислами, и гидратами окислов. Как и сами осадочные породы, главную массу которых они слагают, они образовались в результате разложения, окисления и гидратации магматических пород. Это своего рода «плесень или «ржавчина», покрывшая тонкой пленкой кору магматических пород.

И, однако, именно эта «ржавчина земли» является продуктом гораздо более ценным, чем материнские магматические породы, потому что ее минералы, в отличие от магматических минералов, являющихся сложной смесью элементов, представляют собой в большей части простые химические соединения, а в ее породах вместо сложной смеси нескольких минералов господствуют скопления одного простого вещества, слагающего целые пласты и горы. При сравнении магматических и осадочных пород получается впечатление, словно в процессе выветривания горы гранитов, базальтов и других магматических пород поступают на переработку в огромную лабораторию природы, где они разделяются на составные части и превращаются в новые чистые химические продукты составляющие основу нашей промышленности и частной жизни.

Кальций, рассеянный во многих магматических минералах, извлекается из них и дает нужные нам простые вещества: известняк, мел и гипс.

Железо, фосфор, марганец, алюминий и другие элементы, редко рассеянные в магматических минералах, извлекаются и выделяются отдельно в виде мощных залежей руд фосфоритовых, марганцевых, железных и алюминиевых, как это происходит и на заводе, где из смешанного сырья, подвергшегося очистке и разложению, извлекаются, концентрируются и подаются отдельно наиболее ценные компоненты.

Какие силы производят эту работу? На первой стадии процесса направляющими являются силы выветривания, которые действуют, как и в заводском процессе, двумя путями: механическим раздроблением и химическим разложением. Они действуют совместно, но обычно преобладает либо первое, либо второе. Ход процесса в зависимости от этого называется различным. Разными являются и его продукты.

Продукты первой обработки широко распространены у нас в Средней Азии, где благодаря сухому климату подножия гранитных скал, склоны и дороги усеяны обломочками гранита с блестящими на солнце, как стекло, плоскостями спайности невыветрелых полевых шпатов. Каждый обломочек в шлифе — магматическая порода, неизменный гранит; в сыпи скопление тех же обломков — осадочная порода — дресва или песок.

Яркие примеры продуктов обработки второго типа можно видеть в Батуми — наиболее влажном и теплом участке Советского Союза. Здесь холмы, сложенные вулканическими брекчиями, покрыты толстой корой пестрой, красной и желтой глины, испещренной на срезах ее в выемках дорог большими и малыми угловатыми пятнами зеленого, жел-

того, синеватого, розового и других цветов (фото 1) <sup>1</sup>, внутри которых, в свою очередь, заметны маленькие пятнышки. Сравнивая размягченную и разрушенную поверхность брекчий с этой мозаичной глиной, легко увидеть, что большие пятна представляют собой следы глыб магматических пород брекчии; маленькие пятнышки — следы славших их кристаллов магматических минералов. Но в шлифе эти минералы не наблюдаются, а видны лишь выделения чешуек и волокон глинистых минералов, чередующихся с потеками гидроокислов железа. По внешнему виду здесь, как будто, все осталось на месте, в действительности же прежние минералы пород полностью разложились.

## ВЫВЕТРИВАНИЕ

### Физическое раздробление

Главными факторами, которые производят механическое (физическое) раздробление пород, являются температура, силы кристаллизации, организмы, тектонические и другие механические воздействия.

Вследствие дневного нагревания, особенно при сильной инсоляции, отдельные минеральные зерна расширяются, притом неравномерно: большие и темные зерна больше, чем маленькие и светлые. По разным направлениям минералы расширяются неодинаково. За нагреванием днем следует охлаждение ночью. Каждые сутки повторяется этот процесс, и связь между зернами ослабляется. Так как поверхностные части пород нагреваются сильнее, чем лежащие глубже, то нарушается связь не только между отдельными зернами, но и между отдельными частями породы, которая начинает шелушиться, растрескиваться.

В образовавшиеся трещины проникает вода. Охлаждаясь до замерзания в холодные дни или по ночам, она увеличивается в объеме (примерно на 9%) и расширяет трещины.

Кристаллы любых минералов, выделяясь в трещинах, также расширяют их вследствие своего роста. В трещины проникают корни растений. Помимо химического воздействия, они, как клинья, раздвигают стенки трещины. Отмершие корни, набухая после дождей, действуют таким же образом.

Тектоническое сдавливание, просадки пород вследствие выщелачивания или выноса материала нижележащих толщ, оползни, обвалы и просто давление поверхностной нагрузки создают новые и увеличивают старые трещины.

Разрыхленная таким образом порода подвергается воздействию капель дождя и особенно ударам текучей воды и морского прибоя, действие которых во много раз усиливается, когда они сопровождаются передвижением песка и камней. Такую же роль играют удары ветра, несущего пыль и песок, и движения ледников. Действие этих факторов проявляется всего сильнее там, где порода не защищена от них растительным покровом, т. е. в пустынных областях с теплым, но сухим климатом и в высоких широтах. Глубина механического воздействия обычно невелика, но может достигать и нескольких десятков метров.

### Химическое разложение

Химическое разложение проявляется наиболее энергично в областях с жарким и влажным климатом и с обильной растительностью. Оно обусловлено прежде всего противоречием между условиями, в которых формировались магматические минералы (так же как и некоторые осадоч-

<sup>1</sup> Таблицы фото см. в конце книги.

ные) и условиями, господствующими на поверхности Земли в зоне, изобилующей водой, свободным кислородом и углекислым газом.

Минералы с закисными соединениями неустойчивы в зоне, где свободный кислород изобилует и в воздухе и в воде, проникающей по порам в породы. Глубина, до которой спускается кислород, не всюду одинакова. В одних местах, например в торфяниках, она почти совпадает с поверхностью Земли, в других может опускаться до 1 км и более, а в общем соответствует уровню грунтовых вод. Хотя окислительные и восстановительные процессы, как известно, необязательно связаны с кислородом, но практически в природных условиях осадочного минералообразования, где их роль чрезвычайно велика, они в основном определяются присутствием кислорода.<sup>1</sup> Окисление ведет к распаду минералов и меняет свойства входящих в них элементов. Так, железо, переходя из двухвалентного в трехвалентное окисное, становится менее растворимым и выпадает в осадок. Окисление часто наглядно проявляется изменением окраски породы. Закисные соединения железа почти бесцветные или в рассеянном состоянии темные, окисляясь, даже если они находятся в породе в ничтожном количестве, окрашивают ее в ярко-желтые, бурые и красные цвета. Органическое вещество, окрашивающее породу в черный цвет, в окислительной среде разлагается, и порода становится светло-серой.

Роль воды в процессах химического выветривания ясна: без нее невозможны химические реакции; кроме того, вода всегда слабо диссоциирована на ионы H и OH'. Чем выше температура, тем сильнее диссоциация и, следовательно, активная роль воды. Так, если принять концентрацию водородных ионов в воде при 0° за 1, то при 25° она будет выражаться цифрой 3, а при 40°—5,3. Можно рассчитать, что при арктическом климате со средней температурой 10° и четырьмя месяцами без морозов выветривание должно быть в 20 раз слабее, чем на тропиках со средней температурой 30° и двенадцатью безморозными месяцами. Помимо слабого гидролиза силикатов, вода гидратирует продукты их разложения, присоединяясь к ним в виде воды конституционной, кристаллизационной, растворенной или коллоидной, и принимает, таким образом, участие в создании новых осадочных минералов.

Разлагающее действие воды во много раз увеличивается, когда, как это всегда и бывает, она содержит в растворе кислоты. Среди последних главное место принадлежит углекислоте, которая на поверхности Земли и в водах имеется в большом количестве<sup>2</sup>. Насколько велика ее роль, видно из того, что в воде, насыщенной CO<sub>2</sub>, концентрация водородных ионов повышается в 300 раз по сравнению с водой, лишенной CO<sub>2</sub>. Конечно, не вся углекислота, которую показывают в природных водах анализы, является активной. Значительная ее часть связана в виде малорастворимых карбонатов CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub> и др. Другая часть также связана, но уже в виде растворенных бикарбонатов Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> и др. и лишь третья часть является свободной или «агрессивной» и играет главную

<sup>1</sup> Окислительная способность среды («окислительно-восстановительный потенциал») теперь обычно обозначают знаком Eh (в милливольтгах от +500 до —300). Чем меньше Eh, тем более интенсивно вещество восстанавливает другие соединения и тем легче оно может окисляться. На величину Eh оказывает некоторое влияние щелочность или кислотность среды. При увеличении щелочности окислительная способность увеличивается и окисление вещества происходит при меньшей величине Eh. Степень щелочности или кислотности среды, которая является одним из основных факторов осадочного породообразования, обозначают знаком pH, представляющим логарифмическое выражение степени концентрации водородных ионов. Величина pH = 7 соответствует нейтральной среде. Более высокое ее значение указывает на щелочность, более низкое — на кислотность среды.

<sup>2</sup> H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> является кислотой гораздо более сильной, чем обычно принято думать. Ее кажущаяся слабость объясняется тем, что только 1% CO<sub>2</sub>, растворенного в воде, находится в ней в виде углекислоты, а диссоциацию рассчитывают на сумму CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>.

роль в растворении и разложении минералов. Вода, богатая свободной углекислотой, гораздо энергичнее, чем чистая, ведет разрушение карбонатов и первичных алюмосиликатов, расчлняя их на составные части.

Известную роль в процессах разложения играет серная кислота, значение которой как сильной кислоты, ограничивается тем, что она присутствует обычно в небольших количествах, появляясь как продукт разложения тел организмов, жизнедеятельности бактерий, окисления серы и особенно окисления  $FeS_2$ , обычно присутствующего в породах, хотя бы в небольшом количестве. Серная кислота способствует выносу в растворах железа и алюминия в виде сульфатов. Из других неорганических кислот можно упомянуть еще соляную и азотную; последняя образуется при грозовых разрядах и разложении органических тел. Однако значение этих кислот вследствие их незначительного содержания ничтожно.

Огромную роль при химическом выветривании играют организмы. Различные виды бактерий в результате своей жизнедеятельности образуют серную и азотную кислоты. Так как число бактерий может достигать 2 миллионов на 1 г породы, то значения их нельзя недоучитывать. Растения при жизни принимают участие в химическом разрушении пород, разбедая их кислотой, выделяемой корнями и усваивая часть их вещества.

Как растения, так и животные при жизни и особенно после смерти в результате разложения их тел образуют ряд органических кислот. Роль этих «гумусовых» кислот двойкая. Во-первых, они, как и другие кислоты, способствуют разложению силикатов, во-вторых — и это особенно важно, — они являются «защитными коллоидами», в присутствии которых коллоиды трудно растворимых соединений предохраняются от выпадения и уносятся реками далеко от места выветривания. Согласно новым представлениям, их роль несколько иная: разлагая силикаты и вытесняя из них катионы, они образуют недолговечные мало изученные соединения — гуматы алюминия и железа, которые обладают значительной растворимостью. Благодаря гумусовым кислотам, которых в естественных водах много, могут передвигаться трудно растворимые элементы — алюминий и трехвалентное железо. Гумусовые кислоты играют известную роль в выносе продуктов разложения также благодаря своей восстановительной способности.

В результате действия перечисленных факторов сложные молекулы выветриваемых магматических силикатов постепенно перестраиваются, а затем и полностью разрушаются, а их составные части переходят в раствор, из которого часто тут же снова выпадают, образуя новые минералы.

Освободившиеся (выщелоченные) K и Na уносятся в истинных растворах далеко в моря, за исключением той части калия, которая перехватывается и поглощается остающимися на месте рыхлыми продуктами разрушения. Ca и Mg также переходят в истинные растворы в виде бикарбонатов и в большей части уносятся так же далеко, как и щелочи, лишь частично поглощаясь (Mg) продуктами разложения. При небольшом количестве свободной углекислоты часть их может выпасть сравнительно близко в виде мало растворимых простых карбонатов. Повышение температуры также способствует переводу бикарбонатов в карбонаты.

Гораздо менее подвижны остальные главные компоненты глубинных минералов: Si, Mn, Fe, Al. Кремний при распаде первичного минерала частью выпадает уже на месте разрушения в виде геля водного кремнезема или в соединении с алюминием в виде глинистых минералов. Как теперь считают, обычно значительная его часть уносится в ионных растворах. Затем он, видимо, часто может переходить и в коллоидальное

состояние с отрицательно заряженными частицами. Унесенный как в том, так и в другом виде кремний легко выпадает в осадок.

Более сложно поведение железа, которое существует как в трехвалентной разности, почти не растворимой в природных водах, так и в двухвалентной, более растворимой в виде бикарбоната и закисного гумата. Наиболее подвижно железо в соединении с серной кислотой. Окисное железо перемещается преимущественно лишь в виде золя при наличии защитного коллоида. Значительная часть железа остается таким образом близ места разложения материнской породы.

Марганец по своим свойствам очень близок к железу, но более растворим в природных условиях. Часть его остается на месте выветривания.

Наиболее трудно растворим алюминий. С большим трудом отделяется он от кремния в процессе выветривания. В ионном растворе он переносится только в соединениях с серной кислотой и в виде гуматов. С места выветривания алюминий выносятся лишь в незначительном количестве — в виде золей. При обычном выветривании большая его часть остается не отделенной от кремния, переходя вместе с ним из разрушающихся магматических алюмосиликатов в создающиеся путем перестройки их решетки глинистые минералы. По-видимому, и там, где разрушение алюмосиликатов доходит до конца, освобожденный алюминий в большей своей части тут же вступает в соединение с кремнием, образуя с ним глинистые минералы. Эти минералы, вследствие особенностей строения их решетки, обладают в высокой степени способностью поглощения и обмена основаниями. Они присоединяют к себе освобождающиеся в процессе выветривания К, Mg, Fe, включая их в состав своей решетки.

Зона выветривания является таким образом и зоной образования новых минералов, слагающих «элювиальную толщу» или «кору выветривания», остающуюся в основном на месте разрушения исходного материада. Главную массу их составляют глинистые минералы, к которым обычно примешиваются окрашивающие их в бурые цвета окислы железа, незначительные выделения окиси марганца, водной окиси кремнезема и др., а также сохранившиеся иногда остатки наиболее устойчивых минералов материнской породы как кварц, серицит и другие более редкие минералы.

Образовавшийся таким образом разнородный, но в основном тонкодисперсный коллоидальный богатый водой материал представляет собой вначале скопление зачаточных, еще не оформившихся и неустойчивых новых осадочных минералов, быстро переходящих в другие формы, почему они и получили название м у т а б и л и т о в, т. е. легкоизменчивых (Ферсман). Эти образования еще недавно не признавались за самостоятельные минералы, а рассматривались как случайные скопления гелей. Постепенно изменяясь, дегидратируясь, они переходят в более устойчивые минеральные виды с более определенными свойствами — м е т а с т а б и л и т ы. Однако и эти минералы сравнительно редко встречаются в горных породах; они претерпевают дальнейшую эволюцию (дегидратация, кристаллизация), в результате которой превращаются в обычные устойчивые (конечно, относительно) широко распространенные минералы — с т а б и л и т ы.

Превращение одного минерала в другой происходит нередко постепенно и даже в несколько стадий, когда одни минеральные виды сменяются близкими к ним, но уже другими видами. Такие изменения особенно хорошо прослеживаются для глинистых и железистых минералов.

Как видно из сказанного выше, процессы, ход и результаты химического разложения определяются: 1) свойствами элементов, слагающих выветривающуюся породу; 2) минеральным составом породы; 3) климатом, т. е. температурой и влажностью, которые обуславливают наличие или отсутствие обильного растительного покрова и животного мира, а также величину Eh и pH.

В качестве примера, иллюстрирующего значение климата в процессах выветривания, можно привести схематический профиль типов почвообразования (т. е. остаточных продуктов выветривания) умеренного пояса (рис. 1).

На севере Русской платформы растительность очень богата и дает материал для образования обильных гумусовых веществ. Но здесь много и влаги, благодаря которой гумусовые скопления исчезают, превращаясь в гумусовые кислоты, окрашивающие озерные и речные воды в бурые цвета. Таким образом воды приобретают здесь резко кислую реакцию, благоприятствующую выносу карбонатов, окислов железа и алюминия, которые в большей части переходят в раствор. На месте остается преимущественно лишь нерастворимый в кислой среде кремнезем — подзол.

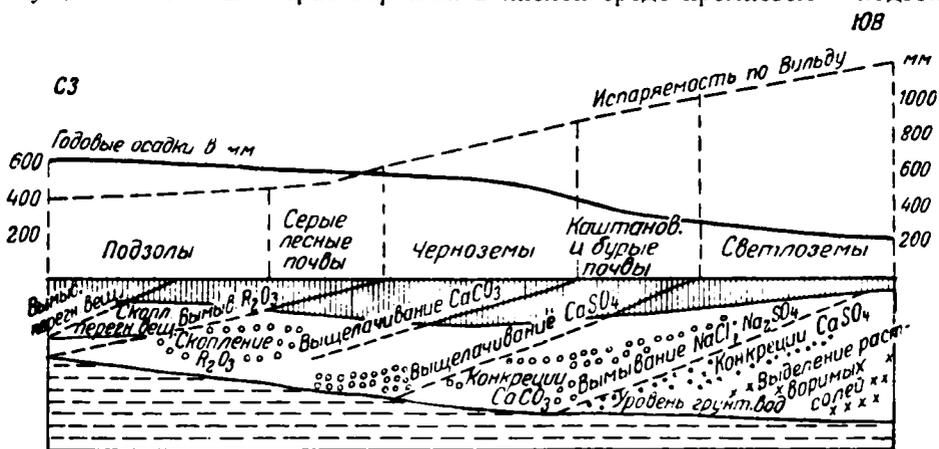


Рис. 1. Схематический профиль типов почвообразования умеренного пояса. По Захарову

Южнее, где влаги значительно меньше, но растительность еще богата, продукты ее разложения остаются в почве, окрашивая ее в черный цвет (чернозем). Гумусовых кислот в воды попадает поэтому мало, кислотность их убывает. Окислы алюминия и железа уже не растворяются, выщелачиваются и выносятся лишь карбонаты (преимущественно  $\text{CaCO}_3$ ).

Еще южнее климат становится все суше, растительность беднее, гумусовых кислот не образуется. Реакция вод становится щелочной. Растворявшиеся на севере карбонаты начинают выпадать, а кремнезем — растворяться.

Еще далее к югу, в полупустынных и пустынных областях, растительность почти отсутствует. Из выпаривающихся вод начинается выпадение легко растворимых сернокислых и галоидных солей.

Характер продуктов выветривания определяется также стадиями этого процесса, первые выделенными Польшовым, различавшим:

- 1) стадию обломочную с преобладанием механического разложения;
- 2) стадию «насыщенную сиаллитную», в течение которой выносятся весь хлор и сера, идет расщепление алюмосиликатов и вынос оснований, причем возникает щелочная реакция и образуются глинистые минералы, которым благоприятствует эта среда (монтмориллонит, гидрослюда);
- 3) стадию «кислую силикатную», в течение которой почти полностью выносятся основания, среда становится кислой, и начинают образовываться другие глинистые минералы (группа каолинита);
- 4) стадию аллитную, характеризующуюся разрушением всех алюмосиликатов и накоплением гидроокислов Fe и Al (гидраргиллит, диаспор, гематит и др.).

Эта последовательность стадий выветривания представляет лишь схему, нуждающуюся в дальнейших уточнениях и изменениях. Во всяком

случае, она не охватывает всех естественных процессов. Воздействие климатических факторов на стадийность процесса ведет к тому, что в каждой данной местности он длительное время задерживается на той стадии, которой они благоприятствуют. Так, в пустынях выветривание задерживается на обломочной стадии, а во влажных областях быстро доходит до последней аллитной стадии. Таким образом, почвы и другие элювиальные образования представляют собой в основном продукты тех стадий выветривания, которые гармонируют с климатическим характером той местности, где они развиты.

Большое влияние на процесс и конечные продукты выветривания оказывает состав пород, подвергающихся разложению. Так, известняки и основные магматические породы будут длительно поддерживать щелочной характер среды и соответствующую стадию выветривания.

Как видно из сказанного, процессы выветривания сложны, и многое в них установлено еще не достаточно точно. Иметь представление о них необходимо, так как они создают материал, слагающий почти все осадочные породы. Однако использовать безоговорочно сведения о современных процессах для истолкования прошлого нельзя. В древние эпохи физические и химические условия на Земле существенно отличались от современных. Достаточно отметить, для примера, что содержание в воздухе и в водах свободной углекислоты, играющей такую большую роль в процессах выветривания, было, вероятно, много больше, чем теперь, а было время, когда не существовало и органического мира.

Знание процессов выветривания важно и потому, что они ведут к обособлению трех основных групп продуктов выветривания, представляющих начальные фазы образования трех основных групп осадочных пород.

1. В результате процессов преимущественно механического разрушения образуется скопление раздробленных, но мало измененных обломков материнских пород и минералов — обломочные породы, составляющие, вероятно, около 30% осадочных пород.

2. В результате распада алюмосиликатов и выноса при процессах преимущественно химического разложения почти всех щелочей и щелочных земель и части Si, Fe и Al на месте выветривания накапливаются водные окислы трех последних, наиболее неподвижных элементов первичных минералов, продукты их взаимодействия и не полностью разрушенные остатки магматических алюмосиликатов. Так образуются глины — наиболее значительная группа осадочных пород, вероятно, около 45%.

3. В результате перехода в растворы химических или коллоидальных продуктов химического разрушения, их уноса далеко от места разрушения и раздельного выпадения из общего раствора, возникают наиболее важные разнообразные химические и биохимические породы, составляющие около 25% осадочных образований<sup>1</sup>.

К этим трем основным группам пород, образующимся за счет разрушения ранее существовавших пород, надо прибавить четвертую небольшую, но важную группу, которая возникает как первичное осадочное образование из нового материала за счет жизнедеятельности организмов и солнечной энергии. Так образуются породы, состоящие из органических веществ: торф, угли, сапропели, битумы, нефти.

<sup>1</sup> Подсчеты процентных соотношений основных типов пород, производимые разными методами, естественно, крайне условны, тем более, что породы обычно в той или иной мере смешаны: песчаники содержат до 50% химических пород в виде цемента; глины и известняки — часто значительную примесь песка и т. д. Кларк, сделавший первую попытку выяснить эти соотношения, явно зависил процентное содержание глин (80%), видимо, причислив к ним алевриты и некоторые, преимущественно химические, породы («сланцы» геологов).

Продукты механического раздробления

Продукты механического выветривания, первоначально представляющие беспорядочную смесь глыб, песчинок и пыли, рано или поздно подвергаются переносу и сортировке. На первых стадиях перенос еще не сопровождается сортировкой и производится действием силы тяжести в виде оползней, осыпей, в горных областях — обвалов и грязевых потоков, стремительно переносящих на километры одновременно глину и глыбы, диаметром в несколько метров, в областях с влажным и холодным климатом — в результате солифлюкции, т. е. медленным перемещением грубого материала по склонам, чему благоприятствует подмерзание. Сюда же можно отнести действие ледников, айсбергов и плавающих льдин рек и берегового прибоя, выносящих в море много грубого материала.

Гораздо большее значение, чем эти явления, мало меняющие характер продуктов выветривания, имеет перенос водой и ветром, перемещающими рыхлый материал на большие расстояния, сортирующими и тем самым меняющими его свойства. По данным Лопатина, текущие воды переносят только в виде твердой взвеси (не считая растворенные вещества) около 13 000 млн. т в год.

Ручьи и реки, размывая продукты выветривания, выносят из них более тонкий материал и частично отлагают его на пути, производя при этом все более и более точный отбор зерен по величине. Отбор происходит благодаря тому, что при данной скорости течения поток может нести лишь зерна не крупнее определенной величины. Более крупные он не захватывает, другие, захватив вначале, оставляет там, где сила его ослабевает, и дальше переносит лишь наиболее мелкие зерна.

В действительности дело оказывается более сложным. Прежде всего, перенос совершается всегда двумя способами и каждый из них дает свою сортировку. Более тонкие частицы переносятся и отбираются при движении во взвешенном состоянии. Более крупные переносятся путем волочения по дну, где они либо скользят, либо катятся, либо совершают прыгающие движения. Один способ переноса, в зависимости от меняющейся скорости течения, может сменяться другим. Кроме общей скорости, переносящая способность реки зависит от разнообразных, быстро меняющихся факторов: а) обилия или скудости переносимого материала (нагрузка), б) изгибов русла, в) глубины, г) ширины реки, д) характера дна.

Эти особенности речного потока превращают его как бы в пачку отдельных потоков или струй, иногда поднимающихся, искривленных, крутящихся или текущих рядом, но обладающих различной скоростью и, следовательно, переносящих частицы разной величины. В результате этого иногда наблюдается парадоксальное явление: над лежащим на дне песком передвигаются более крупные обломочные частицы, движимые более сильной струей.

На скорость движения оказывает влияние и характер передвигаемых обломков. Полагают, что скорость, необходимая для переноса, тем больше, чем больше масса; для зерен одинаковой величины и формы скорость возрастает с увеличением удельного веса: при переносе волочением легче передвигаются хорошо окатанные зерна, при переносе во взвешенном состоянии — зерна уплощенной и особенно пластинчатой формы.

Скорость течения платформенных рек обычно около 0,20—0,50 м/сек, достигая в некоторых реках и при паводках 1—2 м/сек. В первом случае скорость достаточна для переноса глины, алевролита, песка и частью мелкого гравия. Во втором — возможен перенос более

крупного гравия и мелкой гальки. Пленочки нефти, пена и т. д. позволяют переносить во взвешенном состоянии более крупные частицы. У горных рек скорость течения значительно больше (5—10 м/сек), чем у платформенных, и в отдельных случаях позволяет передвигать крупные глыбы.

Результатом передвижения продуктов механического выветривания является сортировка, сообщающая им новые свойства, которые превращают их из обычно бесполезной груды обломков в ценный материал — минеральное сырье. Хорошей сортировке благоприятствует длительность переноса, отсутствие перегрузки, сильное движение воды.

Там, где перенесенный материал оседает в прибрежной части моря, он дополнительно подвергается механической обработке и сортировке прибоем: сильная волна прибоя выбрасывает на берег крупные и тяжелые зерна, а волна, медленно стекающая обратно, уносит лишь мелкие и легкие. Так происходит накопление зерен, отсортированных по величине или по удельному весу.

В результате переноса происходит также измельчение и окатывание зерен. На степень окатанности оказывает влияние твердость материала, его спайность, трещиноватость и величина зерен. Как показывают наблюдения, при обычных скоростях (если не считать очень больших малоподвижных зерен) окатанность убывает с уменьшением размера зерен. Считают, что зерна диаметром меньше 0,05 мм при переносе водой не окатываются.

В процессе переноса обломочный материал испытывает и третье важное изменение. Если перенос длится достаточно долго, материал смешанного минерального состава, первоначально еще почти не подвергавшийся химическому разложению, разлагаясь в процессе переноса, может превратиться в более ценный, чистый кварцевый песок.

В горных областях при переносе обломочного материала образуются еще более ценные полезные ископаемые — россыпные месторождения золота, платины и других минералов магматического происхождения. Благодаря большому удельному весу эти минералы переносятся вместе с грубым материалом, но лишь на небольшие расстояния, так как задерживаются и накапливаются в трещинах подстилающих пород и неровностях дна. Они образуют, таким образом, в основании руслового аллювия, в пойменных долинах и более древних террасах, тянущиеся на километры лентовидные залежи — «струи».

Текущая вода — не единственный переносящий фактор, сортирующий обломочный материал. Огромную роль в этом отношении играет также ветер. Ветер разносит и сортирует тонкий материал, вырывая его из первоначальных скоплений и из отложений, оставленных реками в поймах, на побережьях и в высохших руслах пустынь. Работа ветра дает существенный результат лишь в областях, бедных растительностью — пустынях, полупустынях и странах с арктическим климатом. Количество материала, переносимого ветром, огромно и, по-видимому, не уступает количеству, переносимому на той же площади реками. Условия переноса ветром отличаются от переноса водой. Ветер захватывает гораздо более обширные пространства, не ограничиваемые берегами, и уходящие далеко вверх, причем наверху скорость, а следовательно, и переносящая сила быстро возрастают. Так, скорость ветра на вершине Эйфелевой башни (314 м) в четыре раза больше скорости на вершине находящейся рядом башни высотой 21 м. Скорость ветра отличается исключительно быстрой изменчивостью. Сильные вихревые движения и прекращивания со встречными движениями также создают своеобразные условия при переносе ветром.

Перенос ветром, как и речной водой, совершается двумя способами: во взвешенном состоянии для более тонких глинистых и алевролитовых частей — в виде пыли, делающей в некоторых районах воздух почти не-

прозрачным, и путем перекачивания — для песчаных частиц, обычно перемещаемых в виде дюн. Величина частиц, переносимых ветром, не превосходит, по некоторым данным, 4—5 мм в диаметре, но в отдельных случаях бывает и больше.

По данным Юддена, зерна размером 1—8 мм могут переноситься ветром на несколько метров, 0,05—0,125 мм — на несколько километров, а от 0,015 мм и меньше — кругом земного шара. По Соколову, частицы диаметром 0,25 мм переносятся при силе ветра 4,5—6,7 м/сек; 0,5 мм — 6,7—8,4 м/сек; 1,0 мм — 9,8—11,4 м/сек; 1,5 мм — 11,4—13 м/сек.

О значении ветра в переносе обломочного материала дают представление мощные толщи лёсса (порода, отложенная ветром) и находки среди четвертичных отложений Тамбовской и Воронежской областей прослоев вулканического туфа, сложенного пеплами Эльбруса, отложенными почти в 2000 км от места извержения.

Обычно считают, что ветер производит более совершенное окатывание и сортировку зерен, чем реки. Это объясняют отчасти тем, что при переносе ветром частицы никогда не оказываются так сильно сгруженными, как при переносе водой, а также тем, что зерна, переносимые в воде, окружены пленкой воды, смягчающей удары.

Обломочные зерна, донесенные реками до морей, большей частью отлагаются в устьях рек и прилегающих к ним частях шельфа и континентального склона. Песчаные частицы осаждаются здесь вследствие своего веса и отсутствия достаточно сильного и направленного потока воды, а глинистые — потому, что, перейдя из пресной речной воды в морскую, они оказываются в растворе электролитов, коагулирующих и осаждающих их.

Так как глинистые и другие коллоидные частицы в речном стоке часто преобладают над песчаным материалом, то нередко у берегов, где отсутствуют устойчивые течения, откладываются не песчаные, а в основном глинистые осадки, и лишь на значительном отдалении от них, где проходят течения, уносящие более мелкие частицы, образуются песчаные осадки. Однако, как правило, пески не заносятся за пределы шельфа (200 м глубины) или верхней части континентального склона, а мельчайшие частицы, оставшиеся в ничтожном количестве в растворе после коагуляции, разносятся морскими течениями на любые расстояния и исключительно медленно откладываются на самых удаленных от суши глубинах океанов.

### Остаточные продукты химического разложения. Коры выветривания

Часть продуктов выветривания, которая вследствие слабой растворимости Al, Fe, Si остается на месте, называют элювием, остаточными породами и корой выветривания. Некоторые авторы резко отделяют их от других осадочных пород. Это нельзя считать правильным, тем более, что они, как и другие осадочные образования, всегда подвергаются перемещению, лишь меньшему и преимущественно вертикальному. Количество их незначительно по сравнению с другими породами не столько потому, что их мало образуется, сколько потому, что по своей мелкозернистой структуре, рыхлости и залеганию на открытой поверхности они особенно легко подвергаются размыву и переотложению, сохраняясь лишь при особо благоприятных условиях. Однако практическое значение их велико, так как в результате перемещения вещества в процессе их образования освобождаются и концентрируются рассеянные в материнской породе ценные рудные элементы, образуя залежи никеля, железа и др., пригодные для эксплуатации и заключенные не в твердой кристаллической породе, а в рыхлых толщах. Кроме того, при этих процессах, в результате разложения материнских алюмосиликатов,

образуются новые полезные ископаемые — каолиновые глины, бокситы и др.

Не удивительно поэтому, что в последние годы в нашей стране было уделено большое внимание изучению этих образований и возникла новая отрасль науки об осадочных породах — учение о коре выветривания, для создания которого немало сделали Полюнов, Гинзбург, Сердюченко, Кротов и другие исследователи.

Одной из наиболее давно изученных кор выветривания является описанный западноевропейскими исследователями «латеритный профиль»

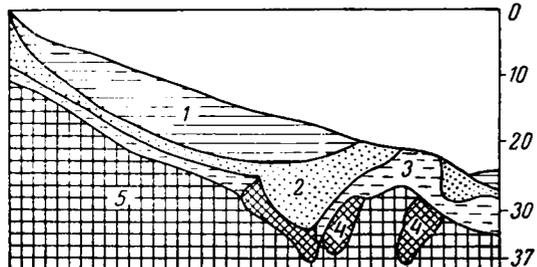


Рис. 2. Древняя кора выветривания на Урале (Бурановское месторождение никеля).  
По И. И. Гинзбургу

1 — мезозойские глины; 2 — охры; 3 — нонтронитизированный серпентинит; 4 — силифицированный серпентинит; 5 — выщелоченный серпентинит

охран (водной окиси железа). Ниже большую роль играют процессы окремнения и карбонатизации.

Мощность древних кор выветривания может достигать до 150—200 м. Следы их известны у нас на докембрийских, девонских, каменноугольных, триасовых и более молодых отложениях. Развиваются они там, где достаточно долгое время климат благоприятствует химическому разложению, а рельеф препятствует выносу его продуктов. Глубокие трещины, пересекающие породы в геосинклинальных областях, благоприятствуют проникновению растворов на значительные глубины. Химическая среда на глубине отличается от поверхностной уменьшением Eh и иногда возрастанием pH.

В зоне, подвергшейся выветриванию, идет перегруппировка элементов. Взамен разрушенных минералов образуются новые. Продукты поверхностного химического разложения не только перемещаются в глубину, но подвергаются изменениям и оставаясь на месте в зависимости от окружающей среды (pH, Eh, климат). Так, при смене щелочной среды на кислую минералы группы монтмориллонита замещаются минералами группы каолинита и наоборот, и т. д. По мере развития процесса условия первого этапа передвигаются на большую глубину, а верхняя зона, нередко отделяющаяся от нижней волнистой поверхностью, подвергается дальнейшим изменениям и новому минералообразованию и т. д.

Породы поверхностных зон кор выветривания могут подвергаться смыву и переотложению в ближайшем соседстве, что еще более усложняет их строение. Строение, мощность и состав кор выветривания определяются составом исходной породы, климатом, а также рельефом, временем и геолого-тектонической историей района.

Породы поверхностных зон кор выветривания могут подвергаться смыву и переотложению в ближайшем соседстве, что еще более усложняет их строение. Строение, мощность и состав кор выветривания определяются составом исходной породы, климатом, а также рельефом, временем и геолого-тектонической историей района.

(см. стр. 238), образующийся только в тропических странах в условиях особенно энергичного выветривания и приводящий к скоплению свободной окиси алюминия. В Советском Союзе особенно энергично изучались ископаемые коры выветривания преимущественно ультраосновных пород и серпентинитов на Урале, на Кавказе и в других местах, с которыми связаны месторождения никеля, железа, каолина (рис. 2 и 3). Верхняя зона этих образований обычно характеризуется развитием железистых глин (нонтронитов) и

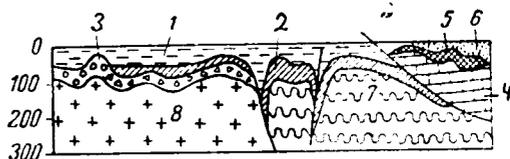


Рис. 3. Древняя кора выветривания на горах Урала. По В. В. Петрову

1 — каолинитовая зона; 2 — гидрослюдистая зона; 3 — зона дресвы; 4 — известняк; 5 — кварцит; 6 — маршаллит; 7 — «сланец»; 8 — гранит

Рыхлые остаточные продукты выветривания легко подвергаются размыву и переносу как в мелкообломочном, так и в коллоидальном состоянии. Их выпадение в осадок подчиняется в первом случае закономерностям механического переноса, а во втором — коллоидально-химическим.

### Растворенные вещества

Вещества, переходящие в раствор в результате процессов химического разложения, составляют довольно значительную часть продуктов выветривания. По данным Лопатина, реки ежегодно переносят в растворах химических и коллоидальных около 5000 млн. т. В этих растворах находятся все составные элементы магматических пород. Чем же объясняется преобладание в природе чистых типов пород — известняков, кремнистых, сернокислых, фосфатов, железистых, галонидных и т. д., а не смеси всех элементов и минералов в одном пласте?

Причина этого прежде всего в различии свойств разных элементов и их соединений. Одни из них трудно растворимы, находятся в растворе в очень малых количествах и выпадают в осадок при ничтожных изменениях среды. Другие легко растворяются, находятся в растворах в больших количествах, но в осадок могут выпасть лишь в результате выпаривания, резкого сгущения природных растворов, т. е. в условиях сильно засушливого климата.

В этом отношении главные породообразующие элементы и их соединения можно разделить на три группы, в порядке возрастания их растворимости. Наименее растворимы и лишь при благоприятных условиях передвигаются в ионных растворах окисные соединения алюминия, железа, кремния и марганца. Значительно более растворимы силикаты закиси и карбонаты железа, карбонаты кальция, магния и фосфаты. При особо благоприятных условиях выпадают в осадок сульфаты кальция и особенно хлориды и сульфаты магния, натрия и калия.

Эти группы настолько различны, что соединения, входящие в состав одной группы, как правило, не отлагаются вместе с соединениями другой. Однако соединения, принадлежащие одной группе, будучи ближе друг к другу по своим свойствам, выпадают при довольно сходных условиях среды и разделение их бывает не всегда полным. Так получают породы с примесями или смешанные. На выпадение соединений первой группы и его последовательность влияет много факторов: 1) состав раствора, в зависимости от которого выпадение отдельных соединений замедляется или ускоряется; 2) температура, усиливающая растворимость одних соединений и понижающая растворимость других; 3) давление, увеличивающее растворимость; 4) окислительный потенциал ( $E_h$ ), имеющий большое значение и влияющий на растворимость некоторых элементов, изменяя их валентность; 5) величина  $pH$  (щелочность—кислотность среды), которая играет главную роль и легко меняется в континентальных водах.

По словам Ферсмана «величина  $pH$  есть показатель выпадения в осадок определенного комплекса химических элементов в виде окислов, гидроокисей или основных и кислых солей».

Гидроокись алюминия становится нерастворимой и выпадает в осадок при  $pH$  от 4 до 9, т. е. при той ее величине, которая господствует как в континентальных, так и в морских водах.  $Fe^{++}$  нерастворимо при  $pH$  более 7—8, а  $Fe^{+++}$  выпадает в осадок уже при  $pH$  более 3—4. Сведения о растворимости  $SiO_2$  в природных условиях противоречивы. По последним данным,  $SiO_2$  почти не растворим при  $pH$  около 6, в более кислых и особенно в щелочных водах растворимость его значительно возрастает (рис. 4, 5, 6, 7).

Так как в континентальных водах величина  $pH$  нередко низка (торфяниковые воды 3—4) и лишь иногда достигает 6—7 (в очень редких случаях

8,4), а в море близки к 8, ясно, что алюминий, железо и кремний переносятся на суше, да и в море лишь с трудом. Зависимость же величины рН от ряда легко меняющихся условий (состав раствора, температура, органический мир, сезонные и другие местные колебания) делает положение этих элементов очень неустойчивым, их временный переход в раствор легко сменяется осаждением и наоборот. Приведенные пределы растворимости разных элементов являются лишь ориентировочными, так как на нее влияют и другие факторы, особенно характер аниона (рис. 8, 9).

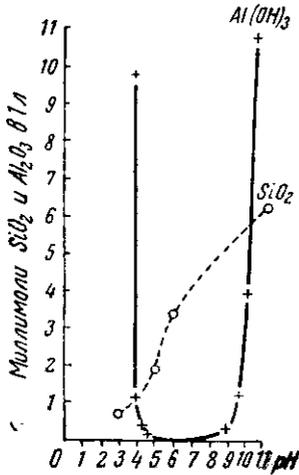


Рис. 4. Растворимость  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}(\text{OH})_3$  в зависимости от величины рН. По Магистаду и Корренсу

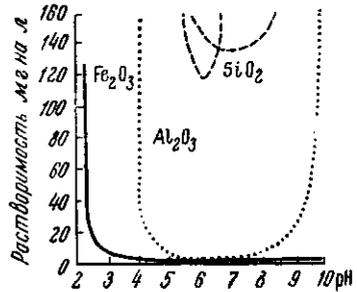


Рис. 5. Растворимость в мг на л  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ . По Г. И. Бушинскому

Так как соединения первой группы переносятся в значительной части в виде коллоидальных растворов, а не ионных, то выпадению их способствует:

- 1) нахождение в растворе противоположно заряженных частиц, которые, будучи примерно в равных количествах, осаждают друг друга
- и 2) переход речных вод в соленые морские, ко-

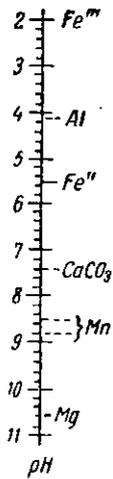


Рис. 6. Порядок выпадения гидратов Fe, Al и других в зависимости от изменения рН (по Бриттону).

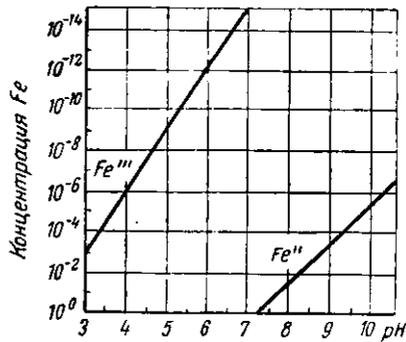


Рис. 7. Изменение концентрации ферри- и ферроионов в зависимости от величины рН. По Крюкову и Авсеевичу (цитировано по Страхову и Антипову-Каратаеву)

торые как электролиты быстро осаждают большую часть внесенных в них коллоидальных частиц.

Соединения первой группы, как видно из сказанного, оседают в настоящую эпоху почти исключительно либо на континентах, либо в при-

брежной части морей, а содержание их в морских водах сравнительно ничтожно. Эти соединения, хорошо обособляясь от соединений двух других групп, очень плохо отделяются друг от друга и нередко образуют смеси, что особенно заметно на примере алюминия и железа.

Подавляющую часть соединений второй группы составляют карбонаты, преимущественно Са, Ма и Fe. Карбонаты и особенно бикарбонаты этих элементов отличаются значительно большей растворимостью, чем соединения первой группы, и переносятся почти исключительно в виде ионных растворов.

Величина рН, господствующая в континентальных, да и в морских водах (среда кислая), нейтральная и слабо щелочная не препятствует переносу этих веществ в растворах в значительных количествах. Их выпадению в осадок способствует

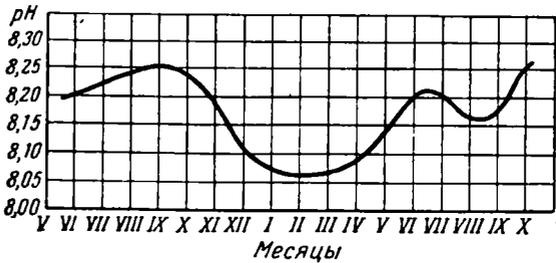


Рис. 8. Колебания концентрации водородных ионов по месяцам на глубине 10 м в Баренцовом море (72° с. ш., 33°30' в. д.). По Крепсу и Вержбинской

повышение температуры и значительное увеличение рН воды, так как в этих условиях уменьшается в растворе содержание свободной  $CO_2$ , и бикарбонаты переходят в мало растворимые карбонаты. Их осаждению способствует также выпаривание раствора. На суше (кислая среда) они выпадают в ничтожных количествах и почти исключительно в результате выпаривания раствора или при участии организмов. Осаждаются они преимущественно из морских вод.

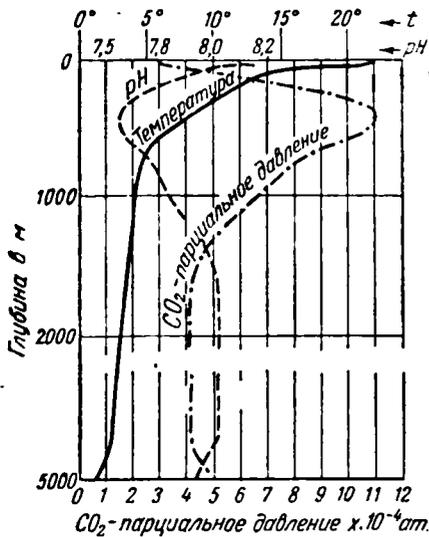


Рис. 9. Вертикальное распределение  $CO_2$ , температуры и рН в средней части Атлантического океана. По Ваттенбергу

Наиболее точно отделяются от других осадков соединения третьей группы (соли). Вследствие большой растворимости они почти полностью доносятся речными водами до морей, накапливаются в морской воде и выпадают в осадок не в результате изменения температуры, кислотного потенциала или даже величины рН, а только после очень сильного выпаривания обычных природных вод и концентрировании растворов в несколько раз.

Осадки этой группы резко обособляются от осадков первой группы и лишь наименее растворимые ее соединения — гипс и ангидрит — выпадают в осадок почти одновременно с наиболее растворимыми солями второй группы — карбонатом кальция-магния (доломитом). На выпадение соединений третьей группы величины Eh и рН практически не влияют. Их раздельное осаждение обуславливается неодинаковой растворимостью при разных температурах и в растворах разного состава. Точный порядок их выпадения установлен благодаря работам Ван-Гоффа и Курнакова.

Все изложенное выше дает представление о сложном переплетении химических и физико-химических факторов и закономерностей, которые на современном этапе развития Земли в основном определяют разное,

выпадение и разделение перешедших в растворы смешанных продуктов химического выветривания.

Однако в действительности дело обстоит еще сложнее, так как в сфере действия чисто химических законов вмешивается совершенно иной — биологический — фактор. Живые существа обладают способностью извлекать из растворов вещества, находящиеся в них иногда в ничтожных концентрациях, и собирать эти вещества в своих телах и скелетах, концентрируя их в сотни и тысячи раз. Так, нарушая тот порядок выпадения в осадок растворенных веществ, который определяется законами химии, образовывались и образуются толщи органических известняков, фосфоритов, углей, кремнистых и, вероятно, некоторых железистых пород. Значение чисто химических закономерностей распределения выпадающих осадков несколько затушевывается и тем, что химический осадок обычно не остается на месте своего осаждения, а движениями воды переносится далее, в виде мельчайшей взвеси на положении «обломочного» материала.

Выпадение вещества из растворов происходит, как уже говорилось не только в морях и озерах, но и во время его переноса текучими континентальными водами. На пути оно вступает во взаимодействие с омываемыми потоком породами, содействует их растворению и само может осаждаться. Таким образом во время переноса состав солей, растворенных в передвигающихся водах, меняется, а общая соленость вод обычно увеличивается.

#### ПРОЦЕССЫ, ПРЕВРАЩАЮЩИЕ ОСАДКИ В ПОРОДЫ И ИЗМЕНЯЮЩИЕ ПОРОДЫ (ГАЛЬМИРОЛИЗ, ДИАГЕНЕЗ, ЭКСОДИАГЕНЕЗ, МЕТАДИАГЕНЕЗ)

✓ Отложившийся осадок, как принято считать, еще не порода. Он превращается в породу лишь в результате изменений, из которых наиболее обычным, но не всегда обязательным является затверждение. При изменении среды порода также постепенно изменяется и может преобразоваться из осадочной в метаморфическую или подвергнуться разложению при выветривании.

За процессами, превращающими осадок в породу, издавна укоренилось название «диагенез», что значит «переработка», «перерождение»<sup>1</sup>. Несмотря на важность этих процессов, их причины, ход и самая их сущность изучены еще мало. Нет единства и в их терминологии<sup>2</sup>.

В первом издании этого учебника было предложено различать первичный диагенез или диагенез осадка, результатом которого является превращение осадка в породу, и диагенез поздний или диагенез породы, под которым подразумеваются изменения уже образовавшихся осадочных пород до превращения их в метаморфические. Позже Пустовалов, признавая эти две стадии развития осадочных образований, предложил для их обозначения добавочные термины: «сингенез» и «эпигенез»<sup>3</sup>.

Как взгляды о существовании этих двух стадий, так и эти термины получили в Советском Союзе широкое распространение.

В 1922 г. Гуммелем было введено представление о «подводном морском выветривании» или «гальмиролизе», т. е. о том, что в морской среде минералы поверхностной пленки осадка могут подвергаться окислению

<sup>1</sup> Первоначально термин «диагенез» был введен Гюбелем (1888 г.) для обозначения процессов образования кристаллических сланцев, т. е. процессов, которые теперь называют «метаморфизмом».

<sup>2</sup> Предложенные Ферсманом термины «гипергенез» и «катагенез» не употребляются, так как самим автором они применялись с разными значениями.

<sup>3</sup> «Генезис» значит происхождение, «сингенез» — образование одновременно и совместно (с образованием осадка), «эпигенез» — образование после (перехода осадка в породу). Последний термин был бы удачен, если бы как в Советском Союзе, так и за рубежом он не был принят для обозначения всех изменений породы, а не одного только этапа ее развития — от конца диагенеза до метаморфизма.

или разложению. Значение аналогичных процессов было недавно подчеркнуто Рухиным, неудачно назвавшим их «сингенезом», термином, который применяется для обозначения всего процесса диагенеза, т. е. стадии образования породы.

✓ Первые попытки выяснения хода диагенеза относятся к тридцатым годам. Бушинский, изучая шлифы фосфоритов, начал выяснять последовательность выделения минералов и, следовательно, диагенетических изменений первичного осадка. Швецов описал строение известняков, отражающее условия их образования и позднейших изменений. Пустовалов в работах о геохимических фациях увязал минеральный состав пород с химическими особенностями среды их образования и диагенетических изменений. Аналогичные наблюдения делались и другими исследователями. Наиболее же крупный вклад в познание процессов диагенеза внес в последние годы Страхов, исходивший в основном из изучения анализов иловых вод и илов некоторых озер и своеобразных морей с пониженной соленостью (моря: Черное, Каспийское и Аральское, озера: Балхаш, Байкал и др.).

Его исследования имели большое значение потому, что дали много новых сведений, важных для понимания этих явлений, и привлекли внимание к их изучению. Диагенетические процессы в изученных им водоемах Страхов делит, видимо, на два этапа. В начальной фазе первого этапа (окислительная зона) еще идут процессы окисления с образованием железо-марганцевых конкреций, глауконита, фосфоритов. Условия «окислительной зоны» сохраняются, по его мнению, на глубине от нескольких миллиметров до 20 см от поверхности ила<sup>1</sup>. Изобилующие в этой зоне бактерии (иногда до миллионов клеток на грамм ила) энергично разлагают скопившиеся на дне органические вещества, а также сернокислые соединения с выделением  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NH}_3$ , в результате чего, как считает Страхов, увеличивается щелочный резерв, временно понижается рН, исчезает свободный кислород. В создавшейся таким образом восстановительной зоне окисные минералы, возникшие в верхней окислительной зоне, в большей своей части переходят в закисные и частью растворяются в виде бикарбонатов, которые насыщают раствор и начинают частично переноситься в менее насыщенную верхнюю зону. Что касается карбонатов и других устойчивых здесь соединений, то они выпадают в осадок, образуя новые диагенетические минералы: сульфиды железа (гидротроилит, пирит, марказит), сидерит, родохрозит, кальцит, доломит, силикаты железа, глауконит, некоторые глинистые минералы. Из минералов, возникающих в верхней зоне, здесь сохраняются лишь наиболее устойчивые в новой среде (глауконит, фосфаты) или образовавшие достаточно крупные скопления. Эта главная фаза диагенеза охватывает, по Страхову, толщу осадка мощностью до 10 м и в зависимости от условий среды и материала может длиться сотни тысяч лет.

✓ Характеристика следующего этапа изменений, которые Страхов относит еще к диагенезу, дается им исходя лишь из теоретических предположений. ✓ Деятельность бактерий к началу этого этапа практически прекращается. Величина Eh поэтому несколько повышается, но среда все еще остается слабо восстановительной. Величина рН снова приближается к

<sup>1</sup> Эта начальная фаза диагенеза Страхова, по-видимому, почти соответствует «сингенезу» Рухина и «гальмиролизу» Гуммеля. Хотя названные авторы и дают несколько различные характеристики соответствующим процессам, их отличия трудно уловимы. Во всех трех случаях речь идет о процессах, происходящих в самой поверхностной зоне осадка (по Страхову — несколько миллиметров) и в отличие от всех других зон, в среде не восстановительной, а окислительной.

Характеристика, которую Гуммель дал в 1922 г. зоне гальмиролиза (процессы разложения, обусловленные изменением количества кислорода, температуры, разложением органического вещества и, вероятно, деятельностью бактерий, среда окислительная), почти совпадает, особенно если учесть состояние наших знаний в то время, с характеристикой начальной фазы диагенеза Страхова.

ее значению в морской воде. Вследствие пятнистого расположения первичного материала в осадке, распределение pH и Eh тоже не равномерно. Там, где pH велико (8 и более), кремнистые минералы растворяются и выпадает нерастворимый в щелочной среде  $\text{CaCO}_3$ . В участках же с низким pH  $\text{CaCO}_3$  растворяется, а  $\text{SiO}_2$  выпадает, образуя осадок или образуя конкреции. В основном в этой среде, мало отличающейся от среды конца первого этапа, сохраняются образовавшиеся в ходе первого этапа минералы и идет лишь их перераспределение и концентрация. Эти перемещения обуславливаются, по Страхову, тем, что обилие газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ) в глинистых осадках, по сравнению с почти дегазированными песчаными участками и с верхними горизонтами осадка, вызывает их утечку в пески, т. е. обычно в сторону берега и вверх. Потеря  $\text{CO}_2$  в осадке ведет к переходу бикарбонатов в карбонаты, которые здесь и осаждаются.

Аналогичную роль играет и перекристаллизация, связанная с растворением мелких и появлением больших кристаллов. Передвижение ионов по каналам, ходам или по плоскостям слоев ведет к образованию конкреций. Одновременно в течение этого этапа происходит выдавливание воды. Осадок обезвоживается, уплотняется, становится твердым и превращается в породу. Этап этот, по Страхову, протекает в толще осадка, мощностью более 300 м, считая от поверхности ила, и длится многие миллионы лет.

Взгляды Страхова отмечают новый этап в развитии наших сведений с процессах диагенеза, но не разрешают всех вопросов и вызывают некоторые возражения. Так, в характеристике первого этапа не учитывается то, что осадки, особенно в мелководных бассейнах, могут на значительную глубину перемешиваться сильными волнениями (фото 100 и др.). Такое перемешивание должно существенно изменять ход диагенеза, а кроме того, создавать текстурные особенности пород, часто определяющие их практические свойства, состав и дальнейший ход изменений. Фото 16 наглядно показывает, как волнение может разбивать и взмучивать даже уже прочно затвердевший осадок. Аналогичную роль играют и роющие животные, глубоко перемешивавшие осадок (фото 158, 101).

Нельзя согласиться с определением конца диагенеза. В разных бассейнах, в разных условиях и для разных пород стадия диагенеза кончается на разных глубинах. Однако, вероятно, под толщей в несколько десятков метров новых отложений осадок перестает быть полужидким, приобретает связность и, следовательно, облик породы. Изменения, которым он подвергается, — это уже диагенез (или метадиагенез — см. стр. 34) породы. Более того, исходя из представлений, что порода должна быть непременно твердой и что для превращения в нее осадка необходимо его перекрытие 300-метровой толщей более молодых отложений, пришлось бы не только меловые и юрские, но даже каменноугольные и кембрийские глины и пески Русской платформы считать не породами, а осадками.

Вводит в заблуждение и является преувеличением утверждение Страхова, что образующиеся в процессе диагенеза (сидерит, анкерит, родохрозит, олигонит, марказит, алабандин, вивианит, глауконит, лептохлориты, цеолиты, некоторые глинистые минералы, наконец, в ряде случаев титанистые минералы, доломит и даже кальцит — образуют главную подавляющую часть минеральных новообразований, свойственных стложениям озерных и морских водоемов». В действительности все эти минералы в той их части, которая образуется в процессах диагенеза, составляют лишь небольшую, или даже редчайшую примесь к минеральным новообразованиям современных водоемов. Трудно согласиться также и с утверждением, что «имеются все основания называть процессы диагенеза биогенной стадией преобразования осадка».

Наконец, недостатком рассмотренной схемы осадкообразования является то, что наблюдения и выводы, сделанные на основании изучения

немногих водоемов, излагаются в ней как общее правило, характерное для всех случаев преобразования осадков, тогда как в действительности в разных условиях тектоники, рельефа, климата и многих других особенностей области отложения они чрезвычайно разнообразны.

Этот недостаток позже отметил и сам Страхов, указавший в одной статье, что существуют разные «вариации» или «специфики» диагенеза в зависимости от разных типов осадкообразования: типичного гумидного (влажного), ледового, галогенного (засушливый климат) и эффузивно осадочного (пеплового). Однако из многочисленных основных факторов, обуславливающих разные «типы осадочного процесса», он и в этой статье учитывает в сущности лишь один климат, правда, с добавлением эффузивного фактора, оставляя вопрос подробнее не освещенным.

В действительности исключений из типа диагенеза, описанного Страховым, много. Диагенетические процессы и их характер могут быть чрезвычайно разнообразными. Так, несомненно, что процессы диагенеза на океанических глубинах очень отличаются от основного типа диагенеза, описанного Страховым. Совершенно не применима эта схема и к морским процессам пороодообразования в рифовых массивах, где известковые породы образуются почти без погружения, иногда в сущности одновременно с отложением осадка (с ростом и отмиранием организмов); к диагенезу осадков на заливаемых приливами пологих побережьях, где постепенно нарастают слои химических осадков — своего рода «накипи» кальцита (фото 6); к диагенезу на значительных глубинах, где в зоне подводных течений образуются зоогенные известковые корки. Еще более отличны процессы диагенеза в отложениях русел и пойм рек, при формировании лёссов и различных других континентальных глин, суглинков и песков, известковых туфов и натеков и т. п., то-есть там, где превращение осадка в породу идет не под покровом воды, а в поверхностной среде, которую привыкли рассматривать, как зону не формирования, а лишь разрушения пород. Эти процессы настолько отличны от того, что принято называть диагенезом, что их следовало бы обозначать особым термином, например экзодиагенезом — диагенезом в поверхностных условиях. Пример экзодиагенеза дает происхождение лёсса. Он образуется из пыли (алеврита), откладываемой ветром или текучей водой, в формировании его как породы принимает участие растительность и скудная атмосферная и почвенная влага, способствующие в определенных климатических условиях не выносу, но отложению карбоната, слабо цементующего осевший алевролит и придающего ему определенную текстуру.

При экзодиагенезе натечно-туфовых образований и любых вышедших из-под воды осадков в субаэральной среде идет лишь высыхание и перекристаллизация выпавшего материала. При экзодиагенезе аллювиальных толщ сохраняется характерная текстура отложения (обычно разные типы косой слоистости), нередко измененная ходами корней или роющих животных. Первично выпавший обломочный или глинистый материал иногда пополняется здесь различными в зависимости от условий среды (русло, пойма, старица, климат и т. д.) химически выпадающими соединениями (окись железа, кальцит, гипс, кремнезем и т. д.). И здесь эти минералы могут как цементировать породу, так и выделяться в ней только в виде отдельных конкреций. Аллювиальные мезозойские и даже палеозойские породы иногда не отличимы от современного аллювия. Типичные примеры процессов экзодиагенеза показаны на фото 4, 12, 13, 5, 11, 14, 15, 97, 103, 104, 105, 106, 109, 110, 128, 153, 154; см. также рис. 105, 106, 107.

Как уже сказано, процессы диагенеза (включая экзодиагенез) при всем своем различии в разных условиях, обычно вследствие обезвоживания (высушивания), незначительного сдавливания, небольших химических изменений и перекристаллизации, делают осадок, первоначально пылеватый, рассыпающийся или текучий, если не совсем твердым, то все же более связным (лёсс, глина, песок).

Продукты процессов экзодиагенеза иногда трудно отграничить от не подвергшихся переносу и осаждению продуктов выветривания. Эти образования (элювиальные накопления), в отличие от перемещенных продуктов выветривания, считают породами, несмотря на то что они не проходили стадию диагенеза. В действительности обычно после выветривания, а частью и одновременно с выветриванием, они все же уплотняются на месте хотя бы в слабой степени процессам экзодиагенеза, уплотняющим их и придающим им большую связность. Хорошими примерами таких пород являются первичный каолин, бентонит и латерит, который используют даже как очень прочный строительный материал (фото 142).

Из сказанного неправильно было бы делать вывод, что выветривание и экзодиагенез — одно и то же. Как правило, выветривание — процесс разрыхляющий и разрушающий уже существующую породу и превращающий ее в скопление часто почти не связанного материала, а экзодиагенез — процесс, превращающий отложившийся рыхлый осадок в породу, обычно делающий жидкий или рыхлый материал связным или даже твердым.

Превращаясь в породу, осажденные вещества еще не достигают полного равновесия со средой, тем более что и сама среда по мере погребения породы толщей новых осадков постепенно изменяется. Соответственно изменяется и порода. Эти изменения, продолжающиеся до превращения осадочной породы в метаморфическую, получили название позднего диагенеза или, лучше, диагенеза породы, короче, их можно называть метадиагенезом<sup>1</sup>.

Характерными особенностями среды метадиагенеза, проявляющимися все более резко по мере погружения осадка от глубин в несколько десятков метров (диагенез) до глубин в несколько тысяч метров, являются: 1) повышение давления примерно от 70 до 2000 атм, 2) повышение температуры, 3) постепенная замена обильных свободно циркулирующих, но пресных, мало минерализованных вод водами все более скудными, но сильно и неодинаково (по зонам) минерализованными, далее застойными и наконец к началу зоны метаморфизма исчезающими, 4) изменения pH и обычно значительное понижение кислородного потенциала.

В результате воздействия этих новых условий порода подвергается: 1) обезвоживанию с потерей воды сначала свободной, затем слабо и, наконец, прочно связанной; 2) уплотнению, причем раза в четыре сокращается пористость и заметно увеличивается объемный вес. Глины постепенно теряют пластичность и другие свои свойства и превращаются в аргиллиты. Зерна песчаников сдавливаются, их кварцевые песчинки начинают дробиться (микрокварциты) и вдавливаются друг в друга, а слюды и полевые шпаты разлагаются. Известняки крупно раскристаллизовываются, а кристаллы карбонатов приобретают полисинтетическое двойникование. При этом происходит еще почти не изученная, медленная перестройка минерального состава пород, изменчивая в зависимости от разных сочетаний исходного материала и меняющихся особенностей новой среды. На разных стадиях ее развития образуются разные минералы, наиболее устойчивые в соответствующих условиях.

Так, в щелочной среде кремнезем замещается кальцитом и другими минералами, в слабо кислой среде идет окварцевание, разрастание зерен кварца; в одних условиях полевые шпаты и биотит разлагаются с образованием гидрослюд и других глинистых минералов, хлоритов, серицита, в других условиях, особенно на больших глубинах, идет образование из

<sup>1</sup> Термин «эпигенез», часто употребляемый, не приемлем, так как и в советской и в международной литературе он служит для обозначения всех изменений горных пород, включая переход осадочных в метаморфические и т. д. Особенно неудобно его введение в учебник. У студентов, имеющих дело не только с осадочными породами, он должен создавать путаницу понятий и, например, представление, что эпигенетические месторождения — чисто осадочные образования.

глинистых минералов слюд, полевых шпатов, кварца и других минералов; усиливается цементация. Образование конкреций продолжается, а в глубоких зонах сдавливание и пластические деформации, сопровождаемые растворением, ведут к образованию линз и желваков, внешне напоминающих конкреции. Однообразная последовательность этих изменений вряд ли существует, так как факторы, которые их вызывают, образуют в зависимости от местных условий в разных случаях разные сочетания. В основном же она определяется, по мнению одних, предполагаемым сильным поокислением вод с глубиной (Рухин), по мнению других — зональностью состава глубинных вод (Игнатович, Каледа), а может быть прежде всего повышением давления и температуры. Для решения вопроса много может дать лишь точное петрографическое послойное изучение пород в мощных непрерывных разрезах. На первых стадиях последиагенетических изменений основным фактором является, вероятно, состав вод и их циркуляция. По мере погружения породы и ее перехода к стадии метаморфизма роль вод сокращается, сходит на нет и, наконец, ход изменений начинает определяться целиком повышением давления и температуры. При изучении этих процессов необходимо помнить, что обычный однообразно направленный ход развития осадочного вещества от осадка до метаморфической породы может прерываться и даже получать обратное течение. Это было подчеркнуто Рухиным, предложившим различать эпигенез прогрессивный и регрессивный, что полностью применимо и к диагенезу.

Регрессивное развитие при диагенезе вызывается обычно регрессией моря, вследствие которой осадок перемещается из среды второго этапа в среду первого или даже осушается и переходит в зону выветривания или экзодиагенеза. В последнем случае он быстро высыхает, твердеет и превращается в породу, часто сохраняющую следы этой перемены (резкое растрескивание, следы корней, размыва, отпечатки выделявшихся солевых минералов и т. д. (фото 4, 12, 13, 14, 109). Так, как при значительных поднятиях не только осадки, но и породы могут переходить из зон метадиагенеза в область выветривания или экзодиагенеза, то не всегда можно решить, возникли ли особенности изучаемой породы в процессах диагенеза, экзодиагенеза или метадиагенеза.

Изменениями условий среды, обусловленными указанными выше причинами, объясняются следы чередования грануляции и перекристаллизации, окремнения и кальцитизации и другие сложные и противоречивые особенности текстур и минерального состава пород (рис. 10—15; фото 2, 3, 27, 28, 29, 32, 34, 44, 46, 119, 166, 167, 174, 175, 176, 177, 182). Изучение деталей строения пород позволяет делать выводы об условиях их формирования, которые могут иметь большое практическое значение при поисках и разведке полезных ископаемых.

Подходить к определению границ между этапами развития осадочного материала можно двумя путями: либо характеризуя особенности среды, которая обуславливает переход из одной фазы развития вещества в другую (осадок → порода → метадиагенетически измененная порода → метаморфическая порода); либо установив особенности осадочного вещества, которые заставляют относить его к той или другой фазе развития. Первый подход теоретически более основателен, но довольно гипотетичен, второй дает более ясные указания: вещество жидкое или полужидкое, не связанное — осадок; достаточно связанное или твердое — порода (однако обломочные породы могут быть и рыхлыми); осадочная порода с явными следами заметных вторичных изменений — продукт метадиагенеза. Полностью метаморфизованные породы достаточно ясно отличаются от осадочных и по минеральному составу и по текстурам, но граница между ними и осадочными иногда условна. Для решения вопросов об образовании и преобразовании осадочных пород ценные сведения может давать изучение осадков, но естественно, что гораздо более важно

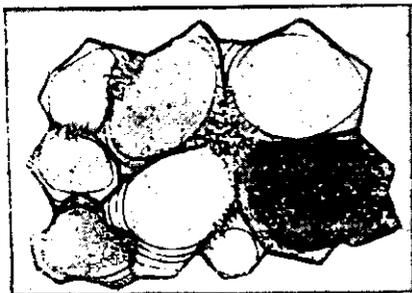


Рис. 10. Окатанные зерна обломочно-го кварца, переполненные пузырьками газа (точки), разрастаются (светлые концентры) за счет выделений осадочного кремнезема. На стыке нескольких зерен (штрихи) еще не закончено распределение осадочного  $\text{SiO}_2$  (халцедона). Увел. 40, ник. +



Рис. 11. Окатанные зерна обломочного кварца и частью осадочного халцедона (угловатые зерна между песчинками) резко изъедены (корродированы) и замещаются опалом (точки), составляющим основную массу породы. Увел. 40, ник. 1

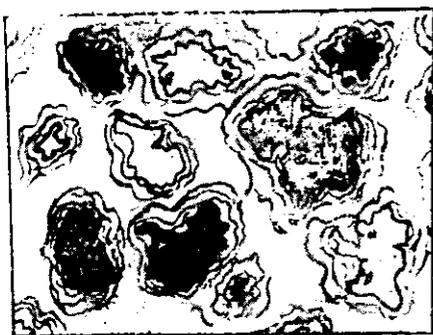


Рис. 12. Обломочные зерна кварца резко изъедены и замещаются кальцитом основной массы (цемента). Извилистые концентры кальцита вокруг остатков кварцевых зерен отмечают последовательность стадий замещения кварца кальцитом. Увел. 50, ник. +

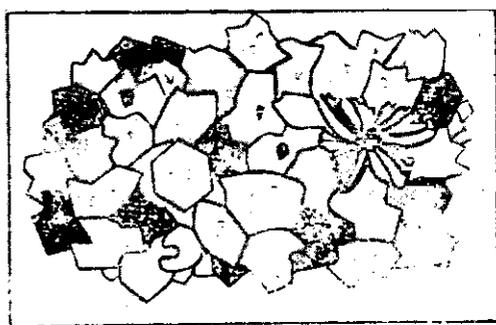


Рис. 13. Порода имеет вид кварцита и состоит из угловатых вдающихся друг в друга зерен кварца. Наличие правильных изоморфных зерен кварца, крупной розетки халцедона и мелких включений в кварце кальцита показывает, что порода не кварцит, а кремнистый (окварцованный) известняк. Увел. 50, ник. +



Рис. 14. Известняк органогенно-детритовый состоит из обломков скелетов мшанок (а), иглокожих (б), брахиопод (в), трилобитов (г) и основной массы микрозернистого кальцита; подвергается доломитизации, замещаясь правильными ромбоэдрами доломита. Увел. 40, ник. +

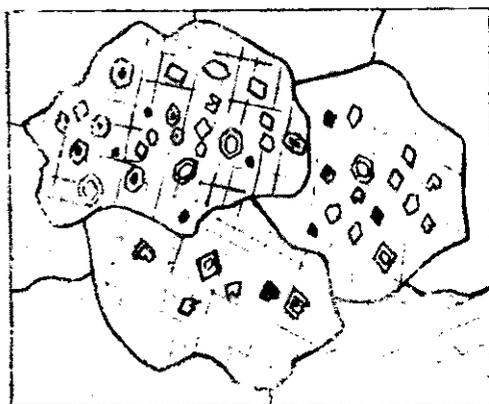


Рис. 15. Крупнозернистый известняк, возникший в результате замещения доломита с образованием больших кристаллов кальцита неправильной формы. Следы доломитовой породы сохранились в виде включений в кальците маленьких правильных кристаллов доломита. Увел. 100, ник. 1.

изучение тонких деталей строения и состава самих пород. Теоретически различия процессов гальмиролиза, диагенеза, экзогенеза, метадиагенеза и метаморфизма и их стадий достаточно ясны, но решить на конкретном примере образца, какую стадию развития он представляет, часто невозможно. Переходы от одной стадии развития осадочного вещества к другой постепенны, а особенности образца определяют не только стадией процесса, но и частными особенностями среды, а также характером первоначального осадка (грубый песок, глина и т. д., ход изменений которых различен).

Рассматривая не жидкое, тем более связное или достаточно крепкое осадочное образование неизвестного происхождения, мы, естественно, опишем его как породу, не интересуясь тем, прошло оно или нет через последнюю стадию диагенеза. Но зная, что этот образец взят из всдного бассейна с глубины от поверхности дна 1 м, мы назовем его современным осадком (фото 18, 5а), который высыханием превращен в породу. Устанавливать формальные границы между стадиями развития в конкретных породах пока и ненужно и невозможно. Попытки создать их были бы лишь примером софистики, т. е. ложной мудрости в петрографии.

Из сказанного видно, что осадок и даже порода не являются чем то неизменным. Порода вечно развивается и меняется в зависимости от меняющейся окружающей ее обстановки. Рассматривая образец породы, мы видим лишь один из моментов непрерывно продолжающегося процесса ее изменений, которые не прекращаются даже в образце, положенном в музейный шкаф. Первоначальный состав и позднейшие изменения породы могут оказаться совершенно стертymi в условиях последней среды, но часто в большей или меньшей степени сохраняются. В этих случаях они могут дать много сведений о геологической истории страны и об условиях образования породы, как это показывают приводимые на стр. 35 фото и рисунки.

Из сказанного видно, что осадочная порода представляет собой сложное единство разнородных и разновременных составных частей. В ней могут присутствовать: 1) реликтовые (обломочные) минералы, неизменные обломки материнской породы, например, кварц, циркон, турмалин кристаллических пород; 2) минералы зоны выветривания — непосредственные продукты стадийного разложения первичных минералов (глины, слюды и др.); 3) чисто осадочные новообразования, среди которых можно различать: а) продукты осаждения, б) продукты первичного диагенеза (фосфориты, пирит, глауконит и др.), в) новообразования стадии метадиагенеза, г) новообразования эпигенетические — минералы, возникшие в любых процессах изменения пород (иногда пирит, кварц и др.). Аутигенными называют все минералы, образовавшиеся (в отличие от обломочных и всех переотложенных) в том осадке или породе, где они залегают. Один и тот же минеральный вид часто может быть и реликтом, и продуктом разложения, и новообразованием диагенетическим или эпигенетическим. Таков, например, кварц, который может оказаться во всех категориях. Не установив происхождения составных элементов породы, их возникновения в тот или иной этап ее жизни, нельзя правильно ее определить и тем более использовать для научных выводов и для поисков полезных ископаемых. Приняв окремнелый известняк за кварцит, осадочные новообразования кварца в известняке за песчинки, эпигенетический пирит за сингенетический, выделения гипса в трещинах за сингенетическое образование, мы направим по ложному следу геолога и поисковика и приведем их к ошибочным заключениям.

Лишь внимательное изучение макроскопически и в шлифе состава, тонких деталей и всех особенностей минералов, их взаимоотношений между собой и с органическими остатками, деталей положения и сохранности последних, соотношения минералов и раковин с особенностями

строения породы (слоистость, трещинки и т. п.) может гарантировать от таких грубых ошибок. Более того, такое внимательное изучение нередко позволит найти следы многих этапов развития, через которые последовательно проходила порода, а тем самым сделать иногда и важные генетические и общегеологические выводы.

### ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ

✓ Как мы видели, состав, особенности и свойства породы определяются: 1) исходным материалом, 2) условиями среды его разрушения, 3) условиями переноса, 4) особенностями среды отложения и обусловленным ими ходом диагенетических процессов.

Термин «фа́ция» был введен около 1840 г. Грессли, впервые показавшим, что отложения одного возраста могут быть представлены в разных местах разными породами, и что различия их состава объясняются различиями условий образования и потому позволяют в той или иной мере выяснить эти условия.

Сказанное можно пояснить таким примером. На западе Русской платформы михайловский горизонт нижнего карбона представлен в основном песчано-глинистыми толщами со следами размыва и прослоями угля. Восточнее он же представлен микрозернистыми химическими известняками со следами корней и растрескивания. Еще далее на восток он представлен третьей разновидностью пород — исключительно раковинно-детритовыми известняками большой мощности и без следов осушения. ✓

Эти три «облика» или фации пород михайловского горизонта, очевидно, обусловлены различиями условий их образования. Фа́ция (облик) пород западного участка показывает, что в михайловское время здесь была прибрежная область, то покрывавшаяся морем и его осадками, то осушавшаяся и иногда подвергавшаяся речному размыву. Фа́ция (облик) пород среднего участка показывает, что суша была далеко, терригенный материал сюда не доносился, но море было исключительно мелководным и теплым, так как в нем мог химически отлагаться кальцит, а при колебаниях уровня вод образовывались известковые отмели, на которых разрасталась древовидная флора. Фа́ция пород восточного участка, где нет следов осушения, показывает, что здесь море было глубже, а его дно более устойчиво прогибалось.

Смысл слова «фа́ция» (облик) показывает, что Грессли прежде всего обозначал этим термином именно особенности породы, отличающие ее от одновременной, но иной породы, и лишь дающие указания на различия в условиях среды их отложения (Шатский). Так как открывающиеся здесь возможности выяснять условия отложения осадков путем сравнения особенностей пород представляли исключительную ценность для геологин, термин «фа́ция» впоследствии стал чаще употребляться для обозначения не только пород, но одновременно и предполагаемой среды их образования, а затем некоторыми авторами даже только среды отложения. Таким образом, термин, первоначально петрографический, приобрел значение чисто географическое. Вернуться к первоначальному его значению в понимании Грессли вряд ли возможно, но употребление его только для обозначения условий среды, тем более без сравнения с другими отложениями — неправильно и создает большую путаницу в геологической терминологии. Она увеличивается тем, что иногда, выделяя из всех особенностей породы или среды лишь одну, стали называть фа́цией породу или среду не по совокупности их свойств, а по одному произвольно выбранному признаку (например, «фа́ция геохимическая», «фа́ция диагенеза»). Нечего и говорить, что появившиеся в последнее время такие термины; как «фа́ция транспортно-генетическая», «инженерно-гео-

логическая», «геофизическая», «геокриологическая» и т. д., представляют собой недоразумение.

Для того чтобы говорить в геологической работе о фациях (особенности пород и отражающиеся в них условия среды их образования) необходимо:

1) тщательно изучить все особенности породы, включая ее минералы, текстуру, фауны и особенности залегания;

2) использовать со всеми необходимыми оговорками те сведения об условиях образования пород, которые дают наблюдения над современными осадками и все более выясняющиеся законы их отложения и преобразования в процессах диагенеза;

3) помнить, что выделение фаций имеет смысл лишь при сопоставлении особенно одновозрастных пород или слоев в определенном районе.

Рассматривая отдельный кусок известняка, хотя бы с яркими следами среды его образования, мы сможем иногда точно его определить и сказать, что он должен был образоваться в мелком хорошо аэрированном море нормальной солености с богатой фауной, но было бы ошибочно и неправильно называть его «известковой мелководной ракушечной фацией». Это не фация, а хорошо определенная порода. То, что удастся выяснить о происхождении этого известняка, — также не фация, а условия или среда, обстановка, область осадкообразования. И наоборот, известняк, даже петрографически невыразительный (например, мелкозернистый без фауны, с однообразной текстурой), но взятый из определенной области, где толщи таких известняков на площади сменяются толщей глин, может быть назван «известняковой фацией» или, лучше, «известняком карбонатной фации» данного горизонта и района. Наиболее полноценным определением фации будет, конечно, лишь в том случае, когда достаточная выразительность и изученность породы позволят краткое петрографическое название дополнить названием, уточняющим среду образования: «глинистая озерная», «известняковая морская мелководная» фация.

## ГЛАВА II

### СОВРЕМЕННЫЕ ОСАДКИ. ОБЛАСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В предыдущей главе рассматривалось, как зарождаются материнские вещества осадочных пород, как они переносятся и отлагаются и, пройдя стадию диагенеза, превращаются в породы. Но что определяет закономерное образование в данном месте именно той, а не иной осадочной породы?

Для решения этого вопроса, кроме изучения самих пород, очень много дает почти не применимый при изучении магматических пород метод сравнения с современными процессами, — метод актуализма. Изучая современные осадки и условия их образования, мы получаем путеводные нити для познания условий, которые и в прошлом приводили к образованию тех или иных осадочных пород. Поэтому, приступая к изучению пород, необходимо получить хотя бы некоторые важнейшие сведения о современных осадках. Применяя этот метод, необходимо, однако, помнить, что в прошлом условия на Земле отличались от современных: Земля не всегда была такой, как теперь. Она непрерывно развивалась, необратимо изменяясь. Ее первичная атмосфера заменялась новой, в которой резко уменьшено содержание углекислоты и увеличено содержание кислорода, изменился состав и морских вод, а затем появился и развился органический мир, первичные породы покрылись — теперь уже на 75% их площади — покровом осадочных пород, изменились очертания и размеры континентов и океанов и многое другое.

На фоне этих медленных необратимых изменений Земли в течение ее геологической истории на ней периодически повторялись хотя и не тождественные, но сходные процессы. Они обуславливали периодичность протекавшего на ее поверхности осадочного породообразования, т. е. смену нескольких неодинаковых, но в основных чертах сходных фаз развития. Чтобы правильно использовать метод сравнения с современностью, следует уяснить себе, с какой фазой развития Земли надо сравнивать современное ее состояние.

Изучение осадочных пород показывает, что наибольшее влияние на ход осадкообразования оказывали тектонические горообразовательные процессы, которые с особенной силой трижды повторялись в течение лучше известной части истории Земли, т. е. с кембрия. В эпохи усиленных тектонических поднятий и непосредственно следовавшие за ними, т. е. близкие к тем, в условиях которых мы живем, на континентах преобладали процессы механического раздробления и выветривания. Вдоль горных хребтов откладывались толщи грубообломочных пород. Более тонкие песчаные алевритовые и глинисто-песчаные продукты раздробления доносились до морей и оседала здесь, в большей части у берегов,

подавляли своей массой приносимые в растворах продукты химического разложения.

В геологических разрезах отложений таких эпох лишь в небольшом количестве встречаются породы химические и органогенные — кремнистые, известняки, доломиты, бокситы и другие. Только соли, для мощного накопления которых требуются особые условия рельефа, создаваемые в процессах горообразования, отлагались в конце тектонических эпох. В следующие затем эпохи выравнивания суши и превращения ее в слабо волнистую полуравнину<sup>1</sup> процессы механического раздробления начинали затухать, обломочного материала образовывалось значительно меньше, чем ранее. Напротив, для образования продуктов химического разложения на суше с медленно текущими реками и неровной поверхностью, во впадинах которой застаиваются воды, создавались очень благоприятные условия. При особо благоприятных и устойчивых условиях рельефа и климата (теплого и влажного) образовывались и сохранялись на месте значительные скопления продуктов полного химического разложения (элювиальные толщи, коры выветривания), в которых накапливались наиболее трудно растворимые соединения окисного железа, алюминия, марганца, каолиновые глины. Реки с медленным течением лишь в небольшом количестве переносили сравнительно скудный обломочный материал и в значительном количестве продукты химического выветривания.

В континентальных мелководных морях в эти эпохи нередко отлагались почти чистые химические и биохимические (органогенные) осадки, не маскируемые обильной примесью обломочного материала — толщи известняков, доломитов, иногда кремнистых и глинистых пород.

На эту периодичность в смене пород, обусловленную процессами горообразования, накладывалась периодичность, обусловленная сменой эпох регрессии и трансгрессии. При трансгрессиях создавались благоприятные условия для сохранения и накопления продуктов химического разложения, таких как железные руды и бокситы. При регрессиях разрушались или переоткладывались даже наиболее устойчивые обломочные отложения. Решить, живем ли мы в эпоху регрессии или трансгрессии, нелегко: обширные пространства континентов, заливавшиеся морями в мезозое, а частью и в третичном периоде, освобождены от морских вод, но многие данные показывают (см. стр. 51—54), что не так давно уровень морей стоял значительно ниже, чем теперь. Ход осадочного процесса, обусловленный периодичностью горообразования и трансгрессий, временами осложнялся усиленным проявлением вулканической деятельности. Она проявлялась в осадочных толщах увеличением содержания туфового материала и кремнистых пород.

Осадочные породы образовывались главным образом в морях, где условия накопления и сохранения осадочного материала более благоприятны. Однако источником его являются почти исключительно материковые, где идут процессы выветривания, продукты которого уносятся с места разрушения и в большей своей части попадают в морские впадины. Поэтому изучение современных осадков естественно начать с континентальных отложений.

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОСАДКИ

В настоящую эпоху на суше можно выделить несколько резко различных областей осадкообразования, которые на разных стадиях развития Земли имели разные размеры и значение.

<sup>1</sup> В геологической литературе неудачно называемой «пенепленом» или «предельной равниной».

### Ледниковая область и ее осадки

Примером сказанного является ледниковая область, которая в настоящую эпоху имеет второстепенное значение и приурочена лишь к высокогорным и приполярным районам, но на определенных стадиях развития Земли занимала огромные пространства.

Отложения, образованные ледниками, мощными потоками, текшими под ними и за их пределами, рассматриваются в других курсах. Главные типы этих отложений следующие: 1) лишненные слоистости скопления валунов и валунные суглинки — смесь самого разнообразного по крупности материала и т. д.; 2) песчано-гравийные толщи с грубой косо́й слоистостью, отложенные быстрыми потоками, вытекавшими из под ледников; 3) рыхлые, лишненные слоистости или с тончайшей годовой слоистостью, тонкозернистые породы, лёссовидные суглинки и ленточные глины, отложенные водой и ветром продукты переработки морен. Цвета ледниковых образований, отлагавшихся обычно при достаточном количестве кислорода, желтые и красновато-бурые.

### Область предгорий и ее осадки

В настоящую эпоху продолжающихся поднятий большую площадь занимает предгорная область. Ее отложения наносятся бурными реками, ливнями и скатываются по склонам. Отдельные конусы выноса сливаются в волнистую равнину, постепенно погребаящую хребет. Потоки, стекающие с него, легко меняют русла, разрезая в разных местах свои осадки.

Область, примыкающая к горам, обычно медленно прогибается, что способствует накоплению здесь особенно мощных толщ осадков. Для них являются характерными: 1) беспорядочное расположение материала; 2) обычно грубая слоистость, часто с карманами, иногда отсутствие слоистости; 3) первичные наклоны до 16—18°; 4) следы размывов, отмечающие перемещение русел рек; 5) чрезвычайная грубость осадка, содержащего иногда глыбы до нескольких метров в диаметре; 6) нередкое отсутствие сортировки и окатанности, иногда штриховка, напоминающая ледниковые шрамы; 7) узко местный обломочный материал, состоящий из обломков пород лишь ближайших хребтов; 8) цвет разный, в зависимости от цвета разрушаемых пород; 9) фауна лишь наземных животных (кости, гастроподы и т. д.) и очень редко встречающаяся; 10) почти полное отсутствие химических осадков.

Современные четвертичные и третичные предгорные отложения развиты по периферии всех горных сооружений на Карпатах, на Кавказе, в Азии, где в Сиваликских холмах Индии (представляющих частью также и осадки верховьев речных долин) мощность их достигает нескольких тысяч метров.

### Области образования мощных элювиальных толщ

Эти области почти отсутствуют на современном этапе развития Земли. Следы их мы видим лишь на равнинных плато некоторых материков в условиях жаркого влажного климата, где в четвертичную и может быть в настоящую эпоху шло и идет образование латеритных кор выветривания. Широкое распространение эти образования имели в тектонически спокойные эпохи в областях с выравненным рельефом и жарким влажным климатом.

### Область речных долин и ее осадки

Часть продуктов выветривания, поступивших в текущие воды, в пути оседает в овражных и речных долинах. Уже при взгляде на карту видно, как велика площадь долин, бороздящих всю сушу. Для оценки ее разме-

ров можно указать, что площадь только двух сообщающихся долин Инда и Ганга занимает более 770 000 км<sup>2</sup>. Мощность аллювия в них более 300 м. Ширина долины Волги в районе г. Горького около 5 км, а мощность аллювия около 35 м. У Сталинграда ширина долины измеряется десятками километров, а мощность аллювия у Жигулей более 200 м.

Отложения речных долин слагаются осадками русла, пойм, стариц, бортов долины (делювий, осыпи, туфы), прибрежных валов.

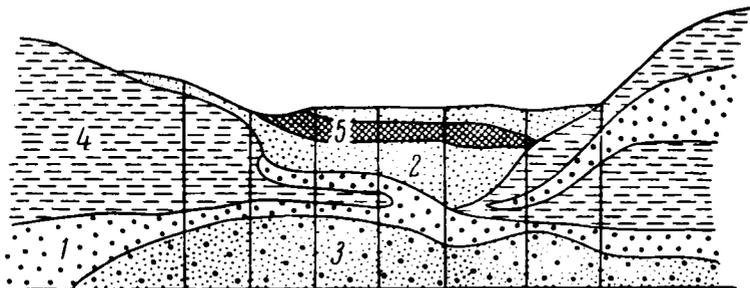


Рис. 16. Разрез пород долины р. Куры. По Федичкину:  
1 — песок, 2 — «ил», 3 — «ил» с песком; 4 — глина; 5 — торф

На первый взгляд отложения речных долин беспорядочны. Два разреза, проведенные на коротком расстоянии один от другого, часто показывают, казалось бы, трудно сопоставимую последовательность в залегании пород (рис. 16). В действительности в их строении наблюдается известная закономерность: нижняя часть их представляет отложения русла и слагается песками, алевритом, нередко с примесью и более грубого материала, особенно в основании; верхняя часть представляет отложения разливов (пойма) и слагается алевритом, глиной и их смесями. Видимость беспорядочного строения разрезов обуславливается:

а) неравномерностью отложения отдельных пачек осадка и их перемывом, б) вклиниванием местами, между отложениями русла и разливов, отложений стариц резко отличного состава (почти горизонтально слоистые черные глины и суглинки с раковинами, озерные мергели, торфяники, сапропели и др.), в) вклиниванием близ бортов долины материала оползней, делювия, известковых туфов и, наконец, г) перемещением русла по пойме, иногда образующими над нижним комплексом аллювия второй такой же комплекс отложений. О составе речных отложений и процессе их образования дают представление рис. 17 и 18. Цвета аллювиальных отложений обычно желтоватые (окислительная среда). Там, где скопится много окислов железа («дерновая руда» и др.), — темно-бурые, желтые и т. п. Аллювиальные пески, очищенные и собранные ветром в дюны — почти белые. В старицах господствуют черные цвета, обусловленные разложением органического вещества и выделением сернистого железа в восстановительной среде.

Пойменные отложения обычно имеют пологую, косую, слегка волнистую не резкую слоистость различных, еще недостаточно изученных типов. Для них также характерны следы роющих животных и корней (см. рис. 100, фото 104, 105, 106). Для русловых отложений очень характерна смена горизонтальных и направленных в одну сторону косых

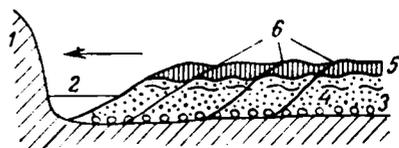


Рис. 17. Схема образований пойменного и руслового аллювия.

По Н. И. Николаеву:

1 — коренной берег; 2 — русло; 3 — галечник в основании руслового аллювия; 4 — русловой аллювий; 5 — пойменный аллювий; 6 — последовательные стадии образования аллювия

слоечков (см. рис. 100; фото 103). В тектонических областях среди аллювия встречаются лентовидные линзы россыпей золота, платины, шеелита и др.

Организмов, отлагающихся в осадках пойм, как и следов ряби, трещин высыхания, роющих животных и других отпечатков, много, но в результате деятельности животных, корней, обилия кислорода и подвижности воды, сохраняются они лишь в редких случаях.

Примеры ископаемых осадков речных долин можно найти в угленосных толщах нижнего карбона, песчано-глинистых отложениях перми.

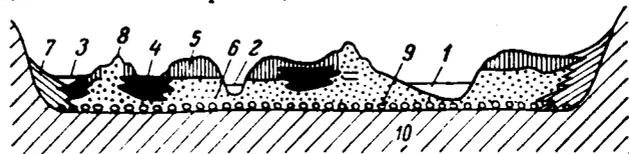


Рис. 18. Схема строения аллювия поймы.

По Н. И. Николаеву:

1 — русло; 2 — проток; 3 — притеррассная речка; 4 — заболоченная старица; 5 — пойменный аллювий; 6 — русловый аллювий; 7 — аллювиально-делювиальные отложения; 8 — взбуренные пески прирусловых гряд; 9 — галечник в основании руслового аллювия; 10 — коренная порода

и апта Русской платформы и др. Прекрасно изучены они среди угленосных толщ Донбасса. Характерным признаком речных отложений является их расположение в виде полос. Хорошим примером этого являются достигающие 50 м мощности отложения ископаемой третичной Ергень-реки, прослеженные с юга на север на протяжении 1500 км. Там, где реки вступают в области устойчивого прогибания, они откладывают большую часть приносимого ими материала. Так возникают обширные площади песчано-глинистых накоплений (аллювиальные равнины по Личкову), например, Полесье и Западно-Сибирская низменность. В речных отложениях тектонических областей строение аллювиальных толщ обычно многоярусное. На платформах оно встречается реже и выражено менее четко.

### Область пустынь и ее осадки

Реки «впадают» на суше также в пустыни, т. е. области, расположенные в засушливом поясе, где вследствие отсутствия влаги они в большей части иссыкают и оставляют переносившийся ими материал. В этом отношении пустыни, занимающие 30 млн. км<sup>2</sup>, т. е. около 1/5 суши, напоминают моря (рис. 19). Часть пустынь занята скалистыми возвышенностями, которые подвергаются энергичному механическому раздроблению и поэтому покрыты чехлом глыб, дресвы и песка.

Сели и ливневые потоки, продвигая этот материал, присоединяют его к обильным наносам иссыкавших рек.

Ветер вытачивает скалы, а из накапливающегося рыхлого материала выдувает глинистые, мелкоалевритовые и частью химически осадившиеся частицы и выносит их за пределы пустыни. Так образуются огромные площади, занятые движущимися песками, всхолмленными в гряды барханов, сложенные часто мало выветрелыми, но хорошо округленными и отсортированными по величине зернами.

Песчаные моря местами сменяются обширными бессточными ложбинами — бывшими поймами иссыкавших рек или впадинами, созданными ветром — шорами и такырами. Дно такыров сложено «безжизненными» высохшими глинами. После ливней по сухим ранее ложбинам в эти впадины несутся воды, переполненные илом, песком, камнями и глыбами и они на время превращаются в мелководные озера. В них последовательно откладываются горизонтальные прослои песка, ила, остатков

быстро развившегося растительного и животного мира. На высыхающем илу остаются следы животных, капель дождя, растворившихся кристаллов соли, трещины высыхания (фото 4, 5, 11, 12). Их покрывают прослойки песка и пыли, а после высыхания — слой солей, из которых наиболее устойчив гипс. Сходные образования отлагаются иногда и в других областях, но лишь в пустынях они могут прочно сохраняться, не потревоженные ни скудным органическим миром, ни водами, скрепленные жаром солнца и засыпанные эоловой пылью.

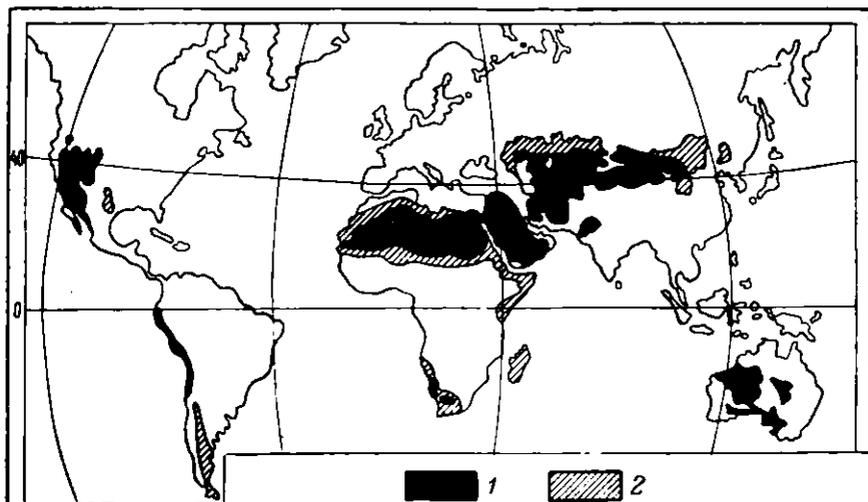


Рис. 19. Карта распространения пустынь. По Б. А. Федоровскому:  
1 — пустыня; 2 — полупустыня

К этим основным осадкам пустынь прибавляются количественно незначительные, но особенно характерные для них химические выделения. Они образуются здесь за счет, во-первых, приноса высыхающими реками, во-вторых, очень слабого, но все же идущего химического выветривания, и, в-третьих, горной влаги, вытягиваемой в результате испарения из скал и покрывающей их пленкой «пустынного загара», и в гораздо большей мере за счет грунтовых вод. Грунтовые воды пустынь щелочные и сильно минерализованы. В отличие от вод других областей они не выщелачивают химические выделения продуктов выветривания, а лишь прибавляют к ним новый материал. Таким путем образуются кремнистые корки и выделения, характерные для африканских пустынь, более широко распространенные известковые выделения — пылевидные рассеянные, в виде журавчиков или конкреций по корням, корок и крупно раскристаллизованного цемента песчаников; наиболее же распространены выделения гипса в виде конкреций, плит и цемента песчаника с характерным пойкилитовым строением.

Цвета осадков пустынь чаще всего светло-желтые и желтовато-серые. Выделения солей усиливают их светлые нейтральные оттенки. Здесь возможны и другие цвета, в том числе и красные, но образуются они обычно в более влажных районах, а в пустынях лишь сохраняются.

#### Область озер и болот и ее осадки

Реки приносят свой груз и в озера, осадки которых отличаются большим разнообразием в зависимости от многих факторов и прежде всего от климата. Совершенно различны осадки озер засушливой области более или менее влажного климата. Для всех озер характерна четкая микрослоистость отложений, отражающая их зависимость от смены вре-

мен года на суше. От морских осадков они отличаются также и фауной, состоящей лишь из гастропод, пелеципод и остракод.

Отложения больших озер средневлажного климата напоминают отложения внутренних морей. В береговой полосе часто преобладают гравий и песок, далее, к центру бассейна, они сменяются глинами, а иногда органогенными или химическими отложениями. Основную массу осадка составляет обычно материал, господствующий в соседних районах: в области развития морены — суглинки; зандровых песков — пески и т. д. На

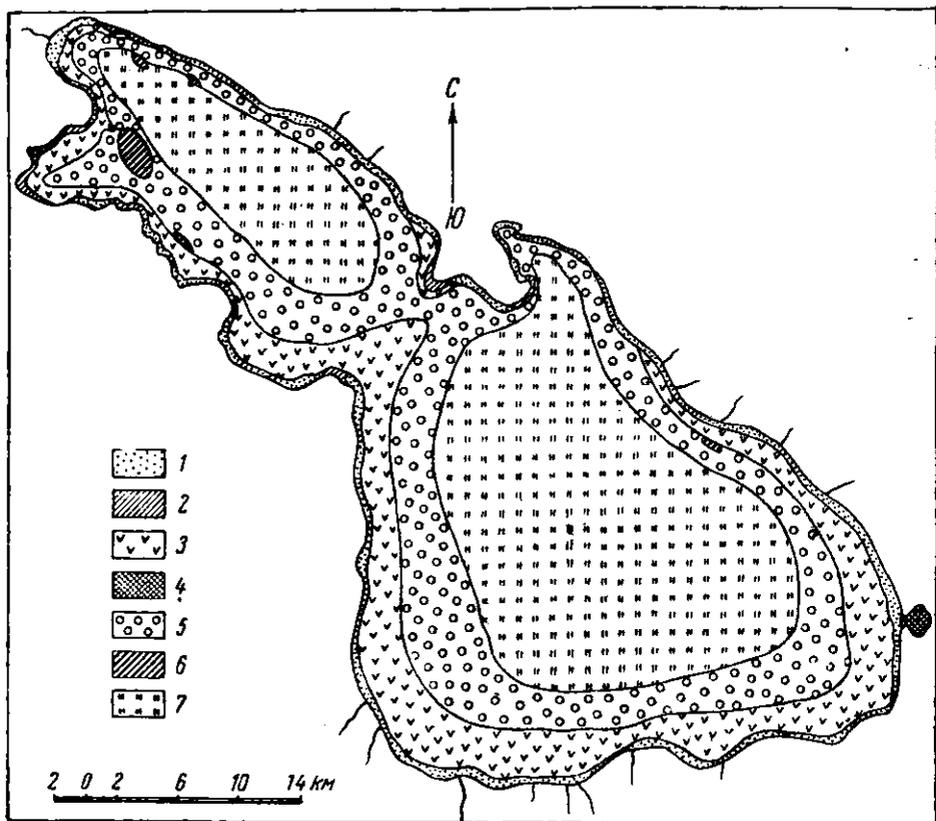


Рис. 20. Схема донных отложений оз. Севан. По Г. Д. Афанасьеву:

1 — прибрежные отложения (песок, гравий, галька); 2 — прибрежный конгломерат; 3 — известковый песок; 4 — растительно-органогенный ил; 5 — пясчанистый ил; 6 — кристаллы  $\text{CaCO}_3$ ; 7 — диатомовый ил

этом фоне развиваются и другие осадки. Так, в районах развития основных магматических пород, в озерах часто отлагаются железные руды (Урал, Карельская АССР и др.). Там, где кислород почти не проникает на дно, а органический мир обилен (личинки насекомых, черви, рачки и др.) и трупы животных скопляются в огромном количестве, они, разлагаясь в анаэробной среде, превращаются в толщи полужидкого сапропеля, материнского вещества битуминозных пород и некоторых углей (оз. Селигер и др.), добываемого как удобрение.

Иногда в озерах развивается фауна гастропод и пелеципод, раковины которых вместе с известковыми харовыми водорослями образуют осадок «озерного мела», используемого для удобрения полей. Часто кремневые скорлупки диатомовых водорослей покрывают обширные участки дна, подготавливая возникновение диатомита. Примером озер такого типа может служить оз. Севан с его песчано-глинистыми и карбонатными микрослоистыми осадками по периферии и диатомовым илом в центральной части (рис. 20).

В озерах областей сухого климата характер осадков существенно иной. Так, во впадинах Западно-Сибирской низменности выщелачивание кристаллических пород привело к образованию содовых озер (Кулунда). В озерах Аральском и Балхаше большая часть осадков слагается из песчано-глинистым материалом, но химически осаждаются и кальцит, в Аральском озере частью в виде оолитов. В восточном заливе Балхаша карбонат выпадает в виде доломита. Карбонатные осадки образуются в Большом Соленом озере США (рис. 21). Большая часть дна этого озера покрыта глинисто-карбонатным осадком, компоненты которого принесены частью реками и течениями (20%), частью ветрами (44%), частью выпали химически (36%). Химические осадки состоят из арагонита, доломита, магнезиального глинистого минерала парасепиолита и монтмориллонита. Вдоль берегов распространен осадок известковых оолитов, к которым местами примыкают водорослевые биогермы. Значительная часть осадка слагается глинисто-известковыми копролитами рачков, часто являющихся центрами оолитов.

На юго-востоке Европейской части СССР, где в состав местных пород входят отложения гипса и солей, их выщелачивание реками приводит к отложению в озерах солей сернокислых, галоидных и даже боратов. На низменных побережьях морей в засушливом климате соленые озера возникают в результате отшнуровывания косами лагуны. Питание этих озер идет за счет выпаривания просачивающихся в них морских вод.

Цвета озерных отложений — белые, желтые, красные, черные и другие в зависимости от их состава. Многие озерные осадки представляют собой полезные ископаемые (железные руды, сапропель, каолин, диатомит, соли и др.).

Ископаемые породы озерного происхождения не редки. К ним можно отнести часть татарских слоев пермской системы, липецкие железные руды и другие породы.

Болота нередко представляют лишь последнюю стадию умирания озера, зарастающего сверху. В основании торфяных толщ мы часто находим серию озерных отложений, в том числе сапропелитов. Этим объясняется смена в одном разрезе сапропелевых углей гумусовыми (рис. 22). Осадками собственно болот являются преимущественно растительные образования — торфяники и скопления крупной древесной растительности. В меньшем количестве встречаются химические выделения кальцита, сидерита, виванита и др. (рис. 23). Механические осадки

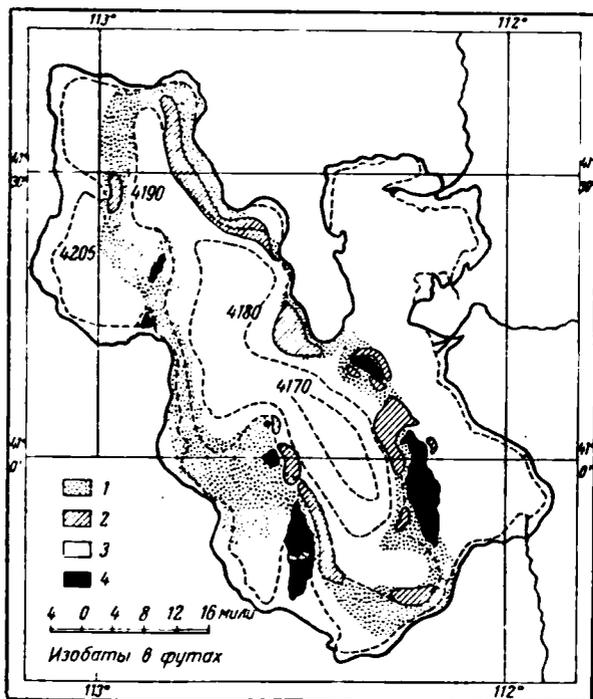


Рис. 21. Карта отложений Большого Соленого озера в США. По Эрдлею:

1 — оолиты; 2 — известковые водорослевые биогермы; 3 — глины; 4 — острова

здесь почти не образуются, так как попадающие сюда воды фильтруются густым растительным покровом. Примерами ископаемых осадков болотных образований являются залежи торфа и углей.

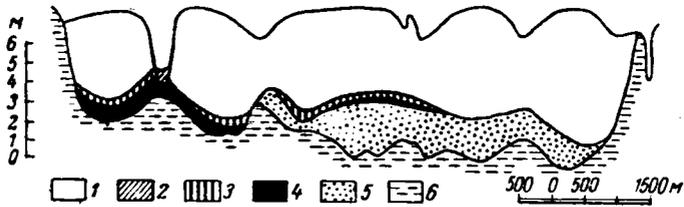


Рис. 22. Разрез Порзоловского болота б. Петергофского уезда. По Алабышеву:

1 — торф разного состава; 2 — сапропель; 3 — сапропелевый торф; 4 — сапрокол; 5 — пресноводный мергель; 6 — глина

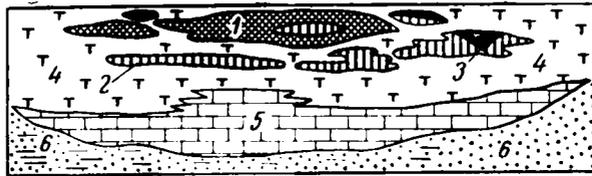


Рис. 23. Отложения болот влажного климата на примере болот Белоруссии. По Г. И. Бушинскому:

1 — вивьянит; 2 — сидерит; 3 — бурый железняк; 4 — торф; 5 — болотная известь; 6 — песок и глина

### Область дельт и ее осадки

Реки впадают в моря, оставляя большую часть принесенного ими груза близ своих устьев, обычно в дельтах.

Дельты слагаются в основном песками, илами, глинами, а в горных реках и гравием, которые выпадают здесь в результате резкого сокра-

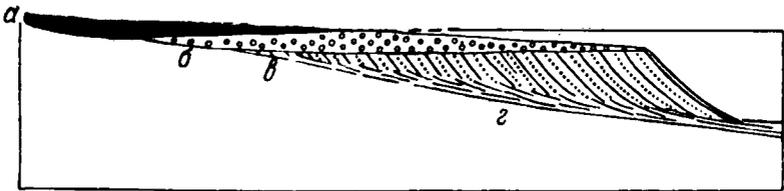


Рис. 24. Схема дельтовых отложений в озерах с крутым склоном:

а — верхние надводные слои; б — верхние подводные слои; в — передние косые слои; г — донные слои. Вертикальный масштаб преувеличен в несколько раз

щения скорости движения воды. В них же выпадает большая часть веществ, приносимых в растворах коллоидальных, вследствие их свертывания в соленой воде, и ионных, вследствие изменения величины рН.

Прежде считали, что самым характерным признаком дельтовых отложений является их строение из четырёх пачек пластов с разной слоистостью (рис. 24). В них различали: а) надводную часть с примесью морских элементов; б) верхнюю подводную часть — речные слои, но отложившиеся ниже уровня моря; в) среднюю косослоистую часть, «передние осадки», отложившиеся на крутом склоне и перемытые морским прибоем и течениями; г) нижнюю, чисто морскую часть, сложенную также речным материалом, но выпавшим уже из морской воды. Однако такой

тип дельтового строения наблюдается, по-видимому, почти исключительно в озерах. В больших морских дельтах эти черты строения затушеваются. Что же касается схем типа изображенной на рис. 24, то они составлялись с превышением вертикального масштаба над горизонтальным во многие десятки раз и существенно извращают истинную картину строения дельт. Очевидно, что по ним узнать осадки бывших дельт нельзя.

Строение дельт скорее можно уподобить ряду наложенных друг на друга пластов, напоминающих листья растений, тем более что они исчерчены как бы жилками — сложной сетью часто перемещающихся русел и окаймляющих их береговых валов, растущих во время разливов. Между валами, которые составляют характернейшую черту дельт, располагаются осадки заливчиков («култуков»), озер («ильменей») и болот, возникающих в результате перемещения русел или вторжения морских вод. Со стороны моря дельта окаймляется бордюром набрасываемым морем прибрежных валов. Во многих дельтах установлены бесспорные следы их опускания на сотни метров, которое в устье реки Миссисипи достигает 0,3 и даже 2 м в столетие (Рассел). Преобладание опускания отмечено (Н. И. Николаев) и для устьевых частей Волги, Урала, Терека, Куры, Риона, Кубани, Днепра, Аму-Дарьи. Благодаря опусканиям, море проникает в дельтах далеко на сушу в виде заливов. Вследствие этого и более мелких вторжений моря в дельтах создается зона переслаивания континентальных и морских осадков, которую в породах можно принять за результат трансгрессии. Именно эти особенности и прежде всего резкое увеличение мощности, придающее осадкам дельт форму линз, утоняющихся как в сторону суши, так и в сторону моря, и следует считать главными признаками при поисках ископаемых дельт.

Наиболее грубый материал в дельтах собирается в руслах, на гребнях валов и в области перемыкания на побережье. Скопляющиеся в дельтах органические вещества могут образовывать газы, выбрасывающие ил и воду (Миссисипи) на 2—3 м вверх. В старицах, да и других затопляемых участках, могут образовываться торфяники — будущие залежи углей. Цвет дельтовых отложений часто темно-серый, но в условиях хорошего окисления может быть и пестрым.

Количество материала, откладываемого реками в дельтах, очень различно. Река Хуанхе отлагает ежегодно 620 млн. т, Миссисипи — 500—730 (?) млн. т., Аму-Дарья — 105 млн. т, Нил — 88 млн. т, Волга — 25,5 млн. т. Накопление осадков в глубину в больших дельтах достигает нескольких метров в год. Мощность осадков некоторых дельт больших рек измеряется тысячами метров.

Рост дельт различен в зависимости от количества приносимого материала, скорости опускания и рельефа и меняется с годами. По некоторым данным, дельта Терека растет иногда со скоростью 100 м в год, дельта Риона — со скоростью 13 м в год. Учень скорость роста дельт трудно. Так, дельта Невы, по одним данным, образовалась в течение 900 лет, по другим — 4000 лет, наконец, по данным Яковлева, у Невы вообще нет дельты. Во многих случаях продвижение дельт вперед гораздо более медленно, иногда даже отсутствует, что может объясняться сильным их опусканием, смывом течениями и другими причинами. Вследствие большого распространения дельт и скорости их роста отложения их играют заметную роль среди осадочных толщ.

Современные дельты с их надводной и подводной частями занимают почти 5 млн. км<sup>2</sup>. В том числе соединенная дельта Хуанхе и Янцзы, не считая их подводных частей, занимает около 240 000 км<sup>2</sup>, Миссисипи — 80 000 км<sup>2</sup>, Нила — 40 000 км<sup>2</sup>, Волги — 18 000 км<sup>2</sup>.

Как видно из сказанного выше, отличить дельтовые отложения от прибрежно-морских нелегко. Исходя из неверных представлений о строе-

нии дельт, их осадки часто не отличали от пород другого происхождения. В качестве, вероятно, дельтовых образований можно указать на угленосную и часть верейской толщ Русской платформы, угленосные толщи Кизела и Донбасса и другие.

Из изложенного выше видно, что огромное влияние на характер всех осадков оказывает климат. Он целиком определяет выделение ледниковой и пустынной областей и характер озерных отложений. Менее заметно, но все же велико его влияние на осадки предгорий, рек и дельт.

## УСЛОВИЯ МОРСКОЙ СРЕДЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДКОВ

### Главные типы морей

Условия осадкообразования на дне морей резко отличаются от наземных. Они определяются здесь прежде всего глубиной и удаленностью от берега, а также рельефом дна и взаимоотношениями между бассейном и сушей. Эти особенности определяют количество приносимого с суши материала и в большой мере влияют на другие факторы осадкообразования в море. Здесь меньшее, чем на суше, но все же очень большое влияние оказывают и климатические условия, так как состав приносимого материала определяется в основном особенностями климата и рельефа суши, откуда идет его снос. Кроме того, климат непосредственно влияет на химическое и биогенное осаждение и диагенез осадков, особенно в мелководных морях.

Как известно, современные материки представляют собой массивы, возвышающиеся над дном огромных пространств мирового океана, достигающего средней глубины около 4000 м, а в отдельных впадинах до 10 000 м. В верхней своей части материки спускаются к морю очень полого, под углом 0,07°, образуя площадку средней ширины около 65 км, но иногда и более 300 км, названную шельфом или континентальной ступенью — как бы террасу материков, залитую высоко стоящим мировым океаном (см. рис. 25). На глубине около 200 м наклон ската увеличивается до 3—5°, в результате чего образуется заметный уступ и шельф переходит в континентальный склон, спускающийся примерно до 2500 м, где он постепенно сливается со средними глубинами океанического ложа. Значительная часть морей, т. е. участков океана, тесно связанных с материками, не превосходит глубиной уровень шельфа. Эти моря — небольшие понижения на поверхности материков, залитые океаническими водами. Их называют поэтому эпиконтинентальными. Одни из них — краевые — расположены на открытом шельфе и лишь слабо отделены от океана, как например, Северное море; другие окружены со всех сторон сушей как Балтийское, Белое, а также Азовское, максимальная глубина которого достигает всего 14 м.

Среди более глубоких морей с дном, достигающим иногда глубины в несколько тысяч метров, можно различать три типа. Во-первых, моря, представляющие собой участки океана, лишь слабо отделенные от него подводными грядами или островами (некоторые восточно-азиатские моря), или даже с совершенно открытым переходом в океан, как Калифорнийский залив и др. Во-вторых, глубокие моря средиземноморского типа, отделенные от океана высокими подводными порогами и, следовательно, полузамкнутые (Средиземное море с глубинами до 4400 м отделено от океана у Гибралтара порогом на глубине 320 м, Черное море глубиной 2200 м отделено от Средиземного порогом на глубине всего 46 м, Красное море, Мексиканский залив и др.). Эти моря представляют большей частью наследие бывших геосинклиналей. Условия осадкообразования в них могут очень сильно отличаться от обычных морских условий (соленость, температура, недостаток кислорода, зараженность сероводоро-

дом), а при опусканиях уровня моря они не просто сокращаются по площади, но превращаются в озера либо опресненные, либо засоленные. Породы, образовавшиеся в таких бассейнах, поэтому иногда резко отличаются от пород, возникших в других морях. Третий, еще недостаточно изученный, но очень интересный тип глубоководных морей, представляют узкие дугообразно-вытянутые океанические впадины с быстрыми переходами от прибрежного мелководья к глубочайшим океаническим глубинам. Эти моря, сопровождающие берега материков и окаймленные гирляндами островных дуг (островные гирлянды и глубоководные впадины Восточной Азии и особенно Индонезии), часто рассматриваются как современные развивающиеся геосинклинали.

Моря рассмотренных нами типов, несмотря на то что они занимают только  $\frac{1}{5}$  часть океанических впадин, представляют для нас наибольший интерес. Изучение осадочных пород показало, что подавляющая их часть отлагалась не на дне открытых океанов, а либо в очень мелководных бассейнах (породы платформ), осадки которых сохраняют ясные следы условий своего образования, либо на незначительных расстояниях от энергично разрушавшейся и, вероятно, поднимающейся суши (породы геосинклиналей). В последнем случае осадки, даже если они отлагались на очень больших глубинах, становятся более похожими на сравнительно мелководные отложения континентального склона, чем на осадки открытых океанических глубин.

Осадки последних отличаются большим однообразием и мелкозернистостью. Накапливаются они исключительно медленно. Среди осадочных пород они либо не представлены вовсе, либо крайне редки и проблематичны. Их своеобразные особенности обусловлены не столько глубиной, сколько удаленностью от «областей питания», т. е. суши.

Влияние рельефа дна на процессы осадкообразования в морях до последнего времени недооценивалось. Это объясняется отчасти тем, что, по господствовавшим представлениям, дно морей, где отсутствуют эрозионные процессы и накапливаются осадки, выполняющие впадины, должно отличаться исключительной сглаженностью. Однако за последние 15—20 лет, благодаря широкому применению нового простого метода измерения океанических глубин — эхолота, в представлениях о рельефе дна морей произошел полный переворот. Теперь все больше выясняется, что морское дно обладает рельефом не менее резким, чем рельеф современной суши (см. рис. 30). Это, конечно, естественно: в море, как и на суше, а возможно и более интенсивно, протекают процессы вулканизма, сбросовые и складчатые тектонические движения, факторы же, сглаживающие на суше неровности рельефа, — механическое выветривание и другие — отсутствуют.

Уже лет 25 тому назад стало известно, что поверхность шельфа изрыта долинами, являющимися продолжением речных долин, видимо, образовавшимися в ледниковую эпоху, когда уровень морей был ниже, чем теперь и континентальная ступень поднималась над водой. Позже были сделаны более неожиданные открытия. Оказалось, что иногда на продолжении этих долин, а чаще без связи с ними, также и континентальный склон прорезается каньонами — глубокими ущельями с плоским дном и почти отвесными стенами до нескольких сот метров высотой и с уклоном дна, достигающим 50 м на 1 км (рис. 25, 26). В устьевой части каньонов, иногда на глубинах в несколько тысяч метров, наблюдаются образования типа дельт и отложения песков.

Условия образования каньонов точно еще не выяснены. Так как они нередко спускаются на глубину более тысячи метров, а в отдельных случаях и до 4000 м, их трудно рассматривать как следы очень низкого стояния океанических вод и осушения. Предположение об образовании их спускавшимися с суши «мутными потоками», несшими в ледниковую

эпоху много песчаного материала и эродировавшими рыхлые отложения континентального склона, невероятно, тем более, что иногда «каньоны» вырезаны в крепких кристаллических породах, которые не могли бы быть эродированы морскими течениями. Предположения, что они свидетельствуют об опусканиях краевых частей материков и особенно, что они представляют собой результат размыва огромного числа радиальных трещин, расколовших в послеледниковое время окраины материков, встречают ряд возражений.



Рис. 25. Рельеф шельфа и части континентального склона южнее о-ва Лонг Айленд. По Дели.

Черное — суша. Видны долины, бороздящие шельф и каньоны, пересекающие склон

Не менее загадочны, чем каньоны, и так называемые гайоты — возвышающиеся на тысячи метров над дном океана конусообразные вершины явно вулканического происхождения, замечательной особенностью которых является то, что их вершущки как бы срезаны и представляют собой ровные площади размерами от 450 до 20 000 км<sup>2</sup> (рис. 27). Такие плоскости, которые могли быть образованы только морской абразией, встречаются на глубинах от 400 до 350 м, а в средней части Тихого океана преимущественно на глубинах 1500 м. Надо отметить, что у многих

коралловых рифов примерно на этой же глубине наблюдается первое появление строящих рифы кораллов (как известно, обитающих лишь в поверхностных водах), а на склонах гайотов наблюдаются уступы — террасы, встречающиеся до глубины около 3500 м.

Выяснение происхождения этих и других неровностей морского дна, свидетельствующих о грандиозных колебаниях уровня морских вод или

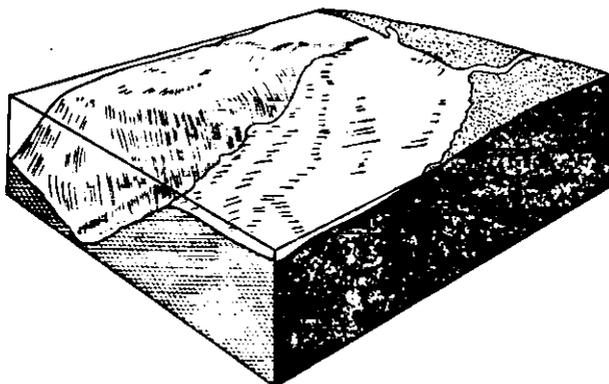


Рис. 26. Подводный каньон Кап Бретон в Бискайском заливе. По В. П. Зенковичу



Рис. 27. Разрез типичного гайота с натуральным соотношением вертикального и горизонтального масштабов

отдельных участков земной коры, очень помогло бы понять условия образования современных осадков и пород. Этими колебаниями, быть может, объясняется и отсутствие среди осадочных толщ пород глубоководного океанического происхождения. Отсутствие последних противоречит

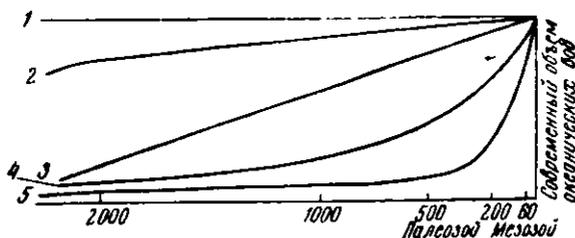


Рис. 28. Изменения объема океанических вод во времени, по представлениям Вальтера (5), Твенгофеля (4), Конуэя (3 и 1), Кюнена (2)  
Цифры внизу показывают время в млн. лет

нашим представлениям о развитии Земли и на первый взгляд говорит о неизменности распределения на ней океанических глубин и материковых массивов. Объяснить его можно либо тем, что древние океаны, как думают некоторые исследователи, в отличие от современных, были мелководными (рис. 28), либо тем, что более обширные ранее материи в течение геологической истории раскалывались и значительные их части опускались на огромные океанические глубины.

Первое объяснение основывается на подсчетах, показывающих, что в течение геологической истории должны были постепенно изменяться

не только состав океанических вод (за счет приноса продуктов выветривания и вулканических процессов), но и их количество, постепенно возраставшее вследствие освобождения воды при эффузиях и притока ювенильных вод. Некоторые авторы считают, что объем океанических вод увеличивался равномерно в течение всей геологической истории Земли, другие — что он более интенсивно увеличивался в ее начальной стадии, а третьи (Вальтер, частью Твенгофел) — что он резко возрос в начале мезозоя. Последнее предположение могло бы объяснить происхождение еще неизвестных во времена Вальтера гайотов, однако оно не объясняет происхождения «каньонов», пересекающих современный континентальный склон и образовавшихся сравнительно недавно. Кроме того, оно не учитывает существования в палеозое и позже «трансгрессий», покрывавших часть континентов и таким образом показывающих, что и до предполагаемого мезозойского увеличения океанических вод их уровень бывал временами не ниже, а выше их современного положения по сравнению с современными континентами.

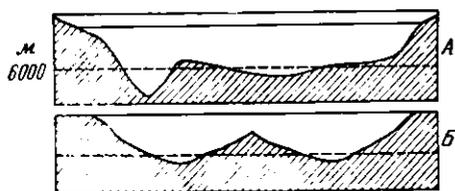


Рис. 29. Схематические разрезы океанов. По Кюену  
 А — северная часть Тихого океана, Б — Атлантический океан

Второе объяснение, которому не противоречит и первое, более удачно. Действительно, если можно утверждать, что современная суша никогда — по крайней мере с докембрия — не опускалась на большие океанические глубины, то некоторые глубоководные каньоны, гайоты, рифовые сооружения и особенно их скопления в центральных частях Тихого океана, доказывают, что области, бывшие когда-то сушей или

мелкоморьем, погружены теперь на большие океанические глубины. Более того, по мнению многих авторов, геофизические и геологические исследования приводят к выводу, что очень значительные части океанов входили когда-то в состав континентов. Так, западную глубоководную часть Индийского океана, окруженную грандиозными сбросами и грабенами, они предположительно считают обрушившейся частью континентального массива. В Тихом океане, кроме его центральной части, усеянной коралловыми островами и гайотами и представляющей, несомненно, область значительных погружений, некоторые авторы относят к областям недавних погружений и его восточные и западные окраины. Дно северной и южной частей Атлантического океана, по некоторым предположениям, сложено обломками континентальных платформенных пород докембрийского и палеозойского возраста. О возможности опусканий на сотни и тысячи метров обширных участков платформ говорят и точные данные, полученные в результате глубокого разбуривания Русской платформы.

Рельеф дна Тихого и Атлантического океанов существенно различен (рис. 29). Дно Атлантического океана представляет для нас особенный интерес, так как оно отличается исключительно резким, свежим рельефом и обнаруживает ясные следы горообразующих процессов геосинклинального типа в виде тянущейся вдоль всего океана с севера на юг грандиозной подводной горной цепи — Атлантического хребта. От обширных ровных котловин, примыкающих к нему с запада и востока, которые на суше мы назвали бы платформами, хребет поднимается в среднем на высоту 3,5 км, а отдельные вершины, возвышающиеся над океаном в виде островов, — на 5,5 км. Хребет состоит из ряда продольных гряд, разделенных ложбинами, пересекается глубоким поперечным грабеном и несет следы многочисленных сбросов. Образцы слагающих его пород представлены обычно габбро и третичными базальтами, более редки граниты, найден известняк. В некоторых его местах, как показывают пробы грунта, под-

нятые специальными трубками, современные осадки, вероятно, имеют незначительную мощность, а иногда отсутствуют.

Все имеющиеся данные об Атлантическом хребте (рис. 30) показывают, что он является настоящим горным сооружением, видимо, геосинклинального типа мезозойской альпийской складчатости. Резкость рельефа хребта, еще и сейчас не полностью погруженного (пики островов), говорит о его молодости и правдоподобности древнего предания о материке Атлантиде, погружившемся в океан еще на памяти человечества.

Приведенные сведения о рельефе и истории океанов, важные для понимания хода осадкообразования, кроме того, подчеркивая значение необратимого развития Земли, показывают, какая осторожность необходима при использовании наблюдений над современными явлениями для понимания прошлого.

### Соленость морской воды

Морская вода представляет собой раствор солей средней концентрации 3,5%<sup>1</sup>. В поверхностных водах океанов она колеблется от 3,4% (влажные тропики) до 3,79% (засушливая область пассатов). В морях, отделенных от океана порогом, в зависимости от местных условий, отклонения от нормы более значительны. Так, в восточной части Средиземного моря соленость достигает 3,9%, в Красном море 4,1%, а в северной части Черного моря всего 1,7%. В Каспийском море она

<sup>1</sup> Воды морского типа с резко пониженной соленостью называются солоноватыми. Пресные (речные и другие) воды содержат менее 0,05—0,03% солей.

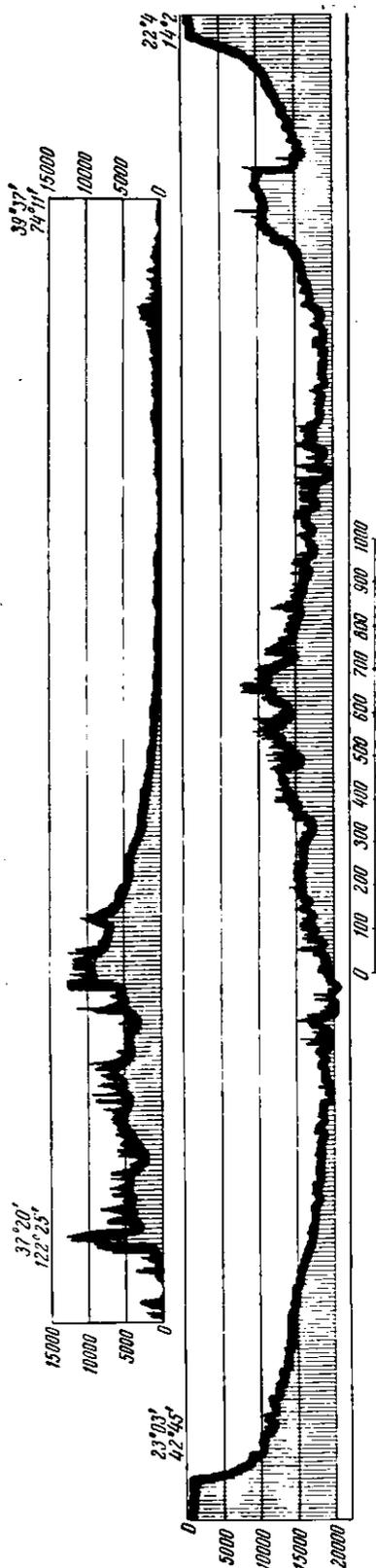


Рис. 30. Профили через Северную Америку (сверху) и через южную часть Атлантического океана (внизу). По Шепарду. Высота в футах (3 ф = 1 м), горизонтальные расстояния в милях (1 миля = 1,61 км).

не больше 0,1—1,5%, а в его заливе Кара-Богаз-Гол, окруженном пустынями, 16,3—28,9%.

Соотношение солей считается постоянным для всех сообщающихся морей, независимо от их солености. Основной состав солевой массы морей следующий:

К весу морской воды, %		Ко всей массе солей, %
NaCl	2,72	77,75
MgCl <sub>2</sub>	0,38	10,87
MgSO <sub>4</sub>	0,17	4,73
CaSO <sub>4</sub>	0,12	3,60
K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0,09	2,46
MgBr <sub>2</sub>	0,01	0,21
CaCO <sub>3</sub> и следы всех других солей	0,01	0,34

Кроме того, в нее входят в ничтожных количествах, вероятно, все элементы; не менее 30 из них уже обнаружены. По данным Виноградова (1944), средний химический состав морской воды в весовых процентах следующий:

O	85,82	B	$4,5 \cdot 10^{-4}$	As	$1,5 \cdot 10^{-6}$	Ge	$1,0 \cdot 10^{-7}$
H	10,72	F	$1,0 \cdot 10^{-4}$	Al	$1,0 \cdot 10^{-6}$	V	$5,0 \cdot 10^{-8}$
Cl	1,89	Si	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Pb	$5,0 \cdot 10^{-7}$	Ga	$5,0 \cdot 10^{-8}$
Na	1,056	Rb	$2,0 \cdot 10^{-5}$	Mn	$4,0 \cdot 10^{-7}$	Th	$4,0 \cdot 10^{-8}$
Mg	$1,4 \cdot 10^{-1}$	Zi	$1,5 \cdot 10^{-5}$	Se	$4,0 \cdot 10^{-7}$	Ce	$3,0 \cdot 10^{-8}$
S	$8,8 \cdot 10^{-2}$	Na	$1,0 \cdot 10^{-5}$	Ni	$3,0 \cdot 10^{-7}$	Y	$3,0 \cdot 10^{-8}$
Ca	$4,0 \cdot 10^{-2}$	S	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Sn	$3,0 \cdot 10^{-7}$	La	$3,0 \cdot 10^{-8}$
K	$3,8 \cdot 10^{-2}$	P	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Cs	$2,0 \cdot 10^{-7}$	Bi	$2,0 \cdot 10^{-8}$
Br	$6,5 \cdot 10^{-3}$	Zn	$5,0 \cdot 10^{-6}$	U	$2,0 \cdot 10^{-7}$	Hg	$3,0 \cdot 10^{-9}$
C	$2,0 \cdot 10^{-3}$	Ba	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Co	$1,0 \cdot 10^{-7}$	Ag	$n \cdot 10^{-9}$
Sr	$1,3 \cdot 10^{-3}$	Fe	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Mo	$1,0 \cdot 10^{-7}$	Au	$4,0 \cdot 10^{-10}$
		Cu	$2,0 \cdot 10^{-6}$	Ti	$1,0 \cdot 10^{-7}$	Ra	$1,0 \cdot 10^{-14}$

Качественно обнаружены: Zr, W, Cd, Sb, Sm, Nd, Pr, Ms, Th, Rn, инертные газы

Другие авторы дают для некоторых элементов несколько иные цифры.

Состав солей современных океанов — продукт чрезвычайно длительной эволюции. Он создавался на основе совершенно иных, вероятно, почти пресных вод первичного океана, частью за счет продуктов эффузий, но в основном за счет приноса солей речными водами. В настоящее время их ежегодный принос составляет, однако, всего одну двадцатимиллиардную долю содержащихся в океане солей.

Интересно сопоставление состава солевой массы морской воды с составом солевой массы речной воды. В речной воде, в процентах от общей суммы солей, содержится карбонатов 79,9 (в море 0,34), хлоридов 6,9 (в море 88,8)<sup>1</sup> и сульфатов 13,2 (в море 10,8). Это несоответствие легко объясняется тем, что карбонаты кальция осаждаются в морях, образуя толщи известняков, а более растворимые хлориды накапливаются в воде; частью и тем, что хлориды, сульфаты, бораты и бромиды поступали в моря не только через реки, но также при извержениях и с ювенильными водами и, кроме того, вероятно, уже содержались в водах первичного океана.

Утверждение, что состав солей морской воды везде одинаков, нуждается в уточнении. Даже в открытых морях жизненные процессы морских организмов, суточные и годовые колебания внешних условий, а на дне — химические реакции создают местные и периодические отклонения состава солей от нормы. На рис. 31 видно, как весенний и летний расцвет диатомовых водорослей, потребляющих фосфаты и нитраты, ведет к резкому сокращению этих веществ, количество которых в воде снова восстанавливается после осенней гибели диатомей. Неравномерно распределяются эти соединения и по глубинам. Обычно количество кремнезема, фосфатов и частью других извлекаемых организмами биогенных элементов возрастает с глубиной, так как подавляющая часть организмов живет в верхних слоях, а умершие тела падают на дно, где и разлагаются, освобождая захваченные наверху соединения.

В разных участках морей и на разных глубинах количество  $\text{SiO}_2$  колеблется от 10 мг на 1 м<sup>3</sup> (в начале лета, в поверхностных водах) до 4000—7000 мг на 1 м<sup>3</sup> в глубоких водах Антарктики. Менее резко, но также в широких пределах колеблется и содержание фосфора.

В полузамкнутых и отшнурованных бассейнах отклонения в содержании отдельных компонентов могут достигать значительных размеров, как это видно из табл. 1 (по Книповичу).

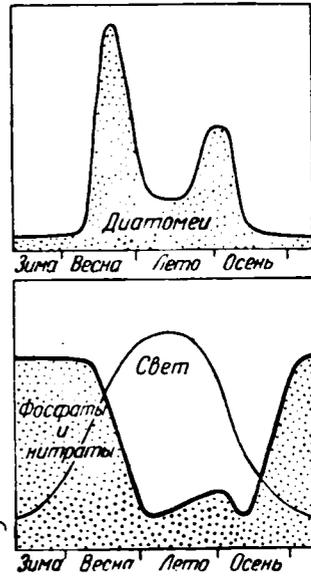


Рис. 31. Колебания количества диатомей, фосфатов и нитратов в морской воде по временам года. По Зернову

Таблица 1

Наименование бассейна	$\text{CaSO}_4$	$\text{MgSO}_4$	KCl	NaCl	$\text{MgCl}_2$	$\text{CaCO}_3$	Соленость, %
Океан . . . . .	3,94	6,40	1,69	78,32	9,44	0,21	34,30
Черное море . . .	2,58	7,11	2,99	77,72	9,07	1,59	18,60
Каспийское море .	6,92	23,58	1,21	62,15	4,59	1,24	12,86

Соленость морской воды оказывает и прямое и косвенное влияние на осадок и породу.

<sup>1</sup> Несоответствие будет еще больше, если учесть, что часть  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и подавляющая часть хлора, вносимого реками в моря, попадают в реки не как продукты выветривания, а из моря же, через атмосферу.

1. Соленая вода содержит много электролитов и быстрее, чем пресная, осаждает тончайший ил, подавляющая часть которого оседает у берегов. Кроме того, при одновременном приносе тонкого и грубого материала в пресной воде возникает разделение осадка на слои с разной величиной зерна, а в соленой воде получается смешанный осадок.

2. Соли морской воды дают материал для образования органогенных и чисто химических осадков.

3. Соленая вода тяжелее пресной, поэтому между сообщающимися бассейнами с разной соленостью возникают течения. Нижнее из них пере-

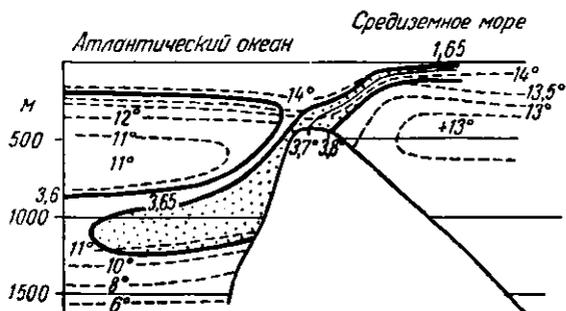


Рис. 32. Схема, показывающая возникновение компенсационных течений: более соленая и тяжелая вода Средиземного моря (пунктир) переливается через проливы в Атлантический океан. Видна разница температур воды на одном уровне в океане и Средиземном море

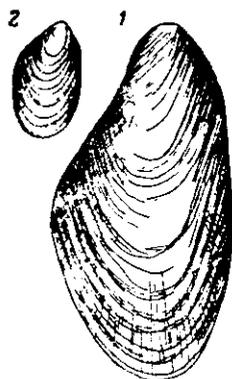


Рис. 33. 1 — *Mytilus edulis* из Северного моря, 2 — то же, карликовая форма, встречающаяся у берегов Финляндии, где вода опреснена. По Зернову

носит соленую воду в более пресноводный бассейн, а верхнее движется в обратном направлении (рис. 32).

4. Изменение солености действует на органический мир, что иногда позволяет по характеру фауны восстанавливать историю бассейна. При сильном изменении солености сокращается число видов, так как выживают лишь немногие; выжившие виды, оставшись без конкурентов, развиваются в бесчисленном количестве, причем обычно наблюдается уменьшение или, реже, увеличение размеров у тех же форм (рис. 33).

### Органическое вещество в морской воде

Кроме неорганических солей, морская вода содержит много органического вещества, которое присутствует, в виде живых организмов, их разлагающихся остатков и в большем количестве в виде коллоидальных и химических растворов.

Главным производителем его в море является растительный планктон (диатомей, кокколитофориды и др.). Органического вещества растительного планктона в несколько раз больше, чем органического вещества морских животных, пищей которым он служит. Растительные организмы, нуждаясь в солнечном свете, живут лишь в верхних слоях воды, которые поэтому наиболее богаты органическим веществом. Вторая зона некоторого сгущения живого органического вещества наблюдается на дне, куда падают мертвые организмы и где обитает донная фауна.

Добавочным источником органического вещества в море является принос его реками, в которых оно составляет около 11% их солевого состава. Поэтому прибрежные мелководные области моря наиболее богаты органической жизнью. Все органогенные донные раковинные, коралловые, водорослевые и подобные им осадки образуются лишь в мелком море, дно которого населено особенно густо. Этому благоприятствует

здесь и частое перемешивание вод. К побережьям, вследствие сгона поверхностной воды ветрами, часто приурочены выходы глубинных вод, несущих запасы питательных веществ, особенно нитратов и фосфатов. В мелководных участках часто наблюдаются резкие колебания температуры, внезапное обеднение кислородом и т. д., что приводит к массовой гибели животных и накоплению продуктов их разложения, «удобряющих» воду и осадок (рис. 34). К этим участкам моря приурочены главные рыбные промыслы.

Количество органического вещества, образующегося в море, составляет за год в среднем для разных морей около 1000 г на 1 м<sup>3</sup> поверхностной части моря, но дна достигает лишь его небольшая часть, так как еще в пути оно подвергается разложению. В океанических водах органическое вещество составляет около 2 мг/л, в средиземных морях 56 мг/л. На его накопление в осадках влияют газовый режим, рельеф дна (накопление преобладает во впадинах), характер движения воды и структура осадка (в илах его содержание в четыре раза больше, чем в песках). Наименьшее содержание органического вещества мы находим в абиссальных осадках: 0,3—1,5%. Оно немного выше в шельфовых осадках: 2—3%, но значительно выше в осадках континентального склона: 5—6%. Там, где имеются восходящие течения, оно доходит до 8%. В осадках внутренних морей оно особенно изменчиво: от 1—6 до 10%. В дельтах всего 2—3%; в лагунах 1—7%. Наибольших величин оно достигает во впадинах фиордов: 12—23%, а также в древних осадках Черного моря: 20—35%.

Накопляющееся на дне органическое вещество является одним из главных источников материала для образования газов, нефти, битуминозных сланцев и тому подобных пород. Органическое вещество влияет на процессы диагенеза, создавая и поддерживая восстановительную среду.

#### Газы, щелочной резерв, рН и Eh морской воды и «подводное выветривание»

Вода содержит в растворе не только соли, но и газы, в том числе углекислоту и кислород. Она обладает избирательной способностью поглощения кислорода, составляющего лишь 1/5 часть газа воздуха и до 1/3 морских газов.

Единственным источником кислорода для морской воды, если не считать жизнедеятельности растений, является атмосфера. Его содержание в воде определяется: 1) близостью к атмосфере, 2) температурой, 3) жизнедеятельностью организмов (поглощение животными, разложение мертвых тел). Как правило, поверхностные воды богаче кислородом.

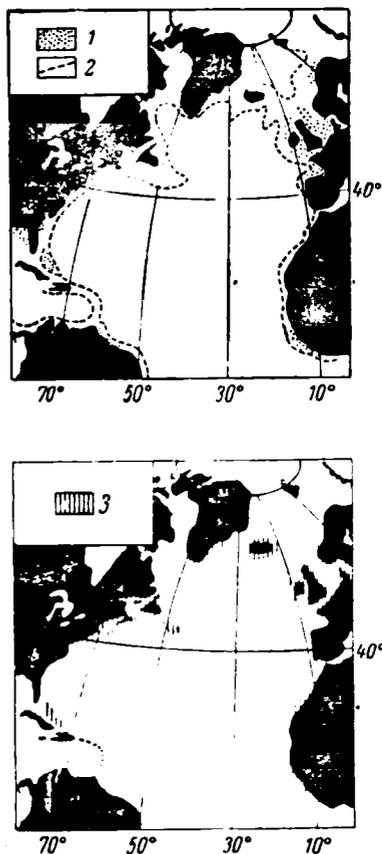


Рис. 34. Карты, показывающие соотношение мелей и обилия морской фауны. По Зернову

1 — глубины менее 100 морских саженей; 2 — глубины до 1000 морских саженей; 3 — площади, изобилующие морской фауной (рыбы и др.)

Волнения, смешивающие воду с воздухом, играют при этом большую роль.

Казалось бы, что на значительных глубинах исключается возможность присутствия ощутимого количества кислорода. Однако как видно из рис. 35 (распределение кислорода в Атлантическом океане), дело может обстоять и иначе. Наиболее значительное количество кислорода имеется на поверхности океана в высоких широтах. Большие глубины заполнены водой, относительно богатой кислородом, а наиболее бедные им участки находятся неглубоко под поверхностью океана в при-

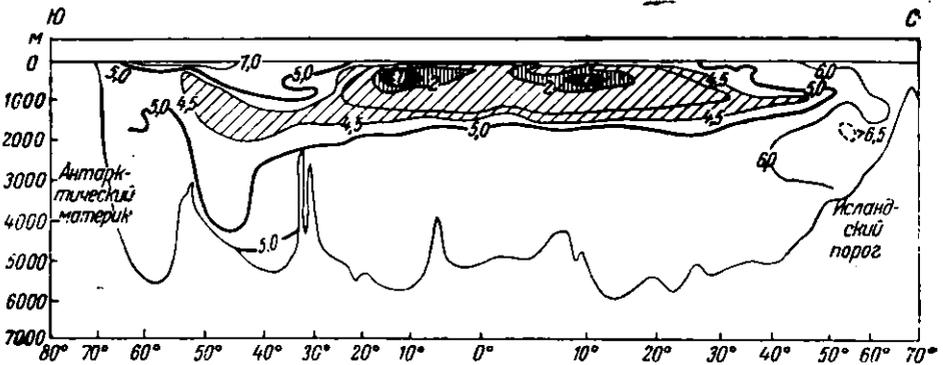


Рис. 35. Распределение кислорода в восточной части Атлантического океана по линии, параллельной берегам. Цифры указывают количество кислорода в  $см^3/л$ . По Ваттенбергу

экваториальной области, где даже на поверхности количество его остается небольшим. В глубокие воды кислород приносится течениями и конвекционными токами. Дело в том, что чем вода холоднее, тем больше она способна растворять кислород и другие газы. При  $0^{\circ}$  1 л воды может содержать кислорода  $8,18 см^3$ , при  $10^{\circ}$  —  $6,45 см^3$ , при  $35^{\circ}$  — всего  $4,17 см^3$ . Кроме того, чем вода холоднее, тем она тяжелее. Воды охладившиеся на поверхности океана, в высоких широтах опускаются вниз, снабжая глубинные воды кислородом. Так как на глубинах органический мир крайне скуден, принесенный кислород почти не расходуется, но там, где конвекционные течения поднимают глубинные воды кверху, они быстро теряют почти весь кислород (см. рис. 35).

Роль кислорода в море очень велика: 1) он делает возможным существование животных на больших глубинах, 2) препятствует установлению там восстановительной среды, 3) содействует разложению некоторых минералов, окислению продуктов распада органических тел и образованию  $CO_2$ .

Углекислый газ находится в морской воде в большом количестве. Полагают, что морские воды содержат  $CO_2$  в 7—8 раз больше, чем атмосфера. Содержание свободной  $CO_2$  в воде также возрастает с понижением температуры. При  $1,4—3,2^{\circ}$  оно составляет  $53,31 мг/л$ , при  $25—28,7^{\circ}$  —  $35,88 мг/л$ . Также повышается оно и с глубиной. Если же брать не только свободную, но и связанную углекислоту (растворимые карбонаты и бикарбонаты), количество которой примерно в 100 раз превышает количество свободной (до  $60 см^3/л$ ), то разница будет значительно больше.

Источниками углекислоты в море является: 1) атмосфера (поглощение, дождь), 2) речная вода, 3) продукты разложения органических веществ, 4) жизнедеятельность морских животных и 5) подводные вулканические процессы. Расходуется она вследствие выхода в воздух, поглощения растениями и химическими реакциями. Роль углекислоты в процессах, протекающих в море, очень значительна. Она растворяет  $CaCO_3$

осадка, переводя его в бикарбонаты  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  и препятствует выпадению  $\text{CaCO}_3$ .

Растворяющим влиянием  $\text{CO}_2$  на  $\text{CaCO}_3$  объясняется медленность накопления  $\text{CaCO}_3$  на больших глубинах в холодных водах, богатых углекислотой, тогда как в теплых поверхностных экваториальных водах раковины изобилуют и отличаются размерами и толщиной. Поэтому большие толщи известняков обычно свидетельствуют об осаждении  $\text{CaCO}_3$  в условиях теплого климата и на небольших глубинах.  $\text{CO}_2$  частью создает, частью же сглаживает колебания величины рН. Так, колебания  $\text{CO}_2$ , вызываемые годовым ходом развития морской растительности, поглощающей  $\text{CO}_2$  летом и отдающей ее после своей гибели осенью, создают годовой ход изменений рН (рис. 36).

Суточные колебания рН также могут быть довольно значительными (например, днем 9, ночью 8,2). Большая часть  $\text{CO}_2$  находится в воде в виде карбонатов, бикарбонатов и продуктов диссоциации:  $\text{CO}_3$ ,  $(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{CO}_2$ . Карбонаты и бикарбонаты, находящиеся в растворе, называют «щелочным резервом» (измеряется количеством раствора  $\text{HCl}$ , которое должно быть прибавлено для полного их разложения). При прибавлении к морской воде небольшого количества щелочи или кислоты карбонаты, бикарбонаты и свободная  $\text{CO}_2$ , переходя из одной формы в другую, оказывают замедляющее («буферное») действие на вызываемые этим прибавлением изменения величины рН.

В предыдущей главе уже указывалось, какое влияние на осадкообразование оказывает величина рН. Важно поэтому, что в море она отличается большим постоянством, колеблясь около 7—8 (слабо щелочная среда) и обычно несколько понижаясь с глубиной (см. рис. 9) вследствие усиления давления, которое увеличивает диссоциацию угольной кислоты и делает воду более кислой. В отдельных случаях под влиянием организмов рН изменяется сильнее, колеблясь от 6,4 до 10,5. Щелочной резерв ослабляет резкость колебаний рН, вредных, а иногда и смертельных для морских организмов. Быть может, частые повторения таких колебаний приводили к вымиранию или изменению фауны, что обычно не учитывается геологами.

В полузамкнутых морях может создаваться необычное распределение газов, примером чего является Черное море (см. стр. 79) и, соответственно, своеобразные условия осадкообразования в нем. Следы таких условий улавливаются при изучении и некоторых осадочных пород.

Обычно в морской воде имеется кислород ( $Eh$  положительная), углекислота и организмы, в том числе бактерии, т. е. главные факторы, производящие химическое «выветривание» пород на суше. Они действуют и в морской воде, что было подчеркнуто Гуммелем, который назвал процесс подводного морского разложения «гальмиролизом» (т. е. «разложение в соленой среде»). Подводное «выветривание» заключается в окислении, растворении и разложении принесенных с суши минералов. Его продуктами являются частью глубинная красная глина, иногда глауконит, конкреции и корки окислов железа и марганца и т. д. Возможно, что иногда некоторые особенности слоев, напоминающие следы континентального выветривания, в действительности представляют результат

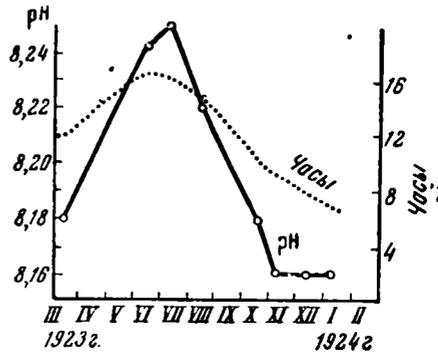


Рис. 36. Влияние продолжительности солнечного освещения (в часах), на величину рН в море (по Зернову)

гальмиролиза. Они заслуживают внимания потому, что могут уточнить условия среды, в которой отлагался осадок. Гальмиролиз можно рассматривать как начальную фазу диагенеза (см. стр. 30, 31).

### Температура морской воды

Температурные условия в морях отличаются отсутствием резких колебаний. На поверхности морей температура определяется широтой местности, ее климатом, течениями, пригоняющими теплую или холодную воду.

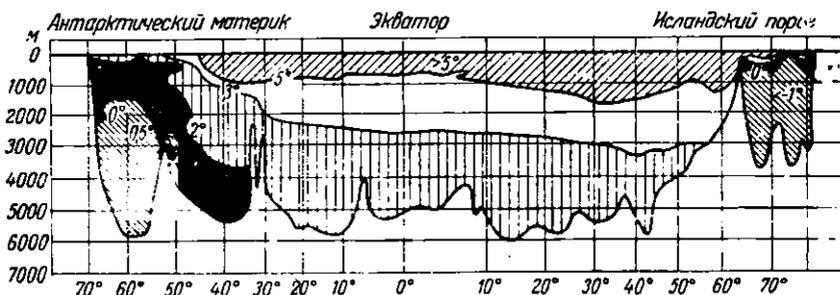


Рис. 37. Распределение температур в Атлантическом океане на продольном сечении в его восточной части. По Ваттенбергу

До известной глубины температура воды подвержена суточным и годовым колебаниям. С глубиной она понижается и, начиная с 1000 м, устанавливается постоянная низкая температура, колеблющаяся от  $+3$  до  $-1,3^\circ$  (рис. 37). Такое распределение температур объясняется тем, что удельный вес соленой воды, в противоположность весу воды прес-

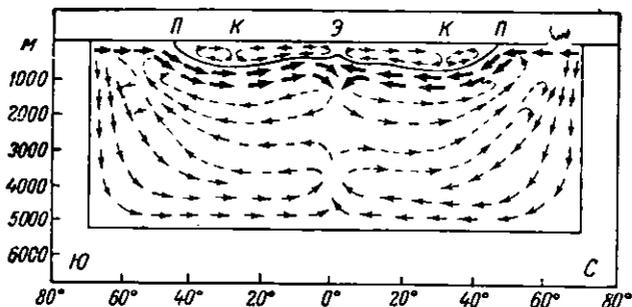


Рис. 38. Схема циркуляции глубинных вод в океанах:  
п — полярный фронт; к — субтропические конвергентные токи;  
э — экваториальное противотечение

ной (которая имеет наибольший удельный вес при  $+4^\circ$ ), непрерывно увеличивается с понижением температуры вплоть до замерзания (около  $-2^\circ$  при нормальной солености). Это указывает также на то, что воды океанов постоянно перемешиваются, так как иначе, чем путем притока с высоких широт, холодная вода не могла бы попасть на глубины океанов под экватором. Перемешивание океанических вод вызывается тем, что они одновременно в высоких широтах охлаждаются, а в приэкваториальных нагреваются. Нарушение равновесия вызывает в океанах передвижения водных масс как горизонтальные, так и вертикальные. Эти медленные, неуловимые приборами перемещения имеют огромное значение, так как они не только накапливают одинаково холодные воды на всех океанических глубинах, но и снабжают их кислородом, приносимым из атмосферы (рис. 38). В морях также возникают аналогичные, но более простые движения, обусловленные охлаждением воды зимой на поверхности,

которые и снабжают кислородом их глубины. В бассейнах, отделенных от океана порогом, распределение температур и кислорода может быть, как это видно на примере Черного моря, более сложным. До глубины 50 м амплитуда сезонных колебаний в нем достигает 18°. С глубиной она постепенно уменьшается, и ниже 150 м устанавливается постоянная температура 8,7°, которая ко дну повышается до 9°. Такое своеобразное явление обусловлено притоком средиземноморской воды более теплой, но более соленой и потому более тяжелой. Сравнительно пресные поверхностные воды Черного моря легче, чем эти глубинные воды, и не опускаются глубже 150—200 м. Таким образом, более глубокие части моря лишены притока кислорода, а развивающиеся в них бактерии создают сероводородную среду и совершенно особые условия осадкообразования (см. стр. 79 и след.).

Из сказанного видно, что влияние температуры на осадкообразование в море очень велико и проявляется в следующем:

1) обусловленные температурой вертикальные движения воды являются единственным путем снабжения глубин кислородом;

2) холодная вода может содержать больше кислорода и CO<sub>2</sub>, чем теплая, и температура воды воздействует, таким образом, на газовый режим и ход осадкообразования, в частности, на выделение или растворение CaCO<sub>3</sub>;

3) между сообщающимися бассейнами с разной температурой воды создаются течения, иногда сметающие осадок или изменяющие режим бассейна;

4) мелкие частицы быстрее коагулируют в теплой воде, чем в холодной, и выпадают близ берега (при температуре воды 26° из взвешенного состояния оседает в шесть раз больше частиц, чем при температуре 7°); см. табл. 2;

5) температура воды оказывает большое влияние на органический мир.

Низкая температура не является неблагоприятной для развития фауны и флоры. Если в тропических морях видовой состав организмов более разнообразен, а их известковые раковины толще, то в холодных водах величина индивидуумов и их изобилие (биомасса) больше. Для примера укажем, что в Северной Атлантике в 1 л холодной воды найдено в среднем 2500 организмов, а в воде с температурой выше 20° — 700.

Таблица 2

Температура, °С	Скорость (см/сек) падения округлых тел с уд. в. около 2,7 с диаметром частиц			
	1 мм	0,1 мм	0,01 мм	0,001 мм
0	6,57	$4,9 \cdot 10^{-1}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$
5	6,64	$5,7 \cdot 10^{-1}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$
10	6,69	$6,5 \cdot 10^{-1}$	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-5}$
20	6,74	$8,0 \cdot 10^{-1}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-5}$
Увеличение скорости между 0 и 20°, в %	2,5	63	77	77

О том же говорит распределение пелагических организмов по широтам (табл. 3), показывающее также и их приуроченность к верхним горизонтам воды (по Ломану).

Наиболее крупные корненожки (до 14,7 мм), медузы (2 м диаметром, длина щупалец 30 м), гидроиды (до 2,2 м), остракоды (23 мм), креветки (2 м) и другие встречаются только в холодных водах, тогда как те же виды теплых морей обычно имеют значительно меньшие

размеры. Это подтверждается и опытами их разведения (Зернов). В тропических морях гигантские формы встречаются лишь как исключение в условиях среды особо благоприятной для жизни (тридакна с раковиной до 2 м). Резкие колебания температуры (например, при смешении течений) ведут к массовой гибели морских организмов. Влияя на организмы, температура оказывает воздействие и на состав осадка, способствуя накоплению либо известковых илов (теплые воды), либо кремнистых органогенных пород (холодные воды).

Таблица 3

Глубина, м	Число организмов на 1 л воды				
	50—40° с. ш.	40—30° с. ш.	30—20° с. ш.	20—10° с. ш.	10° с. ш. экватор
0	20 000	7 000	1 800	2 000	3 000
50	20 000	5 000	1 600	1 500	2 000
100	3 000	2 000	1 000	700	400
200	3 000	200	200	80	100
400	2 000	100	—	—	—

### Давление в морской воде

С каждыми 10 м углубления в море давление увеличивается на 1 атм. Несмотря на это, даже на значительных глубинах осадок остается рыхлым, так как давление является гидростатическим. Однако, увеличивая способность воды поглощать газы, растворять и разлагать минералы (особенно CaCO<sub>3</sub>), давление оказывает влияние на процессы осадкообразования.

### Свет в морской воде

Морская вода пропускает свет лишь в небольших пределах. Для разных морей и разных их участков, как и для лучей разной длины волны, глубины прохождения света различны. В Балтийском и Белом морях белые диски при опускании в воду перестают быть видимыми уже на глубине 7—10 м, а в центральной части Атлантического океана они видны еще на глубине 66 м. Красные лучи на глубине 2 м поглощаются на 50%, и на глубине 6 м — полностью, а лучи фиолетовой части спектра действуют на фотопластинку еще на глубинах 1000—1500 м.

Солнечный свет не оказывает непосредственно большого влияния на жизнь морских животных, но растительным организмам, за исключением бактерий, он необходим (особенно лучи красной части спектра). На больших глубинах растительная жизнь поэтому отсутствует. Лишь некоторые низко организованные планктонные водоросли спускаются в более прозрачных частях океана на глубины около 350 м, а породообразующие растения, живущие на дне, приурочены к глубинам от 0 до 60, редко до 80 м. Их следы в породе указывают, таким образом, на мелководность среды ее образования.

### Движения морской воды

Движения морской воды оказывают огромное влияние на распределение, скорость образования, химический и механический состав и строение осадка. Главнейшими типами движения воды являются следующие:

1. Вертикальные конвекционные движения, вызываемые сезонными изменениями температуры, и медленные круговые движения, смешивающие океаническую воду, почти не ощутимые, но очень важные, так как они приносят в морские глубины кислород.

2. Компенсационные течения, возникающие между двумя сообщающимися бассейнами с водой разной солености или разной температуры и потому разного удельного веса (например, течение между Черным и Средиземным морями).

3. Приливы, влияние которых на образование осадков местами бывает очень заметно. Поднимая иногда морскую воду на 16—20 м, они создают смешанную полуморскую-полукоонтинентальную зону осадкообразования. Проявляясь местами с большой силой, они вызывают «приливное течение», сметающее осадок. Их разрушающее действие может сказываться на глубинах более 1000 м и приводить к образованию подводных ложбин. На пологих берегах приливные воды могут отлагать осадки, как песчаные, так и карбонатные, с характерной неправильной микрослоистостью (см. фото 6).

4. Волнение, представляющее, как известно, не поступательное, но круговое движение частиц воды, может оставлять на осадке следы, может взмучивать, раскалывать и переотлагать его, может сметать его с возвышенностей во впадины и сортировать в прибрежной полосе, но не может его перемещать на значительное расстояние, кроме мельчайших частиц, взвешенных в воде. Исключение представляет лишь побережье, где выбрасываемые на берег и снова сносимые с него обломки могут получать зигзагообразное поступательное движение.

Действие волнения на глубину ограничено довольно узкими пределами. Исходя из теоретических вычислений, можно прийти к выводу, что уже на глубинах от 1000 м действие самых сильных волн должно быть равно нулю. Непосредственные наблюдения над действием волн указывают, что в сильную бурю волны выплескивают на палубу судов донный песок с глубин около 50 м. Следы ряби, образованной волнением, отмечались на глубине 200 м, ряби течений — много глубже (фото 7). О разрушительной и частью накапливающей роли береговых прибоев достаточно лишь напомнить. Следы волнения, запечатлевшиеся в породах, указывают на их образование в мелком море.

5. Особый тип волн представляют цунами — колоссальные волны, достигающие высоты 30—40 и даже 70 м. Цунами возникают в результате внезапных прибрежных обвалов, подводных сбросов и т. д. и особенно подводных извержений. Длина волны цунами достигает 100 км, скорость 200 м/сек. Обрушиваясь на берег, цунами производят грандиозные опустошения. Немаловажными должны быть и следы, оставляемые ими в осадках.

6. Береговые течения, возникающие в узкой мелководной прибрежной полосе, где волны подходят к береговой линии под углом, особенно при наличии постоянных ветров могут перемещать значительные количества материала, иногда с большой скоростью. Так, наблюдалось перемещение ими кирпичей на расстояние 520 м за 28 час.

7. Океанические и морские течения, возникающие под действием ветра или разности в плотностях морской воды и изменяющиеся в зависимости от конфигурации берегов, а также рельефа дна, оказывают огромное влияние на образование осадков. Это как бы огромные реки, текущие с большой скоростью в водных же берегах. Крупнейшее течение Гольфстрим достигает 76 км в ширину, 700 м в глубину и скорости 9 км/час или 2,5 м/сек (скорость Невы 5 км/час). Течения оказывают огромное влияние на распределение температур. Достаточно сравнить среднюю январскую температуру северных берегов Норвегии ( $-4^{\circ}$ ), омываемых теплым течением с лежащими на той же широте берегами Гренландии ( $-20^{\circ}$ ) или Восточной Сибири ( $-36^{\circ}$ ), чтобы понять, что многие из тех температурных различий, которые мы обнаруживаем при

изучении осадочных пород, могли быть обусловлены распределением течений, а не перемещением полюсов.

Течения влияют на жизнь моря и организмов, разносят по всем океанам тонкие частицы, поступающие в моря из рек и при вулканических извержениях. Они могут сметать и передвигать осадки. На глубине 300 м течение сохраняет еще половину, а на глубине 600 м десятую часть своей скорости. К тому же, кроме поверхностных, существуют и глубинные течения, обладающие значительной скоростью. Для переноса илистых частиц требуется скорость всего 0,003 м/сек, для их размывания и уноса 0,077 м/сек; для переноса песчаных частиц от мелких до крупных 0,1—0,2 м/сек и для передвижения крупной гальки — всего 1,25 м/сек. Если вспомнить, что скорость Гольфстрима может достигать на глубине 600 м 0,25 м/сек, то станет ясно, как велико может быть влияние течений на перенос и отложение осадков.

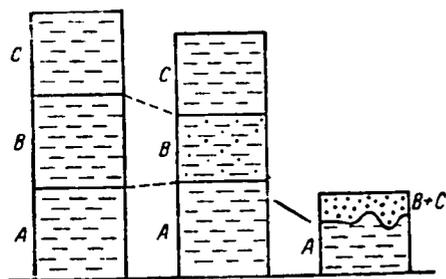


Рис. 39. Схема, показывающая влияние течений на осадок (по Наливкину)

В зависимости от распределения течений, у берега могут отложиться тонкие пески, а дальше и глубже — грубозернистые пески. Там, где течения особенно сильны, даже на глубинах 500—1000 м (Американское Средиземное море), рыхлые осадки целиком сметаются и дно сложено твердым камнем с приросшими к нему ракушками.

Если при изучении разрезов осадочных пород не учитывать переносающей и размывающей роли течений, то можно увидеть следы обмелений (погрубление зерна осадка) или даже осушений (размыв нижележащего слоя, появление гальки) там, где в действительности менялись лишь условия морской среды. Сказанное иллюстрируют три схематические колонки (заимствованы с сокращением из работы Наливкина) пород, отложившихся на одинаковом расстоянии от берега и одинаковой глубине, но при разном состоянии водной среды (рис. 39). В первой колонке осадков, отложившихся в условиях полного спокойствия, мы видим три равные толщи иловато-глинистых пород (А, В, С). Вторая колонка представляет разрез той же свиты в пункте, где во время отложения средней толщи (В) появились течения, уменьшившие ее мощность и сделавшие осадок более грубым. Погрубление осадка трудно объяснить обмелением и приближением берега, так как в этом случае мощность слоя должна была бы увеличиться. В третьей колонке размыв толщ А, сокращение всей верхней части разреза, смена глин песками с галькой также легче объясняются не обмелением, а появлением сильных течений. Подводные перерывы, причиной которых являются, кроме течений, сметание осадков волнением и химическое разрушение, встречаются, вероятно, не редко, но они нелегко отличимы от перерывов, обусловленных осушением.

Течения могут разрушать или изменять осадки также и растворением. Поучительно в этом отношении сравнить содержание  $\text{CaCO}_3$  в осадке двух впадин южной части Атлантического океана, находящихся на одной ширине ( $15^\circ$  с. ш.). На западе в Бразильской мульде на глубинах 5150 и 5900 м мы находим всего 4 и 2%  $\text{CaCO}_3$  и почти на тех же глубинах, 5200 и 5600 м в мульде Конго — 80 и 46%  $\text{CaCO}_3$ . Различие объясняется существованием на западе холодного течения, которому на востоке доступ закрыт подводным порогом.

Течения разносят и распределяют пищу в морях и оказывают этим огромное влияние на характер и на обилие фауны.

## Подводные оползни, перенос и перемещение крупных обломков

Перенос встречающихся в осадках и породах крупных галек и глыб совершается айсбергами, доходящими в северном полушарии до 38° с. ш. и в южном до 35° ю. ш., в холодных морях прибрежными льдами и, в незначительной мере, речными льдинами. Такую же роль играют плавающие острова — скопления растительности, выносимые тропическими реками в моря. Отдельные камни могут переноситься в желудке морских животных или птиц, а также водорослями, приросшими к галькам.



Рис. 40. Подводный оползень в артинских отложениях на западном склоне Урала. По А. А. Иванову

Включения в осадке больших глыб, валунов, целых участков пород могут быть иногда объяснены подводными оползнями. Наиболее заметным признаком последних является наличие между двумя недислоцированными пластами мелко смятого или раздробленного прослоя. На оползень также указывают: а) увеличение мощности свиты (удвоение), б) уменьшение ее мощности (выпадение слоев), в) неправильная последовательность слоев и г) смещение фаций (среди тонкого илистого осадка грубые конгломераты и глыбы) и т. д. В море, где дно сложено рыхлым, вязким материалом, пропитанным водой, оползни могут происходить при самых небольших углах наклона. Естественно, что морские оползни чаще всего встречаются в береговой полосе, в области континентального склона и особенно в геосинклинальных областях, где образованию их способствуют толчки землетрясений и орогенических подвижек. У нас подводные оползни описаны из современных черноморских осадков Архангельским и Страховым. Известны они и из третичных отложений Кавказа и из Западного Приуралья (фото 120; рис. 40). Следы подводных оползней, скольжений и смятия могут очень различаться по величине смятой пачки пород и по характеру деформации — от больших глыб или пачек еще ранее смятия затвердевших слоев до небольших прослоек, как бы расплывающихся или причудливо закрученных слоечков, сминавшихся явно еще в полужидком состоянии. Последнее особенно часто наблюдается в алевроитовых прослоях флишевых ритмов (рис. 108).

## МОРСКИЕ ОСАДКИ

### Общие сведения и классификация

Морские осадки извлекают со дна с помощью особого прибора — трубки, опускаемой на тросе, врезающейся в осадок и при подъеме захлопывающейся снизу. До недавнего времени таким образом получали пробы длиной всего несколько сантиметров. Теперь отечественные приборы берут образцы осадка длиной около 30 м.

Осадки в морях образуются за счет материала, приносимого реками и ветром с суши с небольшой добавкой продуктов островных и подводных эффузий. Распределение и отложение в морях материала, принесенного в виде грубых обломков и «твердой взвеси», регулируется гидродинамическими условиями морской среды, т. е. движениями морских вод.

Распределение материала, принесенного в растворах, зависит и от других свойств морской среды. Трудно растворимые элементы (большая часть Si, Al, Fe и др.) выпадают недалеко от берегов и затем разносятся в виде «взвеси» наряду с механически внесенным материалом. Вещества, оставшиеся в растворе, выпадают в осадок там, где физико-химические условия среды благоприятствуют их осаждению — иногда чисто химическому, а чаще органогенному.

Впервые современные морские осадки, точнее глубоководные их разновидности, были описаны в конце прошлого столетия Мерреем и Ренаром, изучавшими пробы осадков, собранные экспедицией корабля Чалленджера. В основу предложенной ими классификации осадков, впоследствии дополненной Крюммелем и Андре, положена глубина бассейна и расстояние от суши — моменты не совпадающие, но близкие<sup>1</sup>, и действительно прежде всего определяющие физико-химические условия среды отложения. Таким образом выделены три главные области осадкообразования в морях:

1) мелководная или «неритовая» с глубинами до 200 м<sup>2</sup>; в ней различают зоны — прибрежную и более удаленную от берега, шельфовую;

2) глубоководная или «батиальная» с глубинами до нескольких тысяч метров, но близкая к суше область континентального склона, место отложения полупелагических осадков;

3) наиболее глубоководная или абиссальная, удаленная от континентов область больших океанических глубин, место отложения эупелагических<sup>3</sup> (т. е. вполне морских) осадков.

Более дробно осадки делились ими по составу — минеральному, органогенному и механическому, иногда по цвету, отражающему их минеральный состав и химизм среды отложения.

Эта классификация дает ясное представление о главных типах осадков, областях их распространения в морях. Несмотря на некоторые ее недостатки, в частности недостаточное внимание к мелководным отложениям, она принята в зарубежных и почти во всех наших работах о современных морских осадках. В последние годы за рубежом и в Советском Союзе (Кленова) разрабатывается новая классификация, в основу которой кладется не распределение осадков по областям накопления, не их минеральный и органогенный состав и условия образования, а величина слагающих их зерен, как отражающая динамику водной среды. Этот момент очень важен, но основанная на нем классификация находится лишь в начальной стадии разработки и не дает представления о главных типах осадков и областях их распространения.

Схема наиболее употребительной в настоящее время классификации дается в табл. 4.

В современных океанах и морях осадки мелкоморья и полупелагические, к которым принадлежит подавляющая часть осадочных пород, слагаются преимущественно обломочным материалом. Они занимают

<sup>1</sup> Из этих двух моментов более значительное влияние на характер осадка оказывает, видимо, удаленность от суши.

<sup>2</sup> В этой классификации видная роль отводится глубине 200 м, получившей название «линии ила», т. к. в современных морях с этой глубиной, отмечающей скачок в изменении рельефа дна, часто связано и изменение условий отложения осадка (ослабление течений и т. д.), а следовательно и самих осадков (смена преимущественно песчаного материала глинистым и т. д.).

<sup>3</sup> Пелагическими называют осадки или их составные части непосредственно образующиеся в море, т. е. скелетные части морских организмов, и минералы, химически выпавшие из морской воды. «Терригенными» (т. е. происходящими с суши) принято называть составные части осадков, приносимые в море в виде «твердой взвеси», т. е. преимущественно пески и глины. Эти старые термины несколько условны, так как растворы, за счет которых образуются морские организмы и минералы, также приносятся с суши, часть глины несомненно образуется в море, а пелловый материал может быть как приносным, так и морским.

Группа	Удаленность от берега и глубина	Типы осадков, установленные Мерреем (с поправками)	Состав
I. Осадки мелководья (неритовые, обычно выше изобаты 200 м)	Отложения побережья	Терригенный (преимущественно)	Глыбы, галечники, гравий, пески, илы и глины. Ракушечники, рифы и другие органические осадки Химические отложения, преимущественно карбонатные
	Отложения шельфа	То же	Галечники (редко), гравий, пески, илы и глины. Ракушечники, рифовые, водорослевые и другие органические осадки Химические отложения, преимущественно карбонатные
II. Осадки полупелагические (глубоководные — батальные), иногда абиссальные, близкие к суше)	Отложения континентального склона и внутренних глубоких морей	Преимущественно терригенный тонкозернистый: 1. Синий и темный илы 2. Ледниковая фация 3. Вулканическая фация 4. Красный ил 5. Глауконитовый (зеленый) ил и песок 6. Известковый (в том числе коралловый и фораминиферовый) ил и песок 7. Прочие, не выделенные Мерреем, глубоководные полупелагические осадки	Тонкие пески (редко), илы, глины, органические илы (скопления планктонных организмов) Химические карбонатные осадки (редко)
III. Осадки эупелагические (глубоководные и батальные и абиссальные, далекие от суши)	Отложения океанических глубин, далеких от континентов	Преимущественно пелагический: 1. Глобигериновый ил 2. Его фация — птероподовый ил 3. Красная глубинная глина 4. Ее фация — радиоларный ил 5. Диатомовый ил	Глина, илы в основном органические Химические осадки мало вероятны или крайне редки

большей частью лишь узкие полосы, опоясывающие материки и острова, и выполняют впадины внутренних морей (рис. 41). Площадь, занятая ими, составляет всего  $\frac{1}{5}$  поверхности ложа всех морей (73 млн. км<sup>2</sup>).

### Осадки мелководья (неритовые)

#### Осадки побережья

Отложения побережья, включая в него как область, затопляемую при приливах, так и узкую полосу мелкого моря, определяются прежде всего рельефом прилегающей суши, ее тектонической жизнью и слагающими ее породами. Они отличаются исключительным разнообразием, быстрой сменой на коротких расстояниях, нередко несут явные следы своего образования на побережье. Здесь встречаются все главные типы осадков:



Рис. 41. Карта современных морских осадков. По Андре, с небольшими упрощениями:

1— литоральные и полупелагические осадки; 2— глобигериновый ил; 3— радиolariевый ил; 4— граница плавающих льдов; 5— Диатомовый ил; 6— красная глубинная глина; 7— коралловые образования

у скалистых участков — глыбы и скопления легко передвигающихся галек зоны прибой, рядом в заливах — илы и глины с тонкостворчатыми раковинами, а немного далее песчаные пляжи или банки (биогермы) пелеципод, литотамний и других выделяющих  $\text{CaCO}_3$  организмов. Эти особенности отличают осадки побережья от осадков континентального склона и океанических глубин, где число их разновидностей сокращается, а площади непрерывного распространения одного осадка увеличиваются, охватывая в океанах огромные участки земной поверхности.

Характерно для области побережья также смешение в ее осадках признаков суши и моря. Здесь морские организмы приспособляются к жизни на суше (баланы) и наземные — к жизни в соленой воде. Здесь настоящие наземные деревья (мангро) переходят к существованию в морской воде. При приливе над морем возвышаются зеленые кроны леса, растущего в море. При отливе над илом с морской фауной поднимаются корни деревьев с прикрепленными к ним живыми морскими раковинами. Прибой выбрасывает на побережье морские водоросли в таком количестве, что они образуют целые валы и используются с практическими целями. Он приносит трупы морских позвоночных и усевает берег грудями ракуши, а реки и ветер приносят с суши остатки наземных животных и растений. Птицы оставляют скопления гуано, а прибрежные торфяники затопляются морской водой, перекрывающей их слоями с морской фауной. Ветер нагоняет к побережью с суши дюны с их типичными «эоловыми» наземными песками, а прибой выбрасывает образовавшиеся в море известковые оолиты и раковины фораминифер, которые ветрами собираются в дюны и гонятся внутрь страны.

В прибрежной области создаются особые типы осадков. Галечные скопления отличаются здесь своей подвижностью и потому отсутствием организмов, не редких среди галек более глубоких вод. Лишь формы, прикрепляющиеся или вытчаивающиеся в камнях углубления, а также обладающие массивными раковинами, могут существовать в этой беспокойной области. Только здесь, в области прибой и постоянного движения волн, бросающихся с силой на берег и медленно стекающих назад, имеются условия для наилучшей сортировки осадка по величине зерна и удельному весу. Благодаря этим движениям, аналогичным работе золотоискателя, после бурь образуются прослой шлихов (магнетит и другие тяжелые минералы), которые иногда разрабатываются как железные или титановые руды. Только здесь создает свои своеобразные осадки приливная волна, оставляющая после своего ухода тонкий слой либо песчаного ила, либо мелкозернистого карбоната. Ее осадки отличаются неправильной микроструктурой (линзовидной, с размывами и т. п.), и своеобразным узором поверхности (знаки струй), отображающим стекание ручейками приливной волны (фото 6).

В этой области образуются и органогенные известняки. Особенно характерны посмертные скопления раковин, принесенных и перебитых (фото 8, 64, 68). Но нередки и биоценозы, т. е. прижизненные сообщества организмов — устричные банки, заросли известковых водорослей, коралловые и мшанковые биогермы (см. стр. 75—77) и т. д. (фото 9, 114; рис. 45, 46).

В прибрежных низинах, за валами, нагроможденными прибоем, образуются наземные осадки — торфяники, чередующиеся с морскими прослоями временами вторгавшегося моря.

Химические осадки в настоящую эпоху играют лишь небольшую роль среди прибрежных и мелководных отложений. Они встречаются в береговой полосе бассейнов жаркого и сухого климата, где в мелкой прогретой воде создаются благоприятные условия для выпадения  $\text{CaCO}_3$  в виде оолитов (Красное море, Каспийское море) или мелкозернистого известкового ила (Флорида, Багамские острова). Иногда такие илы мелководных побережий с морской фауной, но поросшие древесной (мангровой)

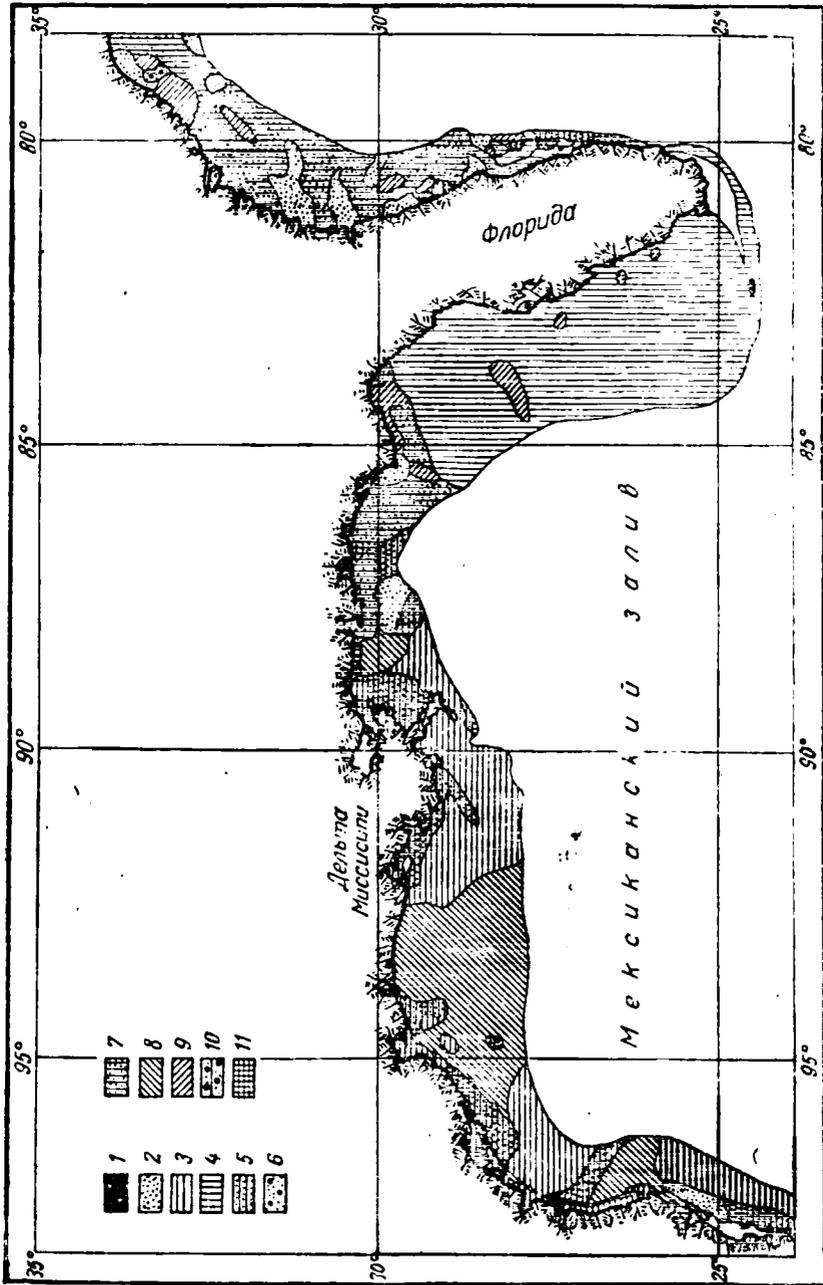


Рис. 42. Осадки шельфа юго-восточного побережья США

1 — скалы; 2 — песок; 3 — глина; 4 — ракушечник; 5 — песок и глина; 6 — песок и гравий; 7 — раковины и песок; 8 — глина и раковины; 9 — песок, гравий и глина; 10 — гравий; 11 — неизвестные отложения.

растительностью, подвергаясь то обводнению, то осушению, растрескиваются, разбиваются на плитки, образуют скопления известняковой щебенки, и снова покрываются водой (фото 10). Эти образования, редкие в настоящее время, были обычными осадками побережий и мелких морей в некоторые прошедшие эпохи, отличавшиеся сглаженностью рельефа суши, незначительным приносом «терригенного» материала и жарким климатом, например, в карбоне и девоне (фото 11, 12, 13, 14, 109, 110). Это и не удивительно. У берегов, где мелкая вода прогревается до дна, а количество  $\text{CO}_2$  часто уменьшено до минимума вследствие обилия поглощающих его растений, условия наиболее благоприятны для химического и органогенного образования известняков, тогда как условия для выделения его в глубоких и потому холодных водах крайне неблагоприятны.

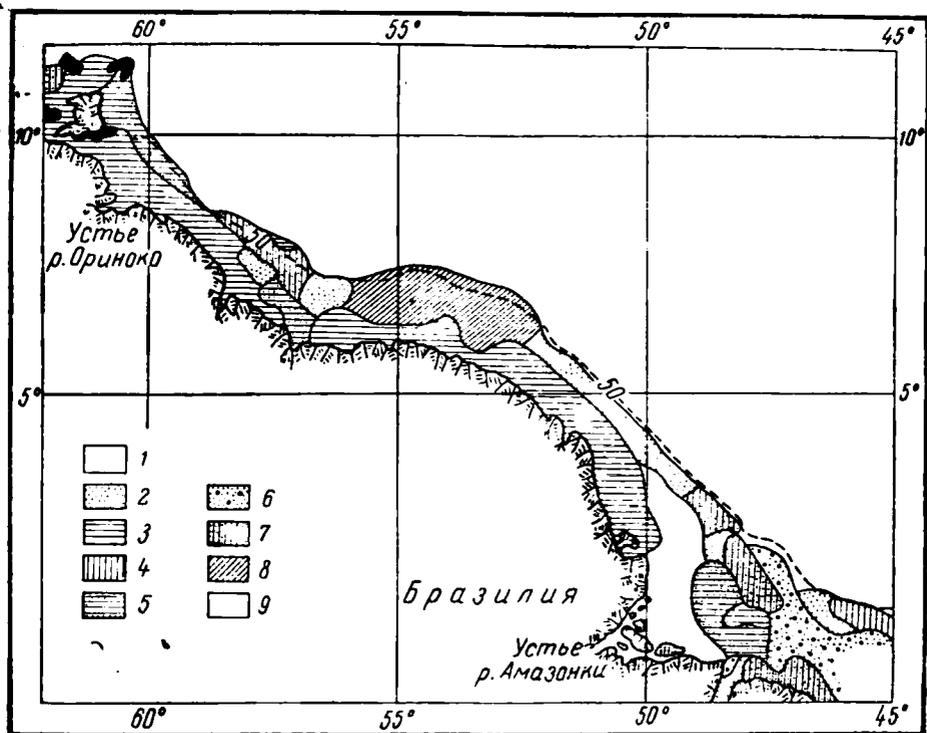


Рис. 43. Осадки шельфа у берегов Бразилии:

1 — скалистый грунт; 2 — песок; 3 — глина и ил; 4 — раковины; 5 — песок и глина; 6 — песок и гравий; 7 — песок и раковины; 8 — песок, раковины и глина; 9 — неизвестно.

В настоящую эпоху, когда на материках поднимаются высокие хребты, лишь снос с них обильного песчано-глинистого материала маскирует своей массой карбонатные осадки, и теперь в наибольшем количестве выпадающие у берегов. Таким образом, обычное представление, будто у берегов всегда отлагались конгломераты, пески, а далее глины и в наибольшем удалении от берега известняки, не точно и частью неверно. Не точно это представление и в части, касающейся песчано-глинистых осадков. Давно известно, что у низменных берегов нередко отлагаются не грубые пески, а тонкие илы, а в отдалении от берега встречаются пески. Однако составленные Шепардом лет двадцать пять тому назад карты осадков главнейших побережий океанов и морей (в качестве примера которых приводятся рис. 42 и 43) документально показали, что такое расположение осадков не является исключением. Разительные примеры этого представляют осадки северо-восточных берегов Северной Америки, Уругвая, Калифорнии, восточных берегов Китая, Индии, южного берега Норвегии, Северного (Немецкого моря), наших северных морей,

полузамкнутых морей и заливов (Венецуэльский залив, Персидский залив) и многих других, где на границе с сушей преобладают глинистые осадки, а дальше — песчаные.

Это явление не покажется особенно странным, если вспомнить, что, во-первых, тонкие глинистые частицы, приносимые реками, полаядая в соленую воду, быстро свертываются и в большей своей части отлагаются поэтому у берегов и что, во-вторых, глины составляют подавляющую часть осадочного материала, и следовательно, выпадаая одновременно с песками, должны маскировать их своей массой. Только в тех частях побережья, где проходят сильные течения, выпавший смешанный материал очищается от глинистых частиц и переходит в скопление песков. Если же течение проходит вдали от берега, глинистые осадки побережья должны сменяться вдали от него песчаными. Возможны и другие причины.

Во всяком случае, палеогеографические выводы, построенные лишь на данных о распределении песков и глин, большого доверия не заслуживают.

Отложения побережья отличаются еще и иными характерными, но не сохраняющимися особенностями. Здесь образуются отпечатки следов животных, кристаллов солей, трещин высыхания, капель дожда, струй стекающей воды, ряби волнения и т. д. Однако эти особенности прибрежных осадков встречаются крайне редко, так как они не сохраняются в неустойчивой, быстро создающейся и легко разрушаемой полосе прибоя. Лишь при быстром затоплении побережья можно ожидать сохранения этих характерных черт осадка.

### *Осадки шельфа*

Отложения континентальной ступени и мелких морей связаны незаметными переходами с отложениями побережья и постепенно переходят в глубоководные отложения склона. С удалением от берега постепенно исчезают наиболее яркие признаки отложений побережья (следы влияния суши на состав осадков, быстрая их смена и т. д.), но общий характер отложений остается тем же.

В настоящую эпоху здесь широко распространены пески, илы и глины, изредка с примесью грубых обломков, встречаются органогенные и, реже, химические осадки, в подавляющей части известковые. Последние в некоторые эпохи преобладали в этой области и, вероятно, большая их часть представляет отложения шельфа (например, палеозойские известняки Европейской части Советского Союза). В областях развития вулканов осадок может принимать туфогенный характер.

Как и осадки побережья, породы этой области часто несут ясные следы образования в мелководье. На это могут указывать:

1. Следы сильных движений воды, отражающихся как на породах, так и на органических остатках. О них говорят косая слоистость, особенно в известняках (фото 15), размывы, иногда обусловленные не осушением, а сильными движениями воды в мелководье (фото 17, 163), аутигенные внутрислоевые брекчии в виде отложившихся снова на месте угловатых обломков слоя, разбитого сильным волнением (фото 16).

Сильные движения отражаются и на остатках организмов, сохраняющихся в осадках: наблюдаются раковины, вбитые волнением одна в другую (рис. 44), много сверлящих форм; раковины перебитые и даже окатанные; часто наблюдается залегание крупных раковин и других организмов в положении явно смещенном сильным волнением (например, косо взвешенные в осадке, перевернутые куски кораллов и т. п.).

2. Оолитовые известняки, всегда образующиеся лишь в мелком море, а также известняки, состоящие из кораллов, водорослей и раковин любых донных организмов, которые являются пороодообразователями

только в мелководье, а на больших глубинах встречаются лишь в виде единичных экземпляров. Что же касается породообразующих водорослей, то пределом их существования являются глубины не более 40—60 м.

3. О мелководности говорит и наличие в морских породах периодически повторяющихся внутри одного горизонта следов размывов, трещин высыхания, корней древовидных растений (фото 11, 13, 14, 17, 109, 163, 165), прослоев грубообломочного материала. Эти особенности пород указывают на то, что даже при ничтожных колебаниях уровня моря значительные участки его дна на короткое время осушались.

Из сказанного видно, какое большое значение для выяснения происхождения породы и решения вопросов палеогеографии имеют простые, частью даже макроскопические наблюдения над особенностями породы, ее строением и взаимоотношениями с соседними породами, с фауной и флорой. В этой важной области наша наука тесно соприкасается с палеоэкологией, разрабатываемой в Советском Союзе Геккером. Так, наблюдения над слоями, на поверхности которых мы находим фауну, покажут нам, были ли они рыхлым илом или же твердым дном, к которому фауна прирастала — признак мелководья или сильных течений.

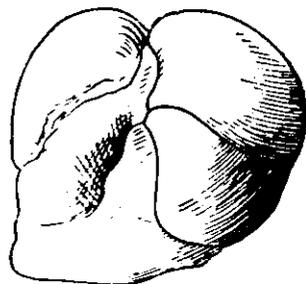


Рис. 44. Раковины *Schizodus devonicus*, которые были вбиты волнением одна в другую. По Геккеру

#### Осадки лиманов, эстуариев и лагун

В пограничных между сушей и морем областях — бухтах, лиманах, эстуариях, фиордах, т. е. расширенных руслах рек, а также в лагунах, небольших заливах, почти или полностью отделенных от моря, отлагаются обычно тонкие илистые осадки минерального, иногда частью и органического происхождения. В зависимости от местного климата в них может наблюдаться пониженная или повышенная соленость вод, которая обнаруживается однообразием и малыми размерами фауны. Разложение органических веществ при недостаточном доступе кислорода в спокойных водах ведет к сероводородному заражению, выделению гидратов сернистого железа в черном иле и образованию сапропелевых веществ. В сухом климате происходит химическое выпадение солей. В эстуариях, подверженных сильному действию приливов, этих явлений не наблюдается. Таким образом, осадки этих водоемов могут быть довольно разнообразными, но больших площадей не покрывают. Необходимо отметить, что в последнее время в отечественной геологической литературе лагунными породами иногда ошибочно называют осадки обширных самостоятельных морей несколько опресненных или засолоненных, типа Черного, Каспийского, Балтийского морей, т. е. таких бассейнов, которые, говоря о современности, всегда называют морями, а не лагунами.

#### Коралловые рифы

Многие морские организмы, не только водоросли, но и животные (губки, мшанки, черви, кораллы, иглокожие частью пелециподы и др.) живут в прикрепленном состоянии и могут образовывать значительные скопления (банки), возвышающиеся над дном. Эти образования, отчасти в зависимости от их размеров и формы, отчасти вследствие разноречия в номенклатуре, называют по-разному. Так, строматолитами и биостроматами часто называют невысокие (1—4 м), но занимающие иногда значительное пространство колонии определенных групп организмов, постепенно

переходящие в другие слои. Биогермами называют такие же скопления, иногда очень значительных размеров, вытянутые в вертикальном направлении и как бы рассекающие окружающие их горизонтальные слоистые отложения.

Рифы — термин не петрографический, а географический и навигационный. Он обозначает подводные мели, представляющие опасность при мореплавании. Рифы могут иметь различное происхождение. Нередко они бывают сложены крупными биогермами, в составе которых иногда, но далеко не всегда, преобладающую роль играют кораллы, почему их и называют коралловыми рифами. Часто первое место среди рифообразователей коралловых рифов занимают известковые водоросли, к которым присоединяются иглокожие, фораминиферы, мшанки, серпули, иногда слагающие самостоятельно маленькие рифы (рис. 45).



Рис. 45. Схема мезотического мшанкового рифа на Керченском полуострове, показывающая взаимоотношение слоистых мезотических отложений и мшанкового рифа:

*а* — клинья мембранопорых и спирорбисовых известняков, влающих ся в слоистую структуру мезотических отложений; *б* — массивный мембранопорый известняк и покрывающие его корки; 1—10 — горизонты мезотического яруса. По Андрусову

Коралловые острова и их отложения простираются от побережья до области больших океанических глубин. Рифообразующие организмы живут лишь в мелких водах (5—15 до 35—40 м), но продукты их разрушения опускаются на большие глубины. Площадь, занимаемая ими, вероятно, не менее 6 млн. км<sup>2</sup>. Распространение коралловых сооружений в настоящее время ограничено экваториальной областью, где поверхностные воды имеют температуру не ниже 20° и пересыщены карбонатом кальция. Коралловые сооружения прежних периодов находят теперь в значительно более высоких широтах. Это связано, вероятно, с перемещением климатических поясов.

В сложных рифовых образованиях можно различить три части: 1) остов рифа, 2) шлейф обломков, одевающий его склон, 3) отложения лагун между рифами.

Остов рифа состоит из массивного, но обычно пористого скопления кораллов, водорослей и других организмов (биогерм). Склоны рифа, обращенные в сторону моря, слагаются обломками биогермного сооружения, разрушаемого прибоем. У края рифа этот шлейф обломочного материала состоит из глыб и галек, затем из известковых песков и, наконец, из тончайших илов. Облекая остов рифа, он залегает со значительными углами наклона, (8—17°, иногда и до 60°), которые можно принять за результат тектонических подвижек. В зависимости от силы прибоя и течений углы наклона могут меняться в разных слоях, что создает подобие тектонического несогласия в напластовании. Во внутренних спокойных бассейнах — лагунах — между рифами или рифом и берегом отлагаются преимущественно тончайшие продукты измельчения того же рифа или химически выпавшие микрозернистые микрослоистые известняки. Они

резко отличаются от массивных известняков биогерма, но содержат отдельные небольшие биогермы (рис. 46).

Ископаемые отложения рифового типа могут иметь различный облик в зависимости от условий и места их образования. Для платформенных рифов более характерно линейное расположение, для геосинклинальных — кольцевое. Совершенно различный облик они имеют в зависимости от того, происходило ли их образование в условиях поднятия или в условиях опускания.

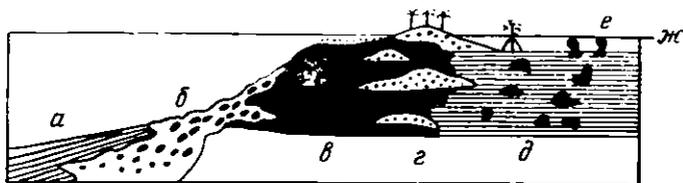


Рис. 46. Схематический разрез через типичный риф:

Зона шельфа: а — хорошо слоистые детритовые известняки; б — массивные и грубокостистые обломочные известняки. Зона рифа: в — биогермные известняки; г — биогермные известняки с линзами брекчии; д — афанитовые тонкослоистые известняки с участками отдельных биогермов — отложение лагуны. По В. П. Маслову.

Уметь распознавать в породах следы бывших рифовых сооружений обычно не легко, но очень важно не только для выяснения палеогеографии и истории изучаемого района, но и потому, что к рифам, вследствие их пористости, нередко приурочены месторождения нефти и других полезных ископаемых. Успеху в этом деле мешает обычно неосведомленность об особенностях и типах современных рифов. Насколько сложно опознавание ископаемых рифов, показывает история изучения «шиханов» Башкирского Приуралья, которые описывались то как тектонические купола, то как рифы, а по последним работам (Маслов, Хворова), представляют биогермы, расчлененные эрозионными процессами.

### Полупелагические осадки (отложения континентального склона)

Полупелагические осадки были разделены на группы по составу (илы терригенные, вулканический и известковый) и по цвету (синий, красный, зеленый). Деление это имеет принципиальное значение, так как цвет зависит от минерального состава, обусловленного химизмом среды образования осадка. Красный цвет указывает на окислительную среду, переводящую железо в окисную форму. Темный или синий — на резко восстановительную (недостаток кислорода, обилие органического вещества). Зеленый ил обязан своим цветом глаукониту, образующемуся на границе восстановительной и окислительной зоны. Необходимо отметить, что те же химические условия среды, а следовательно, и аналогичные цвета встречаются и в более мелководных неритовых, а также и в более глубоководных осадках. В отличие от осадков мелководья, полупелагические осадки не несут ярких черт области своего образования и не всегда могут быть отличимы от осадков шельфовых и даже абиссальных.

### Синий и темный илы

Под названием синего ила Мерреем был выделен наиболее широко распространенный в области континентального склона (200—5000 м глубины) терригенный иловатый осадок голубоватого или темно-серого цвета, с сероводородным запахом. Верхняя его часть обычно окислена и имеет бурый цвет. Основную массу осадка составляет тонкий илисто-

глинистый материал с небольшой примесью более крупных обломочных зерен. Почти всегда в нем имеется кальцит (до 30%)<sup>1</sup>, представленный раковинами пелагических организмов с ничтожной примесью донных и реже кремневых форм. Характерны мельчайшие выделения сернистого железа, глауконита обычно нет. Иногда встречаются известковые, доломитовые, пиритовые, марганцовые, сидеритовые, лимонитовые и баритовые конкреции. В некоторых случаях наблюдаются два слоя: внизу грубый ил, богатый кластическим материалом и лишенный  $\text{CaCO}_3$ , в верхней части тонкозернистый глинистый, обогащенный  $\text{CaCO}_3$ , в виде фораминифер. Первый слой отложился, видимо, из более холодных вод в последнюю фазу ледникового периода. Породы типа синего ила широко распространены в осадочных толщах.

### *Вулканический ил*

Разновидностью синего ила, да и других илов, можно считать вулканический ил, отлагающийся в районах развития вулканов. От типичного синего ила он отличается остроугольной формой зерен и их составом (вместо кварца — обилие санидина, плагиоклазов, роговой обманки, авгита, биотита и вулканических стекол). Площадь распространения его сравнительно небольшая. Породы этого типа не редки среди осадочных толщ.

### *Известковый ил*

Среди отложений полупелагической области на глубинах до 3000 м встречается белый, желтый и зеленоватый ил, богатый  $\text{CaCO}_3$  (до 90% и более). Сюда можно отнести разность синего ила, примыкающую к коралловым сооружениям и содержащую  $\text{CaCO}_3$  более 30—40%. Большая часть  $\text{CaCO}_3$  осадка этого типа слагается фораминиферами, птероподами и мельчайшими известковыми планктонными водорослями — кокколитофорами. От эупелагического глоберинового ила он отличается содержанием крупных (0,1 мм) обломочных зерен и другими признаками близости суши, например крупных растительных остатков.

Другим примером его являются отложения Мексиканского залива, Караибского моря и европейского Средиземного моря. В первом развит белый зернистый мелоподобный известковый (до 90%  $\text{CaCO}_3$ ) осадок преимущественно фораминиферовый, с кокколитами. В местах развития сильных течений осадок сметается, и дно сложено твердыми, известковыми (96%  $\text{CaCO}_3$ ) корками с пристающими к ним животными (серпулы, глубоководные одиночные кораллы и др.). В Средиземном море осадок беднее  $\text{CaCO}_3$ . В некоторых даже глубоких его участках осадок переполнен мелким кварцевым песком (алевритом), который доносится ветрами из Сахары. В ископаемом виде такая порода могла бы быть принята за лёсс. Породы, аналогичные известковому илу, вероятно, встречаются среди отложений разного возраста. Возможно, сюда следует отнести и некоторые разновидности мела.

### *Красный ил*

У берегов Бразилии, Китая (Желтое море) и в некоторых других местах развит иловатый осадок, по составу близкий к синему илу, но отличающийся от него бурым или желтым цветом, напоминающим поверхностную корку синего ила. Сходство это не случайно. Красный ил развит там, где в море впадают крупнейшие реки (Амазонка, Ориноко, Хуанхе, Янцзы), несущие с суши колоссальное количество терригенного материала, захваченного в области образования красноцветных продуктов.

<sup>1</sup> При содержании  $\text{CaCO}_3$  более 30% осадок условно называют известковым.

выветривания, т. е. пород, богатых окисным железом. Благодаря обильному приносу этого материала, восстановление окисных соединений не успевает завершаться, и большая часть железа сохраняется в окисной форме. Таким образом, красный ил является своего рода климатической разнзвидностью синего. Образования этого типа известны и среди осадочных пород.

### *Глауконитовый (зеленый) ил и песок*

Под названием зеленого, или глауконитового, ила и песка Меррсеом был выделен довольно грубозернистый песчано-глинистый, иногда известковый осадок, с обильным содержанием глауконита. Характерная часть осадка — глауконит — встречается на глубинах с 80 до 200 м, в редких случаях и до 4000 м. Глауконит подробно описывается на стр. 103—106. Он содержит железо преимущественно в окисной форме с примесью закисного и образуется, очевидно, в среде, переходной от окислительной к восстановительной. Подмечено, что его обычными спутниками являются желваки фосфорита и что он часто наблюдается там, где проходят сильные течения, особенно холодные. Осадки этого типа не редки среди осадочных пород.

### *Осадки Черного моря*

Необходимо особо остановиться на осадках глубоких межконтинентальных впадин, лишенных свободного сообщения с океаном. Лучшим их примером являются изученные Архангельским и Страховым осадки Черного моря.

Впадина Черного моря, достигающая глубины 2200 м, на глубине всего 45 м отделяется от Средиземного моря порогом. Напомним, что верхняя часть вод Черного моря до 150—200 м заметно опреснена, испытывает сезонные колебания температуры и содержит нормальное количество кислорода. Ниже, вследствие притока более теплой, но более соленой и потому более тяжелой средиземноморской воды, в нем устанавливается постоянная температура около 9° и соленость 2,23%. Его глубокие воды поэтому тяжелее поверхностных. В результате этого поверхностные воды, которые обогащаются кислородом из воздуха, не опускаются ниже 150—200 м, и с этой глубины кислород постепенно исчезает и появляется H<sub>2</sub>S. В соответствии с этим осадки Черного моря (рис. 47) распадаются на мелководные с обильной донной фауной и глубоководные — безжизненные.

В узкой береговой полосе до глубины 25—30 м осадок слагается гравием, песками и ракушечниками, с зарослями водорослей. Ниже до глубины заражения основную массу осадка слагает темно-серая алезритистая глина, содержащая небольшую примесь органического вещества (от 5 до 0,6%), порошкообразного кальцита, коллоидального сернистого железа бактериального происхождения, и включения железисто-марганцевых конкреций. На глубинах от 30 до 65 м эта основная масса, составляющая от 25 до 75% осадка, переполнена довольно крупными раковинами, по одной из которых эта часть осадка получила название «мидиевого ила» (фото 18). В северо-западном мелководном участке моря глина почти отсутствует; здесь располагается широкая полоса ракушечного известкового осадка, начинающаяся в ближайшем соседстве с берегом. Иногда в области мидиевого ила располагаются заросли водорослей. Ниже мидиевого ила до уровня заражения такая же глина содержит другой комплекс раковин, и по пеллеципде *Modiola faseolina* была названа фазеолиновым илом (фото 18). Этот осадок отличается от мидиевого тем, что раковины располагаются в нем лишь прослоями, то пере-

полная глинистую массу, то совершенно отсутствуя, что указывает на периодические поднятия и опускания уровня заражения.

Слой зараженной области лишены местной фауны, однако здесь встречаются редкие остатки организмов, занесенные с суши или упавшие из верхнего обитаемого слоя воды (диатомеи, фораминиферы, эмбриональные пеллециподы, рыбы, иглы губок, листья, пыльца хвойных: в одной пробе был найден даже отпечаток мухи). Среди современных осадков этой области различают несколько связанных переходами разновидностей, из которых следует отметить серую глину, переходный ил и известковый ил.

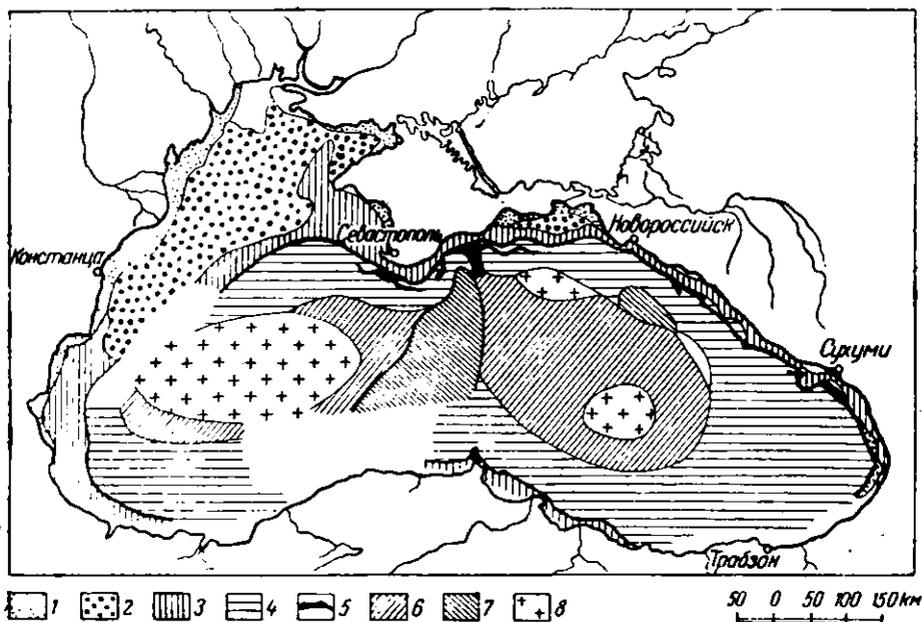


Рис 47. Схема распространения современных осадков в Черном море. По Архангельскому и Страхову:

1 — пески; 2 — ракушечники; 3 — мидиевый и фасолиновый илы; 4 — серая глубоководная глина, переходный ил, он же с прослоями серой глины, или с прослоями серой глины и песка; 5 — области отсутствия современных осадков; 6 — известковый ил с прослоями серой глины; 7 — серая глина с прослоями известкового ила; 8 — известковый ил.

Чистая серая глина мало распространена. Известковый ил выполняет две центральные впадины бассейна, куда глинистый материал доносится в меньшем количестве. Широко распространена переходная глина со своими разновидностями, занимающая пространство между мелководными отложениями и известковым илом (см. рис. 47). Все эти осадки слагаются из тех же элементов, как и основная глинистая масса мелководных отложений, и отличаются от нее лишь отсутствием раковин, а между собой — относительным количеством компонентов (рис. 48). Во всех осадках присутствуют кремнезем (скорлупки диатомей) около 1% и мелкорассеянное сернистое железо около 2,5%. Происхождение кальция глубоководных осадков, в противоположность кальциу мелководных, не органогенное, а химическое. По Архангельскому, это результат жизнедеятельности бактерий, по Страхову — химический осадок, частью перенесенный механически из прибрежной зоны. Сероводород возникает за счет восстановления сульфатов воды, вероятно, в результате деятельности бактерий. Органическое вещество и кремнезем выделяются за счет разложения планктона, падающего на дно.

По внешнему виду серая глина однообразно темная с едва заметными пятнышками. Известковый ил — хрупкий грязно-белого цвета, как

бы тонкоисчерченный вследствие чередования белых и темных тончайших слоечков. Первые более толсты (0,07—0,4 мм) и состоят из  $\text{CaCO}_3$ , вторые тоньше (0,02—0,08 мм) и состоят из глинистого и органического сапропелевого вещества. Всего на 1 см осадка приходится около 50 пар слоев (фото 18, 1). Переходный ил состоит из чередующихся слоечков серой глины и известкового ила. В нем также ясно выражена микрослоистость, обусловленная чередованием белых известковых и темных сапропелево-глинистых слоечков.

Микрослоистость создается сезонными колебаниями. Весной реки вносят в море много терригенного материала, увеличивающего глинистую долю осадка; зимой принос его резко сокращается и преобладание получает известковый компонент.

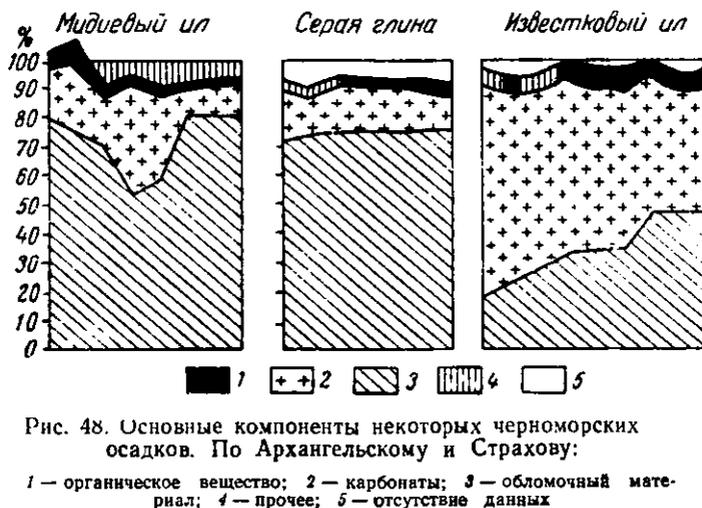


Рис. 48. Основные компоненты некоторых черноморских осадков. По Архангельскому и Страхову:

1 — органическое вещество; 2 — карбонаты; 3 — обломочный материал; 4 — прочее; 5 — отсутствие данных

Помимо описанных «современных» осадков, подстилая их, залегают иногда и другие отложения. Так, известковый ил подстилается сапропелевым илом (фото 18, 2), представляющим желеобразную массу, очень богатую органическим веществом (20—35%). Высыхая, он обезвоживается, сжигается и более уже не размокает. По составу, свойствам и происхождению он аналогичен озерному сапропелю. Изменения состава осадка по вертикали наблюдаются и в мелководных илах Черного моря. Это создает в них, кроме микрослоистой, обычную крупную слоистость. Смена крупных слоев отмечает этапы развития Черного моря и прилегающей к нему суши, историю которых удалось прочесть, изучая эти осадки. Годовая микрослоистость позволила точно в годах подсчитать время их образования.

Интересно, что в отложившихся недавно кавказских неогеновых отложениях (чокрак) мы находим в ископаемом виде явные аналоги главнейших типов черноморских осадков: тонкие пески с битой ракушей прибрежной области, мелководные ракушечники в серой глине и глубоководные безжизненные микрослоистые породы зараженной зоны, то преимущественно глинистые, то известково-мергелистые, то богатые черными сапропелевыми прослоями. Благодаря сходству условий отложения здесь яснее, чем где-либо, видно родство ископаемой породы и современного морского осадка.

### Эупелагические (глубоководные, абиссальные) осадки

Среди известных нам осадочных пород, вероятно, нет таких, которые были отложены на больших океанических глубинах, подобных современным. Если они все же существуют, что мало вероятно, то пред-

ставляют исключительную редкость. Тем не менее, знакомство с этими отложениями, занимающими  $\frac{4}{5}$  морского дна, важно для понимания процессов осадкообразования.

Эупелагические отложения образуются: 1) за счет скелетных частей морских организмов и, быть может в ничтожной мере, химических выделений; 2) за счет материалов, принесенных с суши в виде твердой взвеси — почти исключительно глинистых и 3) за счет продуктов вулканических извержений. В глубоководных, но близких к суше частях океанов быстрее накапливающаяся вторая группа компонентов обычно подавляет первую. В более отдаленных от берегов участках океана, где принос минерального материала еще более сокращается, на первое место иногда выступает органогенная часть осадка, несмотря на то, что и она накапливается здесь гораздо медленнее, чем в мелком море. Наконец, в тех, даже наиболее удаленных от суши частях океанического дна, где вследствие большой глубины или других особенностей среды, органогенная составная часть осадка ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ) почти полностью растворяется, осадок снова слагается неуволимо медленно накапливающейся глиной.

### *Глобигериновый ил*

Наиболее распространенным эупелагическим осадком является глобигериновый ил, развитый главным образом в Атлантическом океане. Максимальные глубины, на которых он был найден, достигают 6000 м.

Это белый, розоватый или желтый рыхлый осадок, напоминающий мел. Он слагается мелкозернистым кальцитом, представленным преимущественно мелкими пелагическими организмами (фораминиферы, кокколитофориды) с ничтожной примесью донных раковин, и глинистыми минералами с примесью тончайшего обломочного материала, неглинистых аутигенных минералов и скелетов кремневых организмов.

Количество  $\text{CaCO}_3$  колеблется от 98 до 30%. Последняя цифра обычно условно считается нижней предельной для этого осадка. В последнее время предложены и другие характеристики этого осадка, в котором фораминиферы поддаются определению иногда лишь в небольшом количестве. Происхождение большей части его мелкозернистого карбоната является спорным. Новые данные говорят в пользу того, что основная масса этого осадка состоит из скелетных остатков фораминифер и кокколитофорид, так как глубокие слои морской воды недосыщены карбонатами и обычно в них должно происходить не осаждение, а растворение  $\text{CaCO}_3$ . Степень карбонатности осадка зависит от обилия планктона, приноса глины, температуры, содержания  $\text{CO}_2$ , глубины и других факторов.



Рис. 49. Фекальные зерна и ходы илоядных животных и глубоководных илах Атлантического океана. По Брамлет и Бредли

В глобигериновом иле наблюдается слоистость, обусловленная наличием прослоев, отлагавшихся то в ледниковые, то в межледниковые времена и потому различных по составу, а также прослоев, обогащенных вулканическим пеплом. В осадке, залегающем на огромных глубинах, видны следы оползней, его перемещения течениями, а в некоторых пробах он густо источен ходами илоедов (рис. 49). Эти сведения представляют большой интерес, так как нередко литологи, встречая в породе следы илоедов, делают поспешный вывод об образовании ее в прибрежной зоне.

Нерастворимая часть осадка напоминает глубинную красную глину. Обломочные минеральные зерна, кроме исключительных случаев, не

превышают размера 0,01 мм в диаметре. Более крупными могут быть зерна вулканического происхождения или принесенные айсбергами, следы которых доходят до 45° широты. Из аутигенных минералов, как редкость, встречаются зерна глауконита, цеолита (филиппсит), марганцевые и известковые сростки. Разновидностью глобигеринового ила является ил, состоящий в значительной части из арагонитовых раковин птеропод.

Существование пород, соответствующих глобигериновому илу, не может пока считаться доказанным.

### *Красная океаническая глина*

Второе место по распространенности занимает красная океаническая глина, покрывающая дно Тихого океана. Залегая на наибольших глубинах (3500—7230 м) и в наиболее удаленных от берега частях океана, она должна была бы быть чистейшим пелагическим осадком; вместе с тем по всем своим свойствам и составу она является настоящей глиной. Цвет ее бурый или красный, иногда пятнистый, что указывает на наличие на этих глубинах достаточного количества кислорода, а также на бедность органического вещества и бактериального мира. Находка в центре океанов терригенного осадка казалась в свое время непонятной, и красную глину считали продуктом разложения морского дна и местного эффузивного материала. В действительности, хотя вулканический материал и играет заметную роль в ее составе, он является лишь примесью, а удивляться наличию глинистого материала на дне океанов нет нужды. Ветер поднимает и разносит на колоссальные пространства не только изредка образующиеся продукты вулканических извержений, но и тончайшую пыль обширных пустынь. Глинистый и другой коллоидальный материал, приносимый реками, оседает у берегов не полностью; в разреженном растворе коагуляция частиц почти прекращается, а так как скорость падения их ничтожна, то достигнуть океанических глубин они могут лишь через очень большой промежуток времени, в продолжение которого они относятся течениями в отдаленнейшие от берега части океана. Таким образом, красная глина является, очевидно, нормальным терригенным осадком, накапливающимся, конечно, с исключительной медленностью.

Там, где вследствие бедности планктона или его растворения органическая составная часть отсутствует, этот минеральный материал, поступающий в ничтожном количестве, остается главной или почти единственной слагающей осадка, содержащего лишь небольшую примесь известковых или кремневых планктонных организмов. Местами в составе глины большую роль играют вулканические минералы, стекла, куски пемзы. После больших извержений пемза образует целые пловучие «острова». Куски ее, пропитываясь водой, тонут, падая на дно далеко от места извержения. Продуктами их разложения являются характерный для красной глины минерал палагонит, мельчайшие кристаллики цеолита, филиппсита, марганцевые конкреции концентрического строения, часто содержащие в центре зуб или кость. Нередки в красной глине маленькие (0,2—1,0 мм в диаметре) шарики (рис. 50) никелистого железа и бронзита, сходные с соответствующими минералами метеоритов. Эти образования метеоритного происхождения не встречаются в быстро накаплиющихся осадках мелкоморья и лишь как редкость попадают в органигенных эупелагических илах (1—2 черных шарика в литре глобигеринового ила и 20—30 шариков в литре красной глины).



Рис. 50. Магнитный шарик из красной глины

Из органических остатков для красной глины характерны наиболее устойчивые — слуховые косточки китов и зубы рыб. Местами в ней находили в одной пробе до 100 зубов и 40 косточек, а на одной станции было извлечено 1500 зубов, тогда как в органогенных илах в одной пробе обычно не бывает больше двух зубов или одной косточки. Находимые в красной глине зубы частично растворены и покрыты налетом марганцевых минералов, который предохранил их от полного растворения. Менее устойчивые органические остатки растворяются целиком. На медленность накопления красной глины указывают находки в пробах ее мощностью в 30—40 см зубов вымерших третичных рыб, что говорит о почти полном отсутствии осадкообразования.

Такая медленность отложения характерна, однако, не для всех областей образования красной глины. В среднем, как полагают, ее осадки нарастают за 100 лет на 0,5—1,00 мм<sup>1</sup>, что, конечно, также говорит о крайней медленности накопления, особенно при сравнении с темпами накопления других осадков: глубоководного черноморского ила (по-видимому в среднем и других полупелагических илов) 2 см в 100 лет, коралловых образований 60—70 см в 100 лет и дельтовых осадков — по некоторым данным иногда 100 м и более в 100 лет.

Существование пород, соответствующих осадкам глубинной красной глины, не доказано.

### *Радиоляриевый ил*

Радиоляриевый ил — осадок, встреченный на глубинах 4298—8184 м, — занимает относительно небольшую площадь и рассматривается как фация красной глины. Действительно, и по внешнему виду и по обилию зубов, слуховых косточек, филиппсита и марганцевых конкреций он стоит очень близко к красной глине. Отличием является лишь обилие радиолярий (в средних пробах кремневые организмы составляют 54,44% осадка).

Аналоги радиоляриевого ила не раз указывались среди осадочных пород. Однако большей частью эти сопоставления сомнительны, а чаще неправильны, как, например, сравнение с современными радиоляриевыми илами уральских яшм, которые по характеру залегания, мощности и связи с грубообломочными породами не могут быть признаны эупелагическим осадком. Скорее всего их следует относить к осадкам хотя и глубоководным, но особого типа — геосинклинальным (впадины островных дуг), которые мало известны.

### *Диатомовый ил*

Диатомовый ил представляет собой желтый, белый или синеватый осадок, напоминающий трепел. Он распространен на глубинах от 1000 до 4800 мм. Характерной его составной частью являются скелеты кремневых организмов, главным образом диатомей с примесью радиолярий и губок, составляющих в среднем около 50% осадка. Другая половина его состоит из глинистых частиц и планктонных известковых организмов с примесью алевритовых зерен.

На первый взгляд загадочно распространение диатомового ила, который в виде непрерывной ленты опоясывает всю Землю в южном полушарии, примерно вдоль 60° ю. ш., примыкая с одной стороны к терригенным илам, с другой — к глобигериновому илу и красной глине. В север-

<sup>1</sup> Измерения скорости накопления глубоководных осадков, произведенные в последние годы разными исследователями и с применением нескольких совершенно различных методов (по накоплению элементов метеоритного происхождения, мощности слоев, отложившихся после ледникового времени, по радиоактивности и др.), дали примерно, ту же цифру. Таким образом, можно считать, что она достаточно точна.

ном полушарии, где океаны разобщены континентами, он образует широтную ленту в северной части Тихого океана. Не менее, казалось бы, загадочно, если вспомнить бедность морских вод кремнием, происхождение таких огромных масс кремнезема как в осадке, так и в дающих ему начало скоплениях диатомей, образующих в указанных областях своего рода пловучие острова. Разгадка этого явления заключается не только в том, что диатомеи как организмы обладают способностью извлекать из воды вещества, находящиеся в состоянии крайнего рассеяния, но и в том, что эти растения, разлагая алюмосиликаты, извлекают кремнезем и из них. Этим и объясняется широтное распространение осадка диатомового ила. В областях его развития айсберги вносят в океаны огромное количество глины, а относительно пресная и холодная вода долгое время держит ее во взвешенном состоянии.

Таким образом, диатомовые кремневые отложения во многом противоположны известковым осадкам. Если последние мощны и широко распространены в теплых морях, то для некоторых кремневых отложений часто благоприятны холодные воды. Большая часть ископаемых диатомовых пород образовалась несомненно в гораздо более мелководных бассейнах, чем современный эупелагический диатомовый ил.

\* \*  
\*

Закончив рассмотрение современных глубоководных океанических осадков, естественно поставить себе вопрос, какова же мощность скрытых от нас осадочных толщ, накопившихся на дне океанических глубин за все время осадкообразования на земном шаре.

Если считать, что в предыдущие эпохи в среднем скорость накопления глубоководных осадков была в два раза меньше, чем в настоящую эпоху после третичных и четвертичных поднятий, а с учетом сжатия более древних отложений признать ее равной всего  $\frac{1}{7}$  см в 1000 лет, мы приходим к выводу, что за 2 миллиарда ( $2 \cdot 10^9$ ) лет на дне океанов в среднем должна была накопиться толща осадочных пород мощностью около 2,9 км (Кюнел). Любопытно, что к весьма близким цифрам приводят подсчеты, произведенные, исходя из разнообразных других данных — содержания Na в океане, учета темпов денудации, поступления вулканического материала, геохимии  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  и др. Однако, если считать правильным предположение, что ранее океаны занимали гораздо меньшую площадь и были более мелководными, чем теперь, то мы должны будем прийти к выводу, что мощность накопившихся в них осадков должна быть значительно больше за исключением тех участков, которые сравнительно недавно были еще сушей и где поэтому осадкообразование могло вовсе отсутствовать или даже преобладали эрозионные процессы.

В последние годы применение усовершенствованной аппаратуры внесло важные дополнения в представления о составе глубоководных океанических осадков. Так, под слоем красной глины местами найдены пески, занесенные далеко от берегов донными течениями ледниковой эпохи (?), а на подводных возвышенностях наблюдались размывы и выходы третичных осадков. Следы перераспределения глубинных осадков течениями и роющими животными не редки.

# ЧАСТЬ ВТОРАЯ

## СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

---

### ГЛАВА III

## МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Из минералов магматических пород лишь немногие (преимущественно кварц, полевые шпаты, слюды) принимают участие — в качестве «обломочных» или реликтовых — в образовании осадочных пород. Эти минералы здесь не описываются, так как они изучаются в курсах петрографии магматических пород. Породообразующие минералы осадочных пород в подавляющей своей части осадочные новообразования, которые иногда совпадают по составу с некоторыми магматическими минералами (например осадочный кварц), но и в этом случае обычно отличаются от них своими особенностями. Большею же частью это совершенно новые минералы, обычно более простые по составу, чем магматические, но представляющие больше трудностей при изучении. В магматических породах минералы встречаются чаще в виде крупных кристаллов, легко поддающихся изучению в шлифах. Среди осадочных пород обычны микрозернистые (состоящие из кристаллов величиной меньше 0,01 мм) коллоидные, а иногда и аморфные и потому изотропные разности<sup>1</sup>.

При изучении микрозернистых минералов, вследствие наложения в плоскости шлифа друг на друга нескольких мельчайших зернышек, определить точно их константы невозможно, даже когда они не содержат примесей. Следствием того же является отсутствие затухания при скрещенных николях и агрегатная поляризация, т. е. однообразная смешанная интерференционная окраска вместо характерной для минерала смены цветов интерференции при вращении столика микроскопа. При изучении аморфных и изотропных коллоидных минералов отсутствует и она, и единственным характерным признаком является показатель преломления, имеющий поэтому исключительно большое значение при определении осадочных минералов. Его значение снижается присутствием тонких примесей других минералов и невозможностью точного определения его в шлифе. Большую роль поэтому при изучении осадочных пород под микроскопом играет определение изолированных минералов не

<sup>1</sup> Полезно напомнить, что подразумевается под этими терминами. А м о р ф н ы м и называют вещества, лишенные кристаллического строения. Как правило, они не действуют на поляризованный свет, т. е. оптически изотропны. Однако иногда, вследствие напряжений и натяжений, которые, в частности, нередко развиваются вследствие обезвоживания гелей, у них тоже появляется двойное лучепреломление. К о л л о и д н ы м и называют вещества, состоящие из мельчайших частичек (0,1μ). Эти частички могут быть как аморфными, так и кристаллическими. Однако, даже в последнем случае, коллоидные вещества оптически изотропны и их кристалличность обнаруживается лишь при рентгенографическом изучении и электронным микроскопом, дающим увеличение до 100 000 раз и позволяющим даже определять минералы по форме их кристаллов. О п т и ч е с к и и з о т р о п н ы м и называют тела, лишенные двойного лучепреломления. Как видно из сказанного, они обычно бывают аморфными или коллоидными, но изотропны и крупные кристаллы кубической сингонии.

в шлифах, а в отдельных зернышках, с применением иммерсионного метода в жидкостях, обладающих разными показателями преломления.

Точное изучение аморфных и коллоидно-дисперсных минералов представляет поэтому большие трудности, и до недавнего времени о них было известно очень мало. Лишь в последние годы применение термического и особенно рентгенографического анализа, электронного микроскопа и других методов открыло новые возможности определять коллоидно-дисперсные минералы, и, более того, доказало, что некоторые образования, считавшиеся аморфными, обладают кристаллическим строением. К сожалению, эти методы пока еще сложны и дороги и применяются далеко не при всех работах. При обычных работах прежде всего используется наиболее дешевый и простой метод изучения в шлифах. С этой точки зрения и будут изложены здесь сведения об осадочных минералах.

Различия осадочных и магматических минералов обуславливаются прежде всего особенностями среды их образования. Осадочные минералы, в отличие от магматических, выпадают не из расплавов, а из водных растворов — истинных и коллоидальных — в среде, богатой кислородом и водой.

Разные группы минералов обычно различаются по степени раскристаллизованности. Легко растворимые соли щелочных металлов (K, Na), сернокислые соли Ca и Mg и другие, выпадающие из истинных растворов в виде кристаллов, быстро приобретают довольно крупные размеры, близкие к размерам магматических минералов. В аморфных разностях они неизвестны. Углекислый Ca и Mg выпадают обычно из истинных растворов. Аморфный коллоидальный  $\text{CaCO}_3$  существует, но в породах карбонаты Mg и Ca известны только в явно кристаллических разностях. Выпадают карбонатные минералы обычно в виде мельчайшего порошка, размер зерен которого в дальнейшем немного увеличивается. Крупные (0,5—1 мм и крупнее) кристаллы кальцита и доломита встречаются сравнительно редко, образуясь в пустотах породы (полости раковин, трещины и т. п.) или при сильной ее перекристаллизации, особенно в условиях повышенного давления и температуры.

Остальные главнейшие осадочные минералы — группы кремнезема, глинистые, гидраты окислов Al и Fe и фосфаты большей частью мало растворимы и выпадают из растворов преимущественно в виде коллоидальных частиц. Эти частицы образуют гели, которые, медленно раскристаллизовываясь, дают часто лишь микрозернистые кристаллики, а иногда сохраняют коллоидно-дисперсное строение и оптическую изотропность даже со времен палеозоя.

Для гелей часто характерны сферические («глобули») или округлые формы, обусловленные силами поверхностного натяжения. Постепенно дегитратизируясь, гели твердеют и кристаллизуются, но нормальных, хорошо образованных кристаллов в них обычно на первой стадии кристаллизации не наблюдается. Часто мы видим здесь радиально-лучистое строение (следовательно, в глобулах сферолитовое) с расположенными перпендикулярно к поверхности минерала волокнистыми или игольчатыми кристалликами, сингония которых не поддается определению. Это строение, очень характерное для минералов коллоидного происхождения, объясняется большей легкостью роста кристаллов в сторону свободного пространства.

При дальнейшей кристаллизации и обезвоживании, а иногда и не проходя стадии волокнистых разностей, выпавшие первоначально гели переходят в хорошо кристаллизованные, иногда безводные крупные минералы, трудно отличимые от имеющих такой же состав минералов магматического происхождения (например, кварц). Однако нередко они сохраняют и в этом случае следы своего происхождения (сферолитовое расположение, неправильные формы, следы волокнистого строения

и т. д.). Некоторые минералы (например, глинистые) сохраняют и ничтожные (коллоидно-дисперсные) размеры. Для минералов коллоидно-дисперсного происхождения, кроме того, характерно: 1) непостоянство состава, зависящее от смешения минералов при взаимном осаждении коллоидов и от поглощения ими других соединений; 2) раковистый или землистый излом и «глинистый запах», присущий всем мелкодисперсным веществам, особенно обладающим поглотительной способностью; 3) натечные, шаровидные и глобулярные формы; 4) трещиноватость, возникающая вследствие «высыхания» (дегидратации) первоначального геля.

Большая или меньшая быстрота и полнота кристаллизации гелей зависит прежде всего от свойств самого минерала. На нее влияет также скорость выпадения, повышение давления, нагревание и другие факторы. При изменении условий среды (например, смена кислой среды щелочной и т. п.) образование минерала останавливается, а ранее образовавшиеся минералы иногда подвергаются разрушению и вместо них выделяются другие. Изучение взаимоотношений минералов в породе позволяет поэтому уяснить историю ее образования.

### МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ КРЕМНЕЗЕМА

Группу кремнезема составляют три важнейших минерала, представляющих три стадии развития осадочного  $\text{SiO}_2$ : 1) опал, 2) халцедон с другими разновидностями волокнистого строения и 3) кварц.

#### Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Уд. в. <sup>1</sup> 1,9—2,3. Тв. <sup>2</sup> 5,5—6,6. Бесцветный, или окрашен примесями. Аморфный. Нормально изотропен, но иногда обладает двупреломлением натяжения. В рентгенограммах иногда оказывается кристаллическим либо вследствие начавшейся перекристаллизации, либо вследствие присутствия примеси кристобалита (люссатита). П. Пр. <sup>3</sup> = 1,406—1,460 — в зависимости от количества  $\text{H}_2\text{O}$  и примесей. Содержит от 2 до 15% и более  $\text{H}_2\text{O}$ . Имеется несколько разновидностей.

Встречается в виде сплошных масс (цемент, желваки), выполнений пустот, натечных форм, мельчайших (0,003 мм) шариков (глобул, фото 21), обычных у гелей, а также в виде скелетных частей организмов. Опал является наиболее обычной первичной формой выделения осадочного кремнезема — в виде геля или скелетного элемента. Обезвоживаясь и кристаллизуясь, он переходит в минералы подгруппы халцедона и в кварц (фото 19, 20, 26; рис. 10).

Кристаллизация идет быстро, если опал выпадает в виде небольших масс. Большие сгустки кристаллизуются очень медленно. Некоторые авторы отмечают, что в присутствии  $\text{CaCO}_3$  кристаллизация опала идет особенно быстро, и в известняках он почти не встречается. При быстром и обильном выпадении в осадок кристаллизация опала идет медленно, растягиваясь на миллионы лет. В мезозойских породах опала мало, палеозойских опаловых пород, вероятно, нет. Опал легко растворяется в щелочных водах и уносится, что ведет иногда к окремнению пород. Замещается кальцитом и другими минералами. Определяется прежде всего по очень низкому показателю преломления. Резкая шагреневая поверхность позволяет отличить его от глинистых минералов и пор или дыр в шлифе, с которыми его смешивают начинающие (в редких случаях его трудно отличить от некоторых вулканических стекол). При помощи линии Бекке легко отличается от аморфного фосфата, обладающего также резким рельефом, но высоким показателем преломления. От галита, флюорита и осадочных цеолитов, которые иногда принимаются за опал,

<sup>1</sup> Уд. в. — удельный вес.

<sup>2</sup> Тв. — твердость

<sup>3</sup> П. пр. — показатель преломления.

он отличается отсутствием спайности (фото 19, 27, 28; см. также рис. 10 и 11) и других следов кристалличности.

### Халцедон и другие волокнистые разновидности кремнезема

Уд. в. 2,59—2,64. Тв. 6,5—7. Светло-серый, но иногда окрашен примесями. Сингония точно не установлена. Двуосен. П. пр. 1,531—1,539, т. е. немного ниже, чем у канадского бальзама, иногда (при наличии примесей) немного выше;  $N_g - N_p = 0,010 - 0,008$ . Удлинение отрицательное. Особенно характерно волокнистое строение, иногда в виде сферокристаллов, веерообразных пучков, натеков, мельчайших зернышек. Более редкими разновидностями минералов этой подгруппы являются кварцин, лютецит, отличающиеся от собственно халцедона знаком удлинения или углом оптических осей (фото 19, 20, 23, 24, 27, 149, 151, 152 и рис. 13).

Минералы этой подгруппы обычно являются продуктом кристаллизации опала, с которым они бывают связаны постепенными переходами. Нередко друзы и пачки их обладают сферической формой, отражающей первоначальную форму глобул и натеков опала. Они могут, вероятно, образовываться и непосредственно из растворов. Переходят в кварц, от которого в более крупных и типичных разновидностях отличаются характерным волокнистым строением и более низким показателем преломления. В микрозернистых и переходных разновидностях иногда трудно отличимы от кварца. Рентгенограммы, а следовательно, и кристаллические решетки халцедона и кварца одинаковые.

В некоторых случаях эти минералы могут быть смешаны с гипсом, от которого отличаются ясно волокнистым строением, обычно не похожим на форму кристалликов гипса, и отчасти немного более высоким показателем преломления. В сомнительных случаях вопрос может быть быстро решен при помощи микрохимической реакции на Са.

### Кварц $SiO_2$

Уд. в. 2,66. Тв. 7. Бесцветный, иногда окрашен примесями. Кварц высокотемпературный ( $\beta$ ) — гексагональный; низкотемпературный ( $\alpha$ ) т. е. осадочный — тригональный. Положительный, одноосный (иногда двуосный от натяжения);  $N_p = 1,544$ ;  $N_g = 1,553$ ;  $N_g - N_p = 0,009$ . Спайность практически не видна. Образует идиоморфные кристаллы или зерна случайной формы. Кварц считался практически нерастворимым, в действительности он растворяется (в щелочных растворах и немного в чистой воде) и замещается другими минералами. В маленьких зернах начинающие иногда не отличают кварц от полевых шпатов и особенно от гипса. Вопрос может быть решен по следующим признакам: отсутствию спайности, следы которой обычно можно найти у гипса и полевых шпатов: характерной форме кристаллов; небольшим отличиям показателей преломления; выветрелости полевых шпатов; наконец, одноосности кварца. Встречается в осадочных породах в двух разновидностях — осадочной аутигенной<sup>1</sup> и реликтовой (обломочной); последняя может быть как магматической, так иногда и осадочной. Различать эти две разновидности необходимо, так как от этого зависит оценка породы и условий ее образования (принос кварцевого песка в известковый осадок или осадочное выпадение кремнезема из раствора). Различать осадочный и обломочный кварц можно по характеру включений: пузырьки газа, иголки — в кварце магматическом; кристаллики метаморфических минералов — в кварце метаморфическом; отсутствие включений или включения осадочных минералов (гипс, кальцит, глина) или организмов —

<sup>1</sup> Аутигенными называют осадочные минералы, образовавшиеся в том осадке или породе, где они находятся.

в кварце осадочном. Первые два безусловно обломочные. Отличить кварц-песчинку от зерна кварца, образовавшегося на месте (аутигенно-го) помогает форма зерна. Кварц обломочный обнаруживает обычно (кроме мельчайших зерен) следы закругления углов; кварц осадочный с резкими углами и формой зерен либо идиоморфной (в глинах, пустотах), либо — чаще — соответствующей форме той пустоты, где он выделялся (фото 25, 26; рис. 13). Кроме целиком осадочных и целиком обломочных зерен кварца, встречаются, например, в кварцитах, кристаллы регенерированные, в которых обломочное зерно разрослось, восстанавливая свойственную ему кристаллическую форму за счет притока растворов  $\text{SiO}_2$  или опала и халцедона, в которые оно было погружено (фото 26; рис. 10). При медленном выпадении, особенно при наличии кварцевых кристаллов,  $\text{SiO}_2$  осаждается непосредственно в виде кварца. Из коллоидных растворов  $\text{SiO}_2$  обычно выпадает опал, который, медленно кристаллизуясь, переходит в халцедон, а затем в кварц. Осадочный кварц представляет собой конечный продукт кристаллизации выпавшего в осадок кремнезема. На его происхождение иногда указывают следы натечных или шаровидных форм опалового геля.

Исследования Седлецкого и других авторов показывают, что в некоторых случаях образование кварца из опалового геля при поверхностных температуре и давлении может происходить в 1—3 года ( $\alpha$ -кварц). Не исключена возможность, что значительно большая, чем обычно считают, часть кварца в осадочных породах является не обломочной (реликтовой), а представляет собой осадочное новообразование (Ковда, Седлецкий).

Нормальный ход развития осадочного кремнезема, переходящего от опалового геля в тригональный кварц, может в условиях щелочной среды сменяться растворением, и в конечном счете замещением кварца халцедоном или опалом (фото 27, 28; см. также рис. 11) или другими минералами — особенно часто железистыми (гидроокислы Fe, сидерит, глауконит: см. фото (34; 38, в; рис. 52), а также кальцитом (фото 2, 29, 182; рис. 12), гиббситом  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  (фото 44, 46), гидроокислами марганца и др. Опыты показали, что в растворе  $\text{NaOH}$  за 23 дня растворимость в мг на 1 л составляет для кварца 204, для халцедона 340 и для опала 352, а за 267 дней соответственно 302, 876 и 1548. В других растворителях растворимость кремнистых минералов много меньше. При отсутствии замещения растворяющаяся кварцевая порода превращается врыхлое скопление мельчайших и более крупных зернышек кварца — «мучнистый кварц» или «маршаллит».

### Кристобалит и люссатит $\text{SiO}_2$

Уд. в. 2,33. Тв. 6—7. Квадратная синг. Обычно одноосный отрицательный.  $N_g = 1,487$ ,  $N_p = 1,484$ ;  $N_g - N_p = 0,003$ . Двупреломление крайне слабое. Характерно чешуйчатое строение. Люссатит — волокнистая разность кристобалита. От халцедона отличается низким показателем преломления (рельефом) и очень слабым двупреломлением, почти изотропен (фото 22, 23). Удлинение положительное. Некоторые авторы, видимо, ошибочно отождествляют его с кварцином — разновидностью халцедона. Минерал, при одном николе не отличимый в шлифе от опала, но при скрещенных николях сходный с минералами группы халцедона, вероятно, люссатит. Однако при отсутствии ясно выраженного волокнистого строения он может оказаться смесью опала с кристаллизующимся из него халцедоном. В осадочных породах кристобалит и люссатит встречаются как примесь.

## КАРБОНАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Карбонатные минералы играют очень большую роль в образовании осадочных пород. Главнейшими из них являются тригональные — кальцит  $\text{CaCO}_3$ , доломит  $(\text{CaMg})\text{CO}_3$ , сидерит  $\text{FeCO}_3$ , родохрозит  $\text{MnCO}_3$ , магнезит  $\text{MgCO}_3$ , анкерит  $\text{CaCO}_3(\text{MgFe})\text{CO}_3$ , смитсонит  $\text{ZnCO}_3$ , а из ромбических — арагонит  $\text{CaCO}_3$ , церуссит  $\text{PbCO}_3$ , витерит  $\text{BaCO}_3$ . Мы рассмотрим внимательно лишь постоянно встречающиеся в практике геолога кальцит, доломит и сидерит.

Все эти минералы легко отличаются от других осадочных минералов своим исключительно высоким двупреломлением с характерными золотисто-желтыми или блекло-пестрыми цветами интерференции. Большая разница между  $N_g$  и  $N_p$  ведет к появлению у них псевдоабсорбции<sup>1</sup>, также помогающей отличать их от других минералов. Характерно для них и то, что они никогда не бывают аморфными и изотропными, но очень часто микрозернистыми, а сложенные ими породы отличаются в этом случае агрегатной поляризацией. Обратит внимание на эти две особенности карбонатных минералов необходимо, потому что невнимательные новички смешивают их с фосфатами, с которыми у них нет ничего общего.

Насколько просто отличать карбонаты от других минералов, настолько трудно различать их между собой, а обычным способом, в шлифе, часто даже и невозможно. Поэтому, не говоря здесь о специальных лабораторных методах, из числа которых практически особенно важны иммерсионный и микрохимический, отметим, что при их изучении в шлифах обычно применяют очень простые реакции окрашивания, о которых поэтому и говорится ниже.

### Кальцит $\text{CaCO}_3$

Уд. в. 2,70—2,73. Тв. 3. Бесцветный. Сингония тригональная. Отрицательный.  $N_p = 1,486$ ;  $N_g = 1,658$ ; заметна нерезко выраженная псевдоабсорбция;  $N_g - N_p = 0,172$ . Спайность совершенная по ромбоэдру.

Растворяется со вскипанием в слабой  $\text{HCl}$  и уксусной кислоте. Сравнительно легко растворяется в воде (1 г в 76 л воды при  $16^\circ$ ). В шлифе характерна очень неправильная лапчатая форма зерен, как бы лепящихся друг на друга или вдавленных одно в другое, и отличающихся величиной (рис. 51, 6; 15; фото 30, 155, 167). Размеры зерен колеблются от более обычных мелких и мельчайших (0,01 мм и меньше) до редко встречающихся — преимущественно в трещинах, в полостях раковин, при сильной перекристаллизации и т. д. — крупных зерен (1 мм и больше). Нахождение правильных ромбоэдрических зерен возможно, но они представляют крайне редкое исключение. Спайность хорошо выражена в крупных зернах, в средних наблюдается реже, в мелких отсутствует.

В известняках тектонических областей, особенно в крупных зернах, наблюдаются полисинтетические двойники (0,112). В микрозернистых известняках отдельные зерна почти неразличимы: при скрещенных николях затухание отсутствует, и наблюдается агрегатная поляризация в высоких желтовато-светлых тонах. При очень малой величине зерен шлиф становится почти непрозрачным, отличаясь в этом случае большей близкой в отраженном свете (вследствие рассеяния света по всем направлениям гранями перекрывающих друг друга мельчайших зернышек). В редких случаях наблюдается сферолитовое или волокнистое строение. Происхождение осадочного кальцита двоякое. Он возникает чисто хими-

<sup>1</sup> Псевдоабсорбция — явление, заключающееся в том, что при вращении столика при одном николе наблюдается четырехкратное просветление и потемнение минерала, напоминающее плеохроизм, но обусловленное резким изменением рельефа вследствие большой разницы между величинами  $N_g$  и  $N_p$ .

ческим путем, непосредственно выпадая из раствора, и в этом случае имеет обычно первоначальное микрозернистое строение. Он возникает также в результате выделения его организмами. В этом случае мельчайшие зернышки с самого начала получают определенную ориентировку, образуя волокна, пластинки и другие группировки, разные в разных организмах. В зависимости от изменения физико-химической среды, при понижении рН кальцит легко растворяется, замещаясь (рис. 13, фото 151, 152) кремнеземом (окремнение) или другими минералами. В иных случаях он, напротив, может сам замещать другие минералы, в том числе полевые шпаты, вулканические стекла и даже кварц (кальцитизация — рис. 12, фото 2, 29, 182), а также доломит — рис. 15, фото 178, 181.

### Арагонит $\text{CaCO}_3$

Уд. в. 2,93—2,95. Тв. 3,5—4. Бесцветный. Сингония ромбическая. Отрицательный.  $Np = 1,530$ ;  $Nm = 1,680$ ;  $Ng = 1,685$ ; заметна псевдоабсорбция;  $Ng - Np = 0,155$ . Спайность хорошая по (010), несовершенная по (110) и (011).

Встречается почти исключительно в микрозернистом, реже в волокнистом виде. Из арагонита состоят раковины некоторых организмов и зерна оолитов и пизолитов. Арагонит — неустойчивая в обычных условиях разновидность  $\text{CaCO}_3$ . Он легко переходит в кальцит и в породах, особенно древних, редок. По многим своим свойствам он сильно отличается от кальцита (заметная разница в твердости, удельном весе, большая растворимость в воде и несколько меньшая в  $\text{HCl}$ ), однако отличить арагонит от кальцита в шлифе обычно нельзя. Несовершенна и применяемая для этой цели реакция окрашивания Мейгена. Использовать с этой целью двуосность арагонита можно лишь при наличии достаточно крупных зерен и вследствие малого угла оптических осей лишь в очень редких случаях.

### Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Уд. в. 2,8—2,9. Тв. 3,5—4. Бесцветный, иногда желтоватый. Сингония тригональная. Отрицательный.  $Np = 1,500$ ;  $Ng = 1,681$ ; заметна псевдоабсорбция;  $Ng - Np = 0,181$ . Спайность совершенная по ромбоэдру лишь в более крупных ромбоэдрах. Двойники крайне редки; встречаются только в очень больших кристаллах. Растворяется в  $\text{HCl}$ , но значительно медленнее, чем кальцит. Вскипание едва заметное, обнаруживается не сразу. Сразу и достаточно энергично вскипает лишь при нагревании или в порошке, что дает простой и во многих случаях достаточно верный способ опознавать минерал. Слабо растворяется в воде.

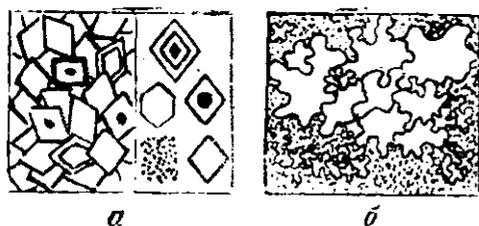


Рис. 51. Зерна кальцита (б), характерна лапчатая форма и разнозернистость; зерна доломита (а), характерна правильная ромбоэдрическая форма, равнозернистость, часто темное пятно в центре и обочочки.

В шлифе, в отличие от кальцита, обычно имеет вид более или менее хорошо образованных ромбоэдров в основном одинаковых или двух несколько различных размеров (рис. 51; фото 174). В тех случаях, когда ромбоэдры теснятся, нарастают друг на друга и правильность их формы нарушается, они все же не приобретают причудливо лапчатой формы зерен кальцита, а остаются резко угловатыми и изометричными. В центре ромбоэдров часто наблюдается темное пятно (примеси постороннего вещества или микрозернистого карбоната); реже, но тоже часто, наблю-

дается как бы зонарное строение, напоминающее оолитовое — в виде оболочек, одевающих первичный ромбоэдр, и отражающих постепенные стадии образования зерна (фото 30, 31, 32). Иногда оболочки или часть оболочек представлены другим минералом — обычно кальцитом, реже другим карбонатом, Ромбоэдры доломита, грани которых блестят на изломе породы, часто принимаются геологами за песчинки и являются причиной обычной ошибки в описаниях. Образуется доломит иногда как первичный химический осадок, в других случаях в результате замещения кальцита. В ромбоэдрах в этом случае иногда просвечивают «как призраки» намеченные точечными выделениями следы раковин или оолитов, слагавших первоначальный известняк (см. рис. 123). Слабо связанные между собой ромбоэдры иногда легко отделяются и дают мучнистый порошок (доломитовая мука).

### Сидерит $\text{FeCO}_3$

Уд. в. 3,89. Тв. 4. Бесцветный, желтый, бурый. Сингония тригональная. Отрицательный.  $N_p = 1,633$ ;  $N_g = 1,875$ ; резко выраженная псевдоабсорбция;  $N_g - N_p = 0,242$ . Спайность по ромбоэдру совершенная. Двойников обычно нет.

Макроскопически хорошо опознается по ясно ошутимому большому удельному весу и нерастворимости при действии  $\text{HCl}$  без нагревания. При небольшом навыке в шлифах он легко отличается от других карбонатных минералов по значительно более высокому рельефу. Его зерна, в отличие от других карбонатов, никогда не обнаруживают разрезом с показателем преломления ниже канадского бальзама, так как его  $N_p$  значительно больше. Псевдоабсорбция выражена резко. Формы проявления в шлифах разнообразны. Встречаются в виде ромбоэдров, удлиненных и коротких, в виде лепящихся друг на друга зерен (как кальцит), в виде оолитов; иногда микрозернистый; особенно характерно, хотя и не часто встречается, сферолитовое строение (рис. 52, фото 34, 33, 43). Характерна также часто наблюдаемая окрашенность в бурые цвета, обусловленная тем, что сидерит, окисляясь, переходит в водные окислы железа.

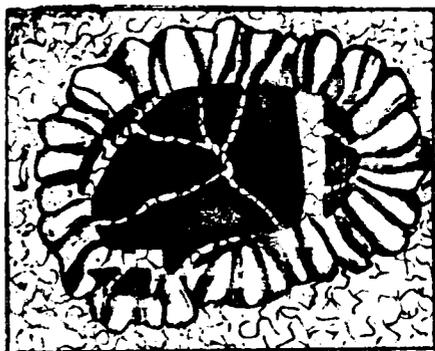


Рис. 52. Сидерит, замещающий кварц (темное зерно) по трещинам. Характерно сферолитовое строение. Увел. 40  
ник. +

### Родохрозит $\text{MnCO}_3$ (нередко $\text{Mn}^{2+}$ частично замещается $\text{Fe}^{2+}$ )

Уд. в. 3,7. Тв. 3,5—4,5. Розоватый, на воздухе теряет розоватую окраску и буреет, при нагревании чернеет. Одноосный, отрицательный  $N_p = 1,597$ ;  $N_g = 1,817$ ;  $N_g - N_p = 0,220$ . Спайность по ромбоэдру совершенная.

В виде отдельных хорошо заметных кристаллов редок; обычно сплошные массы, часто гроздьевидные, шаровидные. Растворяется в холодной  $\text{HCl}$  медленно, в теплой — быстро и с шипением. Имеются переходы от родохрозита к кальциту, с прослоями которого он часто чередуется. Разновидность с содержанием  $\text{CaCO}_3$  до 18% называют манганокальцитом.

При невнимательном рассмотрении родохрозит может быть принят за сидерит. Указанные признаки, а в крайнем случае, реакция на марганец, позволяют их различить.

## Магнезит $MgCO_3$

Уд. в. 2,98. Тв. 3,5—4,4. Белый. Тригональный, отрицательный.  $Np = 1,509—1,527$ ;  $Ng = 1,700—1,726$ ;  $Np = 0,190—0,204$ . Свойства широко колеблются в зависимости от примеси железа. С  $HCl$  реагирует слабо.

Встречается сравнительно редко, обычно в виде микрозернистых скоплений. Значительные толщи исключительно редки.

## Анкерит $Ca (FeMg) CO_3$

Уд. в. 3,02—3,12. Тв. 3,5—4, желтоватый. Тригональный  $Np = 1,531—1,536$ ;  $Ng = 1,728—1,741$ ;  $Ng-Np = 0,197—0,205$ . В  $HCl$  растворяется очень слабо. Встречается редко.

## Способы различения карбонатных минералов

Из сказанного видно, что сидерит сравнительно хорошо отличается от других карбонатных минералов как в шлифе, так и макроскопически — по удельному весу, нерастворимости в  $HCl$ , цвету, показателю преломления (рельеф, псевдоабсорбция, отсутствие разрезов с показателем преломления ниже, чем у канадского бальзама) и отчасти по форме кристаллов. Редкий родохрозит, будучи по своим свойствам ближе к сидериту, отличается от него по цвету и растворимости. Кроме того, он может быть обнаружен реакцией на марганец. Различение кальцита и арагонита, имеющих одинаковый состав, да в сущности и одинаковое происхождение, не имеет практически большого значения, тем более, что арагонит редко сохраняется в породах.

Иначе обстоит дело с кальцитом и доломитом, которые обычно точно не различимы ни макроскопически, ни в шлифах. Учитывая реакцию с соляной кислотой и микроскопическое строение (неправильные зерна — ромбоэдри), обычно можно с достаточной уверенностью отличать доломит от кальцита. Все же исключения возможны, и при точных работах прибегают к другим, более сложным методам определения. Однако и они часто не дают вполне удовлетворительных решений. Дорогостоящий химический анализ, обнаруживая  $Mg$ , не решает вопроса, имеем ли мы дело с доломитом или со смесью магнезита и кальцита, не говоря о том, что он не показывает взаимного расположения зерен доломита и кальцита в породе. Не вполне удовлетворительные решения дают поэтому также термический и рентгеновский анализы. Более точные результаты дает изучение методом иммерсии, но оно позволяет определять лишь отдельные зерна.

Одним из простейших способов различать макроскопически и особенно в шлифе карбонатные минералы, прежде всего кальцит и доломит, является метод хроматического анализа, т. е. воздействия на породу особыми реактивами, меняющими окраску изучаемых минералов. Метод этот ценен тем, что проявляет количественные соотношения и взаимное расположение изучаемых минералов. Из многих известных способов хроматического различения кальцита и доломита, основанных обычно, как и реакция с  $HCl$ , на более быстром воздействии реагента на кальцит, можно рекомендовать два, как наиболее простые. Следует отметить при этом, что для успеха анализа необходимо: 1) точно соблюдать указанные условия реакции, 2) до применения ее сделать несколько пробных окрашиваний на шлифах заведомого доломита и кальцита, 3) учитывать, что крупные зерна окрашиваются значительно медленнее, чем мелкие, и что краситель может заполнять промежутки между зернами, что повышает окрашенность микрозернистой породы.

	Кальцит	Арагонит	Доломит	Сидерит	Родохризит
Уд. вес	2,7—2,73	2,93—2,95	2,8—2,9	3,89	3,7
Твердость	3	3,5—4	3,5—4	3,5—4,5	3,5—4,5
Обычный облик в шлифе	Зерна причудливой лапчатой формы разной величины	Мелкозернистый, волокнистый	Ромбоздры или угловатые зерна в основном разносторонние	Зерна, ромбоздры, особенно характерны сферолиты	Микрозернистый
Цвет	Бесцветный	Бесцветный	Обычно бесцветный, иногда желтоватый	Часто желтый, буроватый	Розоватый, на воздухе буреет, при нагревании чернеет
<i>Np</i>	1,486	1,530	1,500	1,633	1,597
<i>Ng</i>	1,658	1,685	1,681	1,875	1,817
<i>Ng—Np</i>	0,172	0,155	0,181	0,242	0,220
Псевдоабсорбция	Резкая	Относительно слабая	Резкая	Обычно очень резкая	Резкая
Полисинтетические двойники	Обычно в крупных зернах в тектонических районах	—	Редки, только в очень крупных зернах, преимущественно в тектонических районах	—	—
Действие 10%-ной HCl	Быстро и сильно вскипает при обычной температуре	Вскипает, но действие слабее, чем на кальцит	Вскипает лишь в порошке, в породе не сразу и очень слабо	Не вскипает, растворяется лишь при нагревании	Медленно растворяется при обычной температуре, с шипением — при нагревании
Действие 2%-ной HCl или уксусной кислоты	Быстро растворяется	Растворяется хуже кальцита	Почти не растворяется	Не растворяется	Почти не растворяется
Продукты окисления	—	—	—	Бурые и красные минералы гидратов окиси железа	Черные окислы марганца

Реакция Лемберга (по Татарскому). Шлиф, непокрытый или после снятия<sup>1</sup> покровного стекла, погружается на 1—1,5 мин., в случае мелкозернистой и на 1,5—2 мин., в случае крупнозернистой породы, в 10—15%-ный раствор  $\text{Fe}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  и быстро промывается в чашке с водой. Кальцит вступает с треххлорным железом в реакцию, в результате которой на нем образуется пленка гидрата окиси железа, придающая ему буроватый цвет. Доломит за это время не успевает прореагировать и остается почти не окрашенным. Для большей четкости результата на промытый шлиф капают раствор сернистого аммония  $(\text{NH}_4)_2\text{S}$  любой концентрации и через 2—3 сек. промывают. Гидрат окиси железа переходит при этом в уже резко выделяющийся черный сульфид железа. Мокрый шлиф покрывается и изучается под микроскопом сейчас же, так как после высыхания черная пленка (если шлиф не покрыть глицерином) трескается и обсыпается. Теодорович рекомендует закреплять ее раствором гипосульфита. Недостатком этого способа является и то, что черная пленка обычно несколько расширяется за пределы окрашиваемого ею зерна кальцита.

Реакция Тихомирова. В обыкновенные фиолетовые чернила (метилвиолет) приливается немного 5%-ной  $\text{HCl}$  до перехода их цвета в синий. Приготовленным составом шлиф покрывается на 1,5—2 мин., после чего чернила удаляются фильтровальной бумагой. Кальцит за это время успевает окраситься, а доломит остается почти бесцветным. Полученная окраска сохраняется и после высыхания. Реакция исключительно проста и доступна, но недостаточно точно дозирована и потому более, чем предыдущая, требует от занимающегося проведения предварительных проб на точно определенном материале, без чего слегка окрасившийся доломит легко принять за кальцит.

Обе реакции дают более точные результаты при окрашивании не слишком мелкозернистых пород.

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

**Общие сведения. Особенности главных типов глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит, гидрослюды и др.)**

Глинистые минералы слагают большую часть осадочных пород и исключительно важны потому, что глины являются разнообразными полезными ископаемыми, играют огромную роль при решении задач инженерной геологии и гидрогеологии и составляют ту часть почв, которая является необходимой основой существования растений, а тем самым и жизни на Земле. Между тем, эти минералы оставались долгое время неизученными, и в значительной части даже неизвестными. Причина этого станет понятной, если вспомнить, что размеры их чешуек или зерен часто достигают всего лишь долей микрона, причем они обычно содержат столь же дисперсную примесь других минералов, что и делает невозможным точное определение их даже в шлифах.

Само понятие «глинистые минералы» возникло недавно, а изучение их далеко не закончено и сейчас. Что такое глины, еще недавно было неясно. Хотя правильное предположение, что глины — это породы, состоящие лишь из некоторых определенных мельчайших минералов, было высказано еще в прошлом столетии (Лешателье), но представление о «глинистых минералах» было четко сформулировано лишь в 1930—1931 гг. Россом и Керром. В настоящее время оно является общепринятым. «Глинистые минералы» — это минералы, присутствие которых в тонкодисперсном материале хотя бы в количестве около 50% обязательно,

<sup>1</sup> Слегка нагреть (на свечке и т. п.) шлиф и осторожно, сдвинув иголкой (спичкой) покровное стекло в сторону, промыть шлиф спиртом.

чтобы породу можно было считать глиной; это водные силикаты алюминия, в которых Al может замещаться Mg и Fe, иногда также щелочами. Слоистые решетки глинистых минералов, накладываясь друг на друга, придают им пластинчатое (чешуйчатое) строение. Они в большой степени обладают свойствами обмена основаниями и часто поглощения.



Рис. 53. Электронный снимок (негативный) четко очерченных пластинок каолинита. Увел. около 30 000. По Гриму



Рис. 54. Электронный снимок палыгорскита. Нижний карбон Подмосковья. По Зхусу



Рис. 55. Электронный снимок характерно расплывчатых кристаллов монтмориллонита. Нижний карбон Подмосковья. По Зхусу

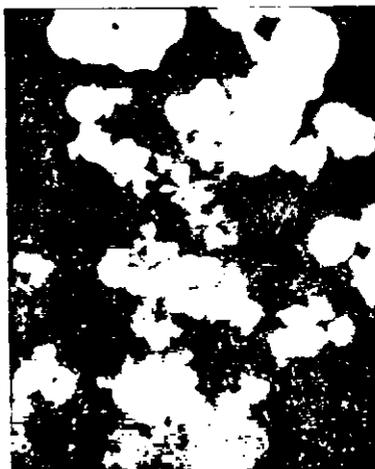


Рис. 56. Электронный снимок округлых выделений аморфного аллофана. Увел. около 30 000. По Гриму

Несмотря на общепризнанность этих положений, и сейчас существуют разные мнения по вопросу о том, какие именно минералы следует включать в число «глинистых». Одни относят к ним даже минералы окислов железа и кремния, если они находятся в тонкодисперсном состоянии, что, конечно, неправильно, другие не включают в них хлоритовые минералы, что более спорно, но, вероятно, также неправильно, тем более, что последние играют, видимо, существенную роль в составе глин.

Представления о глинистых минералах начали существенно уточняться лишь после введения и усовершенствования методов термического анализа, рентгенографии и электронно-микроскопического изучения. Особенно энергично их изучение стало развиваться с 30-х годов в работах американских авторов, а также исследователей и других стран, в том числе советских (Викулова, Гинзбург, Петров, Седлецкий). Эти исследо-

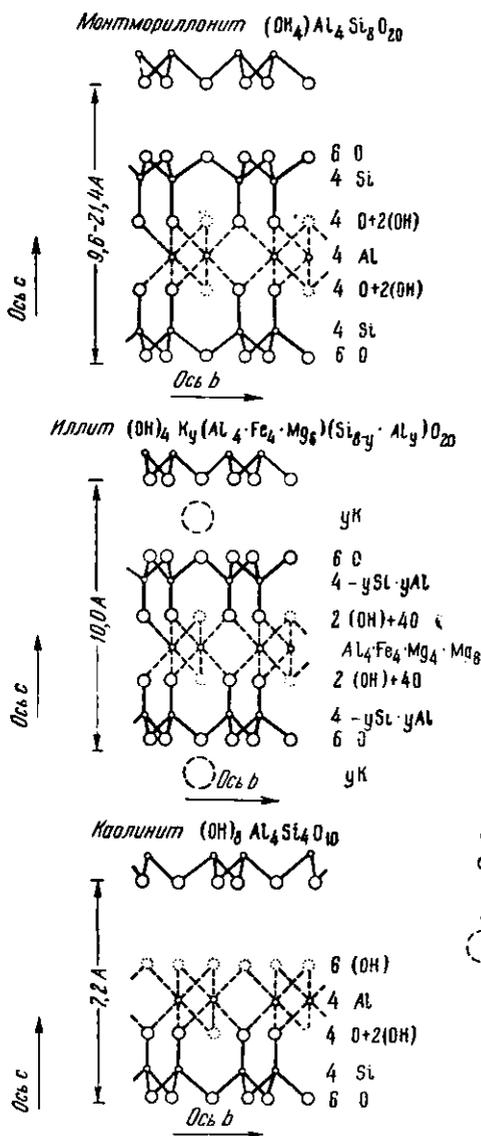


Рис. 57. Слоистое строение главных глинистых минералов. По Гофману, Энделлу, Вильму

вания дали много для познания глин. Электронный микроскоп показал, что даже изотропные минералы обычно оказываются кристаллическими, причем одни из них обнаруживают примерно изометрические формы ясно образованных кристаллов (каолинит) (рис. 53), а другие (палыгорскит, галлуазит) — игольчатые (рис. 54); для монтмориллонита характерны расплывчатые контуры (рис. 55); у действительно аморфных минералов, как аллофан, контуры округлые (рис. 56). Редкость глинистых минералов с кристаллами, хорошо видимыми под поляризационным микроскопом, объясняется непрочностью их решетки (особенно у монтмориллонита), не позволяющей кристаллам сохраняться при увеличении их размеров. Эти исследования показали, что решетка глинистых минералов имеет большое сходство с решеткой слюд (мусковита), особенно в группе «гидрослюд» (иллита)<sup>1</sup> (рис. 57) и монтмориллонита, у которых она также трехслойна. Однако у монтмориллонита отличием значительно больше. У него (по сравнению с мусковитом) 25% Al замещено Si и отсутствует K, прочно связывающий трехслойные решетки друг с другом. У монтмориллонита их слабо связывает лишь прослой воды, количество которой может увеличиваться и уменьшаться, вследствие чего толщина трехслойной пачки по оси c вместе с прослоем воды может увеличиваться от 9,6 до 21,4 Å. Таким образом, решетка монтмориллонита обладает подвижностью и способностью растягиваться и сжиматься. Кроме того, ее отличает повышенная

<sup>1</sup> В зарубежной литературе термин «иллит» употребляется обычно как синоним термина «гидрослюда», у нас — чаще как один из минералов группы гидрослюд. Здесь для обозначения этих минералов мы будем пользоваться термином «гидрослюды».

способность к обмену катионов, и здесь Al часто замещается частично или полностью Mg или Fe, образуя новые минералы. Гидрослюды очень близки к монтмориллониту, но у них часть Si замещена Al, а освобождающаяся валентность используется на присоединение K, что укрепляет связь с соседними пачками, лишает решетку способности раздвигаться и делает кристаллы более прочными и потому часто более крупными.

Решетка каолинита существенно отличается тем, что она состоит не из трех, а только из двух слоев. Отсутствие одного из двух слоев Si—O лишает слоистую пачку симметричности и делает сравнительно прочной ее связь с соседней пачкой. Благодаря этому кристаллы каолинита прочнее, достигают больших размеров, чем у монтмориллонита, а минерал стал известен намного раньше гидрослюды и монтмориллонита.

### Классификация глинистых минералов

Успехи изучения глинистых минералов позволили Гриму на основании их кристалличности, строения решеток, формы кристаллов, наблюдаемой в электронном микроскопе, предложить приводимую ниже классификацию. Эта классификация, уже дающая четкое представление о глинистых минералах, начинает и далее уточняться работами Викуловой и других авторов.

#### 1. Аморфные

Группа аллофана

#### 2. Кристаллические

##### А. Двуслойные

##### 1. Кристаллы изометричные

Группа каолинита

##### 2. Кристаллы удлиненные

Группа галлуазита

##### Б. Трехслойные

##### 1. С расширяющейся решеткой

##### а) Кристаллы изометричные

Группа монтмориллонита (монтмориллонит, вермикулит и др.)

##### б) Кристаллы удлиненные

Группа монтмориллонита (нонtronит, сапонит)

##### 2. С решеткой, не расширяющейся

Группа иллита («гидрослюды»), в том числе глауконит

##### В. Минералы с правильным чередованием слоев разного типа

Группа хлорита

##### Г. Минералы, со строением в виде двойных цепей тетраэдров Si, связанных октаэдрическими группами O и OH с атомами Al и Mg.

Сепиолит

Палыгорскит

Применение уточненных методов исследования приводит к выводу, что некоторые ранее описывавшиеся минералы в действительности не существуют. Так, возбуждавший много споров «монотермит», вероятно, не особый минерал, а смесь, однако, не механическая. Как думает Викулова и другие, это минерал-сросток, возникший в результате нарастания монтмориллонита на кристаллы каолинита в подщелачивавшейся среде. Таким же минералом — сростком слоев гидрослюды и каолинита, вероятно, является и бейделлит. Причиной нарастания в этих и других случаях, как предполагают, является смена физико-химических условий среды.

### Оптические и другие свойства глинистых минералов

Здесь наиболее важно указать на те свойства глинистых минералов, которые доступны изучению в поляризационном микроскопе (табл. 6).

Таблица 6

	Химическая формула	<i>Np</i>	<i>Ng</i>	<i>Ng — Np</i>	Характерные особенности
Аллофан	$mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$	1,547—1,500 1,468—1,512	1,566 1,560—1,570	Аморфный изотропный	Твердый (3), но хрупкий. Зеленый, красный, бурый, желтый, голубой, черный. Стеклообразный блеск. Гелеобразные массы (натёки) или порошок. Редок, но встречается в чистых скоплениях. Иногда вместе с галлуазитом
Каолинит	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ $SiO_2$ — 46,54%; $Al_2O_3$ — 39,50% $H_2O$ — 13,96%	1,560 1,553—1,563	1,566 1,560—1,570	0,006	Мягкий (2—2,5), обычно белый (окрашен редко). На ощупь жирный (очень характерно). В шлифе часто изотропный. Характерно низкое дупреломление. Часто видны маленькие кристаллики в виде колод или пачек, расматриваемых с ребра, значительно реже такие же, но длинные изгибающиеся, попеременно штрихованные пачки. Широко распространён. Слагает большие толщи, в том числе высокоугнеупорных глин
Галлуазит	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot 4H_2O$ $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ $(Al_2O_3) \cdot 2(SiO_2) \cdot 4H_2O$ и $(Al_2O_3) \cdot 2(SiO_2) \cdot 2H_2O$	От 1,47 до 1,552 1,526—1,530 1,548—15,56		В шлифе обычно изотропный	Обычно белый, в виде сплошных масс, иногда несколько просвечивающих, или порошковатый. На воздухе теряет $2H_2O$ и превращается в маловодную разновидность, слабо действующую на поляризованный свет. Сравнительно редкий
Иллит (гидрослоды)	$K_yAl_3(Si_{8-y}Al_y)O_{20}(OH)_4$ $K_2Al_4 \cdot Si_6Al_2O_{20}(OH)_4$	1,560 1,545—1,63	Колеблется 1,57—1,67	0,010 и больше 0,022—0,055	В шлифе характерны сравнительно крупные четкие листочки и их пачки со светлыми пестрыми цветами интерференции. Сходен с серицитом. Иногда ясно видны постепенные переходы листочков иллита в более мелкие пачки листочков каолинита, отличающиеся темными цветами интерференции. Нередко наблюдается плеохроизм. Минерал широко распространённый. Слагает большие толщи

Монтмориллонит	$Al_1(Si_1O_{10})_2(OH)_4 \cdot xH_2O$	1,470—1,590 1,480—1,590	1,515—1,630	До 0,030 0,025—0,040	В шлифе кристаллики в виде маленьких изогнутых пластинок — наблюдаются редко, так как обычно кристаллы не различимы. Характерен показатель преломления — обычно немного ниже канадского балъзама. Макроскопически характерно вспучивание с водой и резкое увеличение объема (см. рис. 115). Широко распространен. Принимает большое участие в образовании глинистых толщ. Является основной составной частью таких пород, как бентонит, сульфидная земля, кил и др., отличающихся по глотительными способностями
Сапонит	Магнезиальный минерал группы монтмориллонита	1,480—1,490	1,510—1,525	0,030—0,035	Встречается редко
Нонтронит	Железистый минерал группы монтмориллонита. Связан с монтмориллонитом по-степенными переходами	1,530—1,610 1,565—1,60	1,600—1,640	До 0,04 0,035—0,040	Характерен зеленый цвет. Обычно плеохрончен (желтые, бурые, зеленые цвета). Тесно связан рядом переходов с монтмориллонитом. Редок. Больших толщ не образует.
Сепнолит	$Mg_3Si_4O_{11} \cdot nH_2O$	1,490—1,520 1,490—1,520	1,505—1,530 1,505—1,530	0,009—0,015	Минерал ромбический. Макроскопически в сухом состоянии прочный, влажный — вязок до сметанообразного состояния. В шлифе — спутанно-волоконистого строения. По составу и свойствам близок к керолиту, аттапульгиту и др. Встречается редко. Типичным глинистым минералом не является
Пальгорскит (бгапальгорскит)	$H_{16}Mg_2Al_3Si_7O_{28}$ Магнезиально-алюминиевая разновидность сепнолита	Средний п. пр.	1,50—1,555	0,025—0,035	Макроскопически в виде характерных спутанно-волоконистых и жидкокатых пленок, кожистых прослоев и масс. В шлифе обладает спутанно-волоконистым строением. Встречается обычно в виде небольших примазок, особенно часто в доломитах. Самостоятельных толщ не образует.

Примечание. Нижние цифры оптических показателей даются по новейшей сводке Грима. Верхние — схематизированные — по добавлениям к «Оптической минералогии» Винчела, сделанным под редакцией акад. Белянкина.

У всех интересующих нас минералов они довольно сходны. У подавляющей их части показатель преломления немного больше канадского бальзама. Лишь у монтмориллонита, сепиолита и палыгорскита он немного ниже, а у аллофана очень низкий. Двупреломление сильно колеблется даже у минералов одной группы. Резко отличаются от других низким двупреломлением каолинит и маловодный галлуазит.

Показатель преломления и двупреломление, очень важные для определения этих минералов, даются в руководствах и сводках с большими расхождениями в цифрах, что объясняется недостаточной их изученно-

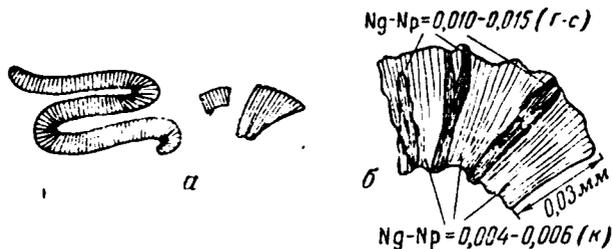


Рис. 58. Каолинит:

а — червеобразный кристалл каолинита и обрывки слоистых кристаллов каолинита и б — каолинит (κ), образовавшийся за счет полевого шпата с остатками участков гидрослюда (r-c). По Петрову

стью, изменчивостью состава (переходные виды) и присутствием примесей. Особенно сильно сказывается на свойствах минералов изменение количества Fe и H<sub>2</sub>O. Для облегчения работы читателей и соблюдения точности в сводной таблице (см. табл. 6) даются одновременно и упрощенные цифры констант и более точные пределы их колебания. Все слоистые минералы обладают прекрасной спайностью. Подавляющая часть их бесцветна или окрашена очень слабо. При наличии заметной окраски наблюдается плеохроизм. Кристаллизуются все слоистые минералы (кроме, быть может, тригонального каолинита) в моноклинной сингонии. Угасание обычно прямое. Очень характерна форма кристаллов: в тех случаях, когда их можно различить в шлифах, они имеют вид небольших пачек тончайших чешуек, иногда веерообразно распушенных. У сравнительно прочного каолинита встречаются более крупные скопления чешуек в виде поперечно штрихованных и иногда червеобразно изогнутых полосок (рис. 58; фото 35). Листочки гидрослюда достигают еще больших размеров (фото 36). Для минералов группы палыгорскита характерно волокнистое строение (фото 37).

Уд. вес глинистых минералов обычно немного больше 2 (у аллофана несколько меньше). Твердость часто около 2, у иллита и аллофана — около 3, в группе монтмориллонита меньше 2.

### Происхождение глинистых минералов

Возникают глинистые минералы главным образом как продукт разложения алюмосиликатов в породах и в почвах, а также как продукт диагенетических процессов. Еще окончательно не установлено, получают ли они в результате постепенного разложения (стадийного изменения) алюмосиликатов или же компоненты последних после полного распада «каолинового ядра» переходят сначала в раствор, из которого выпадают в дальнейшем вследствие взаимодействия растворенных глинозема и кремнезема.

Образование и устойчивость глинистых минералов в большей мере, чем у других, зависит от условий среды. Так в кислой и нейтральной

средах образуется каолинит. В щелочной среде, особенно при обилии в исходном материале железисто-магнезиальных минералов, кальциевых полевых шпатов, вулканических стекол, образуются минералы группы монтмориллонита и иногда типа палыгорскита. Попадая в несвойственную им среду глинистые минералы перестраивают свой состав и решетку, приспособляя их к новым условиям. Иногда даже в обычных шлифах можно наблюдать такую перестройку в разных ее стадиях: в виде замещения полевого шпата серицитом, перехода серицита в гидрослюду, а гидрослюды в каолинит (см. рис. 58,б). Так как на суше, где при процес-



Рис. 59. Замещение монтмориллонита минералом из группы гидрослюды. Верейские слои саратовского Поволжья. Фото Шабавой и Горбуновой

сах химического выветривания образуется большая часть глинистых минералов, щелочная среда характерна для засушливых районов, а кислая для влажных, очевидно, что на образование глинистых минералов огромное влияние оказывает климат. Так как минералы с суши большей частью переносятся в моря, то те из них, которые на суше создавались в кислой среде, оказываясь в море уже в щелочной, подвергаются более или менее быстрой перестройке. Так, каолинит переходит в монтмориллонит, гидрослюды или магнезиальные минералы.

По вопросу о происхождении гидрослюды существуют разные мнения. Одни авторы считают, что они являются одной из стадий изменения магматических алюмосиликатов до каолинита с постепенной утерей К и Si (рис. 58, б). Другие считают, что гидрослюды образуются преимущественно в щелочной среде (в море) за счет поглощения калия близким к ним монтмориллонитом (рис. 59). Одно предположение не опровергает другое. Вероятно осуществляются оба процесса в зависимости от разных условий среды.

### Глауконит

Применение новых методов исследования показало, что глауконит является одним из глинистых минералов группы гидрослюды. Однако особенности глауконита — его цвет, формы проявления в виде отдельных зерен, рассеянных в других породах, отсутствие в магматических породах, приуроченность к морским осадкам и связь с какими-то особыми условиями образования — привлекли к нему внимание уже в те годы, когда изучение осадочных пород едва начиналось (монография Глинки и др.). Все это заставляет нас, как и ранее, рассмотреть его отдельно, тем более, что он имеет много общего и с железистыми хлоритами, которые не включают в число глинистых минералов.

Уд. вес глауконита 2,5—2,86. Твердость 2. Цвет обычно ярко-зеленый, иногда темный зеленовато-синий, микроскопически почти до черного,

но иногда и светлый желтовато-зеленый и почти бесцветный желтоватый. Сингония, видимо, моноклинная. В редких случаях, когда удавалось встречать более крупные отдельные кристаллики этого минерала, наблюдалась спайность (001), но иногда он бывает и изотропным, а обычно состоит из беспорядочно смешанных микрозернышек с агрегатной поляризацией.

Оптические показатели глауконита изменчивы:  $N_p = 1,545—1,630$ ;  $N_g = 1,570—1,660$ ;  $N_g - N_p = 0,022—0,030$ . Часто наблюдается слабый плеохроизм в желтоватых и зеленоватых тонах. При скрещенных николях обычные агрегатные зерна почти не изменяют своего цвета, что объясняется не только яркостью окраски минерала, но и совпадением с нею его цветов интерференции: почти бесцветные разности глауконита получают при скрещенных николях заметную зеленоватую окраску.

Химический состав глауконита изменчив, как и свойства. Его обязательными компонентами являются:  $\text{SiO}_2$  (40—56%);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (16—22%);  $\text{FeO}$  (1,5—3%);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4—9%);  $\text{K}_2\text{O}$  (5—7%);  $\text{H}_2\text{O}$  (6—8%). Обычно присутствует  $\text{MgO}$  (2—4%); кроме того, в незначительных количествах встречаются другие элементы, а также органическое вещество. Иногда процентное содержание компонентов колеблется еще более резко. Формулы глауконита, даваемые разными авторами, сложны и разноречивы, почему они и не приводятся здесь. Достаточно сказать, что глауконит — это, видимо, разновидность гидрослюды, в которой  $\text{Al}$  широко, но не полностью замещен трех- и частью двухвалентным железом, а также магнием.

Важный вклад в познание особенностей глауконита внесли наблюдения Горбуновой, которая описала из мезозойских отложений Русской платформы три его разновидности, возможно, представляющие разные стадии его образования. В этих разновидностях, с увеличением содержания  $\text{Fe}$  и  $\text{K}$  увеличиваются удельный вес и средний показатель преломления, а окраска изменяется от почти бесцветной до ярко-зеленой. Хотя предположения Горбуновой, что эти изменения обусловлены различиями в глубине области образования от большой (бесцветный глауконит) до незначительной, вероятно, ошибочны, но то, что они обусловлены особенностями среды образования, — несомненно.

Применение рентгенографического и других новых методов исследования разрешили загадку природы глауконита, который еще недавно иногда считали аморфной смесью гелей, но условия его образования и до сих пор точно не установлены. Выяснения их можно искать в следующих многочисленных и своеобразных формах его проявления.

1. Иногда он выполняет раковины фораминифер, чему прежде придавали преувеличенное значение (фото 38, а).

2. Замещает мелкие копролиты или скелетные остатки организмов (особенно часто иглокожих).

3. Возникает, как и другие глинистые минералы, путем разложения и замещения зерен алюмосиликатов, особенно биотита, но иногда и кварца. Под микроскопом можно наблюдать все стадии глауконитизации песчинки от первого ее проявления вдоль трещин спайности до полного превращения минерала песчинки в глауконит (фото 38, б, в); таким случаям также иногда ошибочно приписывают почти исключительную роль в образовании глауконита.

4. Выпадает, самостоятельно заполняя трещинки в зернах минералов, осадка или породы (фото 38, г), цементируя песчинки и образуя тонкие налеты на поверхности твердого грунта. Этот редкий способ интересен тем, что доказывает возможность непосредственного выпадения глауконита в осадок и образования его в уже несколько затвердевшем осадке.

5. Встречается в мелкорассеянном виде без ясных контуров, окрашивая отдельные участки породы («пигментный глауконит»). По мнению одних авторов,— это продукт измельчения зерен глауконита, по мнению других — еще не сконцентрировавшиеся в зерна выделения геля (фото 38, *д*), что более вероятно.

6. Наиболее распространенной формой проявления глауконита являются мелкие округлые зернышки, среди которых можно различить три разновидности (фото 38, *е*): а) форма зерен угловато-округлая (по форме и по величине они близки к обломкам алюмосиликатных песчинок или крупнее их) — вероятно, это случай 3; б) форма хорошо окатанная, величина равна или немного меньше величины обломочных зерен — продукт переноса глауконита, образовавшегося в другом месте в виде пес-

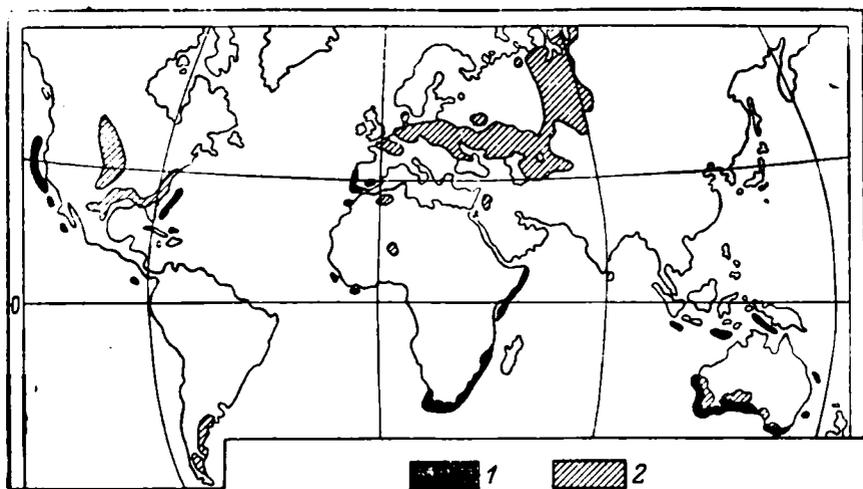


Рис. 60. Поясное распространение пород и современных осадков, изобилующих глауконитом:

1 — современные глауконитовые осадки, по Андре и 2 — ископаемые глауконитовые породы, по Шатскому

чинок; в) зерна сферической формы, обычно крупнее соседних песчинок, иногда со следами трещинок, а чаще разбитые глубокими трещинами, делящими зерно на несколько округло-овальных лопастей («лопастной глауконит»). При полном распадении зерна на обломки возникают округло-овальные зерна, которые и являются наиболее обычной формой проявления глауконита. Так как сферичная форма и растрескивание типичны для выпавших и обезвоживающихся гелей, то зерна описанного типа говорят в пользу выпадения глауконита из коллоидных растворов.

7. Выяснение условий образования этого, как считалось всегда, морского и рассеянного минерала издавна привлекало к себе внимание геологов. Решение вопроса часто искали в приуроченности его к определенным участкам в современных морях (рис. 60). Недавно Шатским была составлена карта распространения глауконита в ископаемых породах, свидетельствующая о его приуроченности к определенным широтным поясам.

Работами Ренгартен и Горбуновой обнаружен глауконит уже не в виде обычных маленьких выделений, рассеянных в породах другого состава и происхождения, а в виде самостоятельных пород, слагающих целые пласты.

Наконец, имеются указания на существование глауконитов, связанных с поверхностными (выветривание) процессами в континентальных условиях. Так, из Егорьевска, Московской области, Бушинским был опи-

сан глауконит, подвергшийся эпигенетическому перемещению в готовой породе. По данным, опубликованным Лазаренко (а также Дядченко и Хатунцевой), в некоторых случаях глауконит, как и его сильно железистая разновидность — селадонит — образуется (очевидно, очень редко) при разложении алюмосиликатов и в континентальных условиях.

Основываясь на той или другой из перечисленных форм проявления глауконита и учитывая, вероятно, столь же случайные, а потому иногда и противоречивые<sup>1</sup> наблюдения условий его нахождения в современных морях, создавались разнообразные гипотезы образования этого минерала. Главными из них были: 1) органогенная (только в раковинах), предложенная Мерреем, 2) замещения других минералов, развитая Глинкой, 3) химического осаждения, особенно полно развитая Гаддингом. Вероятно, эти гипотезы в действительности не исключают друг друга: как и другие глинистые минералы, глауконит образуется и путем стадийного изменения других алюмосиликатов и путем «синтетическим», выпадением в осадок из растворов, вероятно, коллоидальных. Возможно, что присутствие органического вещества создает среду, в некоторых случаях способствующую его образованию.

Для образования глауконита необходимы не сами по себе организмы, какая-то определенная температура и т. д., а сочетание ряда условий, важнейшими из которых, как считает Формозова, является наличие среды переходной между окислительной и восстановительной и, конечно, достаточно длительное время. На суше, на больших океанических глубинах и близ устьев рек нужный комплекс этих условий, очевидно, обычно не создается, но сравнительно часто он осуществляется в мелком море, в начале трансгрессии<sup>2</sup> в обстановке, благоприятствующей также отложению фосфоритов.

Точно определить глауконит в шлифе не всегда легко. Не всякое зеленое зерно обязательно глауконит и не всегда глауконит зеленый, но все же цвет — характерный признак; очень характерна форма проявления (одна из указанных выше) и третий, очень характерный, но также не всегда обязательный признак — микрозернистость, агрегатная поляризация. Этих трех признаков в подавляющем большинстве случаев достаточно для его верного определения. Оптические константы в шлифах не дают почти ничего. В сомнительных случаях требуются кропотливые исследования. Не удивительно поэтому, что большие скопления глауконита (глауконитовые породы) были открыты лишь несколько лет тому назад.

Иногда встречается глауконит, подвергшийся выветриванию, которое выражается в большем или меньшем его побурении, охватывающим отдельные участки зерна. В конечной стадии процесса все зерно превращается в скопление железистой глины и гидратов окиси железа, цементирующих и окрашивающих породу.

Глауконит, даже не сконцентрированный в самостоятельную породу, при достаточном содержании является полезным ископаемым и используется как защитная краска и для смягчения вод (пермутит).

## СИЛИКАТНЫЕ, СУЛЬФИДНЫЕ И ОКИСНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЖЕЛЕЗА

### МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ШАМОЗИТА (ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ХЛОРИТЫ ИЛИ ЛЕПТОХЛОРИТЫ)

В группу шамозита или бескальциевых силикатов железа входит целый ряд трудно отличимых друг от друга минералов (гриналит, шамозит, бавалит, афросидерит и др.). В Советском Союзе они обнаружены

<sup>1</sup> Например, утверждение, что глауконит образуется только в холодной воде, и другое, что он образуется только в теплой воде.

<sup>2</sup> Отмечено, что особенно крупные и яркие выделения глауконита наблюдаются непосредственно выше основания трансгрессивных серий.

сравнительно недавно. Это объясняется, вероятно, тем, что входящее в их состав закисное железо исключительно легко окисляется, причем сначала характерный зеленый цвет переходит в бурый, а затем они и полностью замещаются водной окисью железа. Эта особенность делает их мало заметными даже в шлифе, где они могут напоминать глину, подкрашенную окислами железа.

Минералы группы шамозита не так широко рассеяны и обычны как глауконит, но, в отличие от него, слагают иногда крупные железорудные залежи. Некоторые окисные месторождения железа, например керченские, были отложены как лептохлоритовые осадки, и лишь впоследствии подверглись окислению. Представление о химическом составе минералов этой группы дает табл. 7, из которой видно, что они отличаются от глауконита отсутствием калия, преобладанием закисного железа над окисным и значительно большим содержанием железа. Поэтому, в отличие от глауконита, они являются рудообразующими.

Формулы этих минералов очень сложны, почему здесь и не приводятся.

Уд. в. 2,75—3,4. Тв. 3. Сингония, вероятно, моноклиная; обычна хорошая спайность по (001). Цвет зеленый, темно-зеленый, бурый. Плеохроичны. Угол оптических осей, как правило, очень малый. Показатели преломления у разных минералов различны, но большей частью следующие:  $n_p = 1,658—1,594$ ;  $n_g = 1,667—1,608$ ;  $n_g - n_p = 0,010—0,012$ , максимально 0,020. Гриналит почти изотропный.

По внешнему облику и формам проявления они отличаются от глауконита: 1) обычно менее ярким зеленым цветом, преобладанием буроватых оттенков как макроскопически, так и в шлифе; 2) листоватым, волокнистым, нередко оолитовым строением, очень характерным для них, но никогда не встречающимся у глауконита (фото 39, а, б, в; 43); 3) легкой растворимостью в HCl при нагревании; 4) тем, что в качестве продуктов разложения дают, кроме лимонита, гематит и пирит, чего не наблюдается у глауконита.

Таблица 7

	Гриналит	Шамозит	Бавалит
SiO <sub>2</sub>	30,08—38,00	24,54—23,39	21,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	18,15—18,64	24,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,85—8,40	3,67—6,06	8,00
FeO	25,72—46,56	36,84—34,34	30,60
CaO	—	1,62—1,55	8,00
MgO	—	1,35—1,44	4,40
H <sub>2</sub> O	9,35—7,04	11,58—11,01	—
K <sub>2</sub> O	Нет	Нет	Нет

От слюд минералы этой группы отличаются менее совершенной спайностью и отсутствием упругости листочков. Определять их трудно, так как они встречаются в виде мельчайших кристалликов, к тому же часто смешанных с другими минералами. В характерных для них оолитовых разностях концентры (оболочки) лептохлоритов чередуются с оболочками алюминиевых минералов (диаспор, гидраргиллит), окислов железа (гематит, гидрогетит), кремнезема и др. (фото 39, 43).

Смена концентров различного состава, по-видимому, указывает на то, что условия среды, в которой шло образование этих минералов, были подвержены колебаниям, в результате которых из раствора, обычно коллоидного, выпадали то одни, то другие соединения. Вероятно, в большей части они представляют собой продукт диагенетических процессов. Возможно, что их накоплению благоприятствовали процессы энергичного («латеритного») выветривания на соседней суше, в результате которых

происходило освобождение железа и глинозема, отложившихся затем в виде бокситовых или железных руд. Совместно с глауконитом лептохлориты, как минералы более богатые железом и явно закисным, не образуются и обычно не встречаются. Однако условия возникновения этих минералов близки, и при небольших колебаниях кислородного потенциала и других особенностей среды отложение глауконита иногда могло смениться отложением лептохлоритов. Лептохлориты образуются не только в море (сынтульские, керченские руды), но реже и в континентальных условиях (например, халиловские, речные шамозиты Казахстана, описанные Формозовой).

## СЕРНИСТЫЕ СОЕДИНЕНИЯ ЖЕЛЕЗА

### Гидротроилит $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Черный аморфный студенистый гидрат односернистого железа известен только в современных осадках морей, озер и лиманов, где создается резко восстановительная среда, и в осадках синего ила. Он встречается в виде тончайшего рассеянного порошка или бесформенных причудливых скоплений геля густо-черного цвета. Легко перемещается, крайне неустойчив. Образование его связано с разложением организмов и деятельностью бактерий. Возможно, что переходом от гидротроилита к марказиту и пириту (стабильные минералы) служит водный и безводный мельниковит ( $\text{FeS}_2$ ) — метастабильный минерал, встречающийся в виде мельчайшего черного кристаллического порошка в третичных отложениях Саратовского края.

### ✓ Марказит $\text{FeS}_2$

Уд. в. 4,8. Тв. 6. Непрозрачный. Цвет — в отраженном свете металлический, золотистый или серебристый. Сингония ромбическая. Спайность плохая по (110) и несовершенная по (011). Обычны двойники. Характерно волокнистое и радиальное строение. В отличие от более устойчивого пирита, очень легко окисляется и разлагается, давая гидроокись железа, квасцы, гипс и другие сернокислые соединения.

### ✓ Пирит $\text{FeS}_2$

Уд. в. 4,96—5,10. Тв. 6—6,5. Непрозрачный. Цвет — в отраженном свете металлический, золотистый или серебристый. Сингония кубическая. Разлагается слабо. Относительно устойчив.

Пирит и марказит обычно встречаются в осадочных породах как диагенетические новообразования, значительно реже — как эпигенетические выделения и крайне редко — как обломочные минералы. Хорошо известны геологам в виде крупных конкреций, реже линз, иногда радиально-лучистого строения, но несравненно чаще встречаются в тонкорассеянном виде (диаметр зерен 0,01 мм и меньше) и могут быть обнаружены лишь под микроскопом, а простым глазом незаметны, даже если составляют 2—3% породы и больше.

Такие мельчайшие зернышки пирита нередко бывают рассеяны беспорядочно по всей породе, чаще располагаются послойно линзовидными скоплениями или инкрустируя (фото 40) различные органические остатки вплоть до полного их замещения, реже выполняют их полости. Более редкие эпигенетические выделения этих минералов можно узнать по тому, что они располагаются, применяясь не к первичным элементам строения породы (поверхность раковин, слоистость и т. д.), а к вторичным (трещины, пустоты от выщелачивания и т. д.) и перекрывают части различных элементов первоначального строения (фото 41). Реже пирит

встречается в виде крупных зерен, крайне редко в виде хорошо образованных кубиков и в исключительных случаях в виде оолитов (фото 42).

Определить наличие пирита или марказита можно, рассматривая непрозрачные (черные при одном никеле) пятна и точки шлифа в отраженном свете, по золотистому или серебристому блеску. Нередко заметить их нелегко, так как характерный цвет может скрадываться желтыми и красными ореолами продуктов их окисления (гидроокиси железа) или черной окраской органического вещества, тесно перемешанного с ними.

Микроскопически-тонкорассеянное сернистое железо окрашивает породу в голубовато- или синевато-серые и черные тона, обусловленные также присутствием органического вещества. При окислении минерала порода светлеет и приобретает желтоватые и буроватые тона, часто одновременно разрыхляясь.

Различить пирит и марказит, цвет которых одинаков, можно только при наличии ясно образованных кристалликов (марказит—радиально-лучистый, пирит—кубики) или применяя особые методы изучения. В HCl они не растворимы, но разлагаются в  $\text{HNO}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}_2$ .

Образуются и сохраняются эти минералы в восстановительной среде — в торфяниках, в угольных залежах, в море, преимущественно в глинистых илах и особенно в условиях сероводородного заражения, где первоначально выпадает гель односернистого водного железа, впоследствии переходящего в дусернистое безводное железо. Наиболее энергично они развиваются на первом восстановительном этапе диагенеза, после погребения первыми порциями нового осадка.

Изображенная на фото 3 сидеритовая конкреция, покрытая коркой бурых гидроокислов железа, в свою очередь переходящих на периферии в пирит, показывает, какие противоречивые изменения может испытывать осадок в процессе своего формирования и диагенеза. Из этого примера видно, что изменения среды не должны сопровождаться, как это иногда утверждают, уничтожением минералов, образовавшихся ранее в других условиях. Такие очень часто сохраняющиеся «реликты» представляют большой интерес, так как они позволяют восстанавливать в деталях историю образования породы.

## ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА

Усовершенствованные методы исследования сильно изменили представление о взаимоотношениях и классификации минералов и этой группы. Новая их классификация не является еще общепризнанной, и полное ознакомление с ней необходимо лишь при специальном изучении железистых минералов. Здесь достаточно указать, что, во-первых, теперь обычно различают два ряда окисных минералов железа, безводные разности которых состава  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  получили названия «гематит» и «маггемит», и, во-вторых, что самостоятельного минерала состава лимонита не существует, или, как считают другие, он весьма редок, а тот минерал, который составляет большую часть бурых железняков, правильнее называть гидрогетитом.

### ✓ Гематит $\text{Fe}_2\text{O}_3$

Уд. в. 4,9—5,3. Тв. 5,5—6,5. Обычно непрозрачный. Иногда просвечивает в очень тонких шлифах. Цвет — стально-серый, в землястых разностях и в порошке — красный (в отличие от магнетита, гидрогетита). Гексагональный.  $Np = 2,94—2,752$ ;  $Ng = 3,22—2,988$ ;  $Ng—Np = 0,28—0,245$ . Иногда можно наблюдать плеохроизм. Спайность, по-видимому, отсутствует. Колется по (0001) и (1011) по двойникам.

В HCl растворим. Встречается в виде обломочных зерен, но также иногда замещает скелетные остатки организмов, слагает концентры ооли-

тов, является цементом песчаников, образует выделения крупные и пылеобразные. Как осадочный минерал редок и встречается, видимо, почти исключительно в тех областях, где его образованию способствовало повышение давления и температуры.

### Гётит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или $\text{FeO} \cdot \text{OH}$

Уд. в. 4—5,5. Тв. 4,5—5,5. Почти непрозрачный. Цвет — в отраженном свете буровато-желтый, темно-бурый, красный. Ромбический.  $Np = 2,303—2,185$ ;  $Ng = 2,447—2,304$  и др.;  $Ng - Np = 0,119—0,144$ . Плеохроизм: желтый — оранжевый — бурый. Спайность (по 0,10) совершенная. Натечные формы, столбчатый, волокнистый. Медленно растворяется в  $\text{HCl}$ .

### Гидрогётит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ или $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Уд. в. 33,4. Тв. 1—4. Его разновидность — лимонит. Обычно почти не прозрачный. Цвет — в отраженном свете желтый, желтовато-бурый, бурый до черного, иногда с пестрой побелалостью. Обычно аморфный, иногда кристаллический волокнистый.  $Np = 2,16—2,22$ ;  $Ng = 2,27—2,29$ ;  $Ng - Np = 0,048$ , наблюдается редко, чаще изотропен. Плеохроизм как у гётита, от которого он часто трудно отличим. В  $\text{HCl}$  растворяется легко. Часто содержит примесь кремнезема.

Образуется в результате выпадения из растворов чисто химически или при участии бактерий, путем метасоматоза, а также при окислении или разложении других соединений железа (сидерита, пирита, лептохлоритов и т. д.). Формы проявления гидрогётита очень разнообразны, тем более что он обладает значительной подвижностью и при изменении геохимической обстановки переходит в раствор и легко снова выделяется. Широко распространен в качестве цемента песчаных пород, иногда одевает зерна тонкой пленкой («рубашка»). Встречается в виде отдельных зерен и тончайшей «пыли», в виде оолитовых образований, скорлуповатых или сплошных масс, пористых и рыхлых, землистых или плотных, иногда радиально-лучистых псевдоморфоз по минеральным и органическим телам. От других окислов железа гидрогётит отличают по цвету и более точно — с помощью термического и рентгенографического анализов.

### ✓ Магнетит $\text{F}_3\text{O}_4$

Уд. в. 5,20. Тв. 5,5—6,5. Непрозрачный (в редких случаях едва просвечивает).  $N = 2,3—2,4$ . Цвет — характерный стально-серый с серебристым оттенком. В порошке черный. Кубический. Спайности нет. В  $\text{HCl}$  растворим. Легко выветривается, давая бурые гидроокислы железа. Встречается как в виде обломочных зерен (часто окатанных октаэдров), так (крайне редко) и в виде осадочных новообразований. В последнем случае цементирует участки пород, замещает скелетные остатки организмов или минералы, а также образует выделения в виде октаэдров и тончайшей пыли.

Легко извлекается из разрыхленной породы простым магнитом, что отличает его от сходного ильменита. Как новообразование встречается, вероятно, почти исключительно в тектонических областях.

### ГИДРООКИСЛЫ АЛЮМИНИЯ

Минералы группы гидроокислов алюминия, будучи чисто осадочными образованиями, все же встречаются редко среди осадочных пород, хотя в отдельных случаях могут образовывать и значительные скопления (латериты, бокситы).

Определение этих минералов вследствие маленьких размеров их кристаллов и частой примеси других минералов представляет большие труд-

ности. Поэтому при их изучении применяют несколько методов и прежде всего иммерсионный. Мнения исследователей о свойствах и даже о существовании некоторых из минералов этой группы расходятся. Мы ознакомимся здесь лишь с минералами наиболее изученными и играющими главную роль в образовании алюминиевых осадочных пород.

### Гидраргиллит (гиббсит) $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ или $Al(OH)_3$

Уд. в. 2,3—2,4. Тв. 2,5—3,5. Цвет — белый, зеленоватый, желтоватый, красноватый. Сингония моноклинная.  $Np=1,566—1,569$ ;  $Ng=1,589—1,576$ ;  $Ng-Np=0,021$ . Спайность совершенная по (001). Часто коллоидный изотропный.

Встречается обычно в виде очень мелких, хорошо развитых табличек (по 001), волоконце, призмочек, иногда в виде натеков и землистых микрозернистых масс, часто в трещинах. Обычно представлен мельчайшими частичками часто в тонкой смеси с другими минералами (лептохлориты, окислы железа, каолинит, кварц). Нередко образует оолиты и бобовины. Иногда наблюдается, как гиббсит замещает зерна кварца, от которого (фото 44, 46) ясно отличается слабым, но заметным рельефом и более яркими цветами интерференции. Легко растворяется в щелочах и кислотах при кипячении. Макроскопически часто легкий, желтовато-белый, рассыпающийся или волокнистый, иногда твердый, каменистый, сухарный.

### Бёмит $Al_2O_3 \cdot H_2O$ или $AlO(OH)$

Уд. в. 3. Тв. 3,5—4. Цвет светло-желтый; сингония ромбическая.  $Np=1,646$ ;  $Ng=1,661$ ;  $Ng-Np=0,015$  (даются и несколько иные цифры). Кристаллы таблитчатые, удлиненные, крайне мелкие; спайность совершенная по (001). Формы проявления, как у диаспора — сплошные массы, оолиты. Еще недавно состав и свойства бёмита были почти не известны, сейчас выясняется, что он является одним из главнейших минералов бокситовых пород. Очень часто коллоидальный, изотропный. Стоит отметить, что минерала «боксит» ( $Al_2O_3 \cdot 2H_2O$ ), все еще иногда упоминаемого в курсах минералогии, не существует.

### Диаспор $Al_2O_3 \cdot H_2O$ или $H_4Al_4O_8$

Уд. в. 3,3—3,5. Тв. 6—7. Хрупок. Цвет — розовый, красный, серый. Сингония ромбическая.  $Np=1,702$ ;  $Ng=1,750$ ;  $Ng-Np=0,048$ . Иногда наблюдается плеохроизм: красноватый — бурый — почти бесцветный, по другим данным голубоватый — желтоватый — фиолетовый. Спайность совершенная по (010). Иногда коллоидный, изотропный.

Встречается в виде листочков по (010), столбиков, табличек и чаще всего в тончайших выделениях, обычно смешанных с другими минералами, часто образует оолиты (фото 45). Там, где видны хотя бы небольшие кристаллы, отличить диаспор от других осадочных минералов легко по очень резкому рельефу и характерным ярким цветам интерференции, напоминающим цвета интерференции ангидрита. Отличить диаспор от последнего легко по значительно более высокому показателю преломления, по тому, что он не образует крупных кристаллов, но лишь мелкие зернышки в основной массе, густоокрашенной окислами Fe.

### МАРГАНЦОВЫЕ ОКИСНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Марганцовые минералы не слагают широко распространенных пород, с которыми геолог-осадочник имеет дело в повседневной работе. Он встречает их обычно лишь в виде небольших выделений — дендритов, «загара» на солнечной стороне скал, корок, конкреций, часто в смеси с

железистыми минералами. Поэтому здесь достаточно ограничиться самыми основными сведениями о некоторых из них. Новые и полные данные о них можно найти в монографии Бетехтина. Осадочные марганцевые минералы встречаются в виде окислов и карбонатов, которые уже были рассмотрены.

#### Псиломелан $m \cdot Mn \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$ (по Бетехтину). «Вады»

Часто смешан с пиролюзитом и содержит много других примесей. Уд. в. 2,3—4,3. Тв. 4—6, цвет — черный, коричнево-черный.

Встречается в виде землистых масс, натеков, дендритов, оолитов. От пиролюзита отличим лишь химически. Иногда отлагается как коллоидальный осадок в морских и пресных водах. Дает крупные скопления марганцевых руд и обычен в виде мелких выделений. Вады — мягкие порошковатые смеси марганцевых минералов.

#### Пиролюзит $MnO_2$ (обыкновенно с $H_2O$ до 2%)

Уд. в. 4,5—5. Тв. 1—3 и выше. Непрозрачный. Цвет — черный, металлический блеск. Сингония, вероятно, ромбическая. Оптические свойства неизвестны: анизотропен. В шлифе в отраженном свете — темный, серый и пурпурово-серый.

Встречается в виде землистых, столбчатых или радиально-лучистых масс, натеков, оолитов, псевдоморфоз по манганиту (фото 47), часто в смеси с другими минералами, особенно с гидроокисью железа (железисто-марганцевые конкреции). Связан переходами с псиломеланом; вероятно, в процессе обезвоживания является членом ряда вад-псиломелан — пиролюзит. Распространение то же, что и псиломелана. Оба являются конечным продуктом выветривания.

#### Манганит $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ или $MnO(OH)$

Уд. в. 4,3. Тв. 4. Хрупкий. Почти непрозрачный. Цвет черный, стально-серый; в порошке и в шлифе красно-бурый. Сингония моноклинная (псевдоромбический).  $Np$  и  $Nm=2,24$ ;  $Ng=2,53$ ;  $Ng-Np=0,28$ . Спайность по (110) совершенная.

Встречается в виде плотных масс листовато-лучистых, игольчатых и зернистых скоплений, кристаллы призматические. Растворется в  $HCl$ . Преимущественно гидротермальный. Переходит в пиролюзит.

#### ФОСФАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Фосфатные минералы в количественном отношении играют небольшую роль, но имеют очень большое значение как полезные ископаемые. Изучать фосфатные минералы почти так же трудно, как глинистые, так как и они обычно настолько мелкозернисты, что не действуют на поляризованный свет, и даже там, где кристаллики крупнее и анизотропия ясно видна, сингония минерала не может быть установлена. Мнения исследователей о составе, свойствах и даже самом существовании отдельных разновидностей фосфатных минералов поэтому противоречивы. На основании химических анализов наряду со фторапатитом состава  $Ca_{10}P_6O_{24}F_2$  (кристаллизующимися в гексагональной сингонии) были выделены осадочные фосфатные минералы: гидроксилapatит  $Ca_{10}P_6O_{24}(OH)_2$ , карбонатпатит (или даллит, он же подолит)  $Ca_{10}P_5CO_3O_{24}(OH)_3$ , франколит  $Ca_{10}P_{5,2}C_{0,8}O_{22,2}F_{1,8}(OH)$ , с его изотропной разностью коллофаном, и курскит  $Ca_{10}P_{4,8}C_{1,2}O_{22,8}F_2(OH)_{1,2}$ .

Позже Казаков доказывал, что в действительности основная масса осадочных фосфоритов слагается высокодисперсным фторапатитом, иногда с механической примесью высокодисперсного кальцита, что курскит

выделен как особый минерал ошибочно, а гидроксилapatит и карбонат-apatит, хотя и существуют, но встречаются в фосфоритах редко.

Взгляды Казакова разделяются не всеми, и многие, как Бушинский, признают существование перечисленных минералов и считают, что для отдельных месторождений фосфоритов характерны определенные минералы. Эти расхождения, которые могут быть разрешены лишь дальнейшим изучением фосфоритов новыми аналитическими методами, не существенны для нас, так как наша задача — научиться отличать фосфатные минералы от всех других минералов, определяя их лишь с помощью поляризационного микроскопа и, насколько это возможно, макроскопически. При этом подходе свойства перечисленных фосфатов очень сходны. Твердость 5 (установлена лишь для фторапатита); уд. в 3,07—3,15. Показатели преломления у всех высокие:  $n_p = 1,598—1,644$ ;  $n_g = 1,603—1,646$ , так что они всегда обладают высоким рельефом, легко позволяющим отличать их аморфные разности от других осадочных аморфных минералов; двупреломление очень низкое: 0,005—0,008, обычно с синевато-серыми, серыми и иногда желтыми (примеси?) цветами интерференции. Строение волокнистое, радиальное, сферолитовое, оолитовое, беспорядочно микрозернистое (фото 48, 49, 50, 51). Чаше фосфаты изотропны, и лишь изучение их под электронным микроскопом показало, что и «аморфные» их разности в действительности состоят из маленьких прекрасно образованных кристаллов (рис. 61).



1 микрон

Рис. 61. Электронный снимок изотропного фосфатного минерала. Ясно видно кристаллическое строение (по Бушинскому)

Макроскопически фосфатные породы часто черные, а в шлифе бурые и желто-бурые. В действительности фосфатные минералы бесцветны, а эта окраска, как и запах ошибочно считающийся характерным их признаком, обусловлены обычной примесью органического вещества. Маленькие выделения густоокрашенных разностей в шлифе иногда трудно отличить от непрозрачных гидроокислов железа, так как и отраженный свет в обоих случаях бурый.

Для полевого макроскопического отличия фосфатов от других минералов употребляют раствор молибденовокислого аммония в азотной кислоте, несколько капель которого дают на фосфате желтый осадок. Встречаются фосфаты в виде сплошных слоев, похожих на самые разнообразные породы, конкреций, зерен, оолитов, копролитов, зубов и костей позвоночных, а также раковин оболус и лингуля. Иногда они замещают раковины или выполняют их полости.

### Вивианит ( $3\text{FeO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ )

Кроме описанных фосфатных минералов в осадочных породах встречается в виде небольших выделений и линз в отложениях озер и низинных болот, реже с другими фосфатными или железными рудами, водный фосфат закиси железа — вивианит. Он имеет вид очень маленьких прозрачных кристаллов, иловатой массы или белого порошка. На воздухе железо микрозернистого вивианита быстро частично окисляется и минерал приобретает характерный ярко-синий цвет («керченит»). В результате медленно идущего полного окисления переходит в минерал пщит. В HCl растворим. Добывается как полезное ископаемое.

## СУЛЬФАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

### Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Уд. в. 2,31—2,32. Тв. 1,5—2. Бесцветный или окрашен примесями в яркие чистые цвета. Сингония моноклинная. Положительный.  $N_p = 1,520$ ;  $N_m = 1,523$ ;  $N_g = 1,529$ ;  $N_g - N_p = 0,009$ . Спайность хорошая по (010) и по (100). Двойники по (100) и по (101).

Формы проявления гипса очень разнообразны. Встречается в виде: 1) волокнисто-игольчатой разности (селенита) в прослоях или в трещинах; 2) пластинчатых разностей; 3) мелкозернистых разностей; 4) сферолитовых (два последние типа могут слагать большие толщи пород); 5) цемента песчаников (фото 131); 6) выполнения пустот в известняках и доломитах, где он как бы заливает мельчайшие поры (фото 52); 7) прекрасно образованных кристаллов, часто двойников («ласточкины хвосты») в глинистых породах; 8) мельчайших кристалликов по соседству с окисляющимися выделениями пирита и марказита.

Гипс и ангидрит нагляднее, чем другие минералы, показывают изменчивость минеральных образований. Часто наблюдается образование гипса при гидратации ангидрита с переходами от одного минерала к другому, а также при окислении сернистого железа. При небольшом подогревании гипс легко обезвоживается и переходит в другой минерал — полугидрат. Гипс легко растворим в воде (при 0° растворимость его 2,40 г на 1 л воды; при 38° — 2,83 г/л, при более высоких температурах растворимость убывает).

Начинающие иногда принимают в шлифах гипс за кварц, особенно если он выражен кристаллами в виде не крупных ограниченных зерен. В мелкозернистых разностях гипс напоминает халцедон. Это вызывается сходством цветов интерференции названных минералов и отсутствием у них ясного рельефа (фото 52, 53, 54). Возможность ошибки увеличивается тем, что гипс часто подвергается окремнению, причем могут возникать псевдоморфозы халцедона или кварца по гипсу, что не позволяет основывать определение на одних морфологических признаках минерала. Однако при внимательной работе ошибки можно избежать, так как у кварца показатель преломления выше, чем у канадского бальзама, а у гипса — ниже; спайность у кварца отсутствует, у гипса — наблюдается часто. Наконец, возможна проверка в сходящемся свете (гипс двуосный). В наиболее трудных случаях присутствие или отсутствие гипса (и ангидрита) может быть легко доказано простой микрохимической реакцией с  $\text{HCl}$ .<sup>1</sup>

Некоторые затруднения в определении гипса может вносить его способность частично дегидратизироваться даже при небольшом нагревании, которому он подвергается при изготовлении шлифа. Он переходит при этом частью или целиком в новую разность — полугидрат ( $2\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), причем его показатель преломления и двупреломление значительно повышаются. В результате этого изменения кристаллы гипса сначала по краям, а затем целиком распадаются на иголки (пластинки), однообразно расположенные в каждом зерне (фото 55, 131).

По Викуловой, минерал этот одноосен и положительный, погасание прямое,  $N_g = 1,578—1,580$ ,  $N_p > 1,550$ . Цвета интерференции иногда приближаются к цветам интерференции ангидрита. Кристаллографические сведения о полугидрате противоречивы. Рентгенографическое изучение показало, что он моноклинный. В шлифах подогретого при шлифовании гипса может наблюдаться тонкая смесь гипса, полугидрата и ангидрита.

<sup>1</sup> Растертый на предметном стекле минерал смачивается слабым раствором  $\text{HCl}$  и слегка подогревается. При наличии  $\text{CaSO}_4$  с началом высыхания раствора образуются тончайшие иголки гипса.

Полугидрат встречается и в естественных условиях в пустынных областях в результате нагрева пород солнцем.

Гипс образуется в разных условиях. В значительных скоплениях он выпадает из растворов в выпаривающихся бассейнах. Вероятно, иногда образуется при доломитизации известкового ила. Небольшие конкреции и прослои его могут представлять вторичные выделения из подземных вод, а отдельные кристаллы — продукты окисления сульфидов. Гипс образуется путем замещения карбонатных пород при воздействии на них сернокислых вод (см. стр. 285, 301). Так могут образоваться значительные толщи гипса. Обломочный гипс крайне редок вследствие его мягкости и растворимости.

#### Ангидрит $\text{CaSO}_4$

Уд. в. 2,89—2,98. Тв. 3—3,5. Белый или окрашен примесями, очень часто почти голубой, голубовато-серый, буровато-серый,  $Np = 1,569$ — $1,571$ ;  $Nm = 1,575$ — $1,576$ ;  $Ng = 1,613$ — $1,614$ ;  $Ng - Np = 0,043$ — $0,044$ . Очень характерна спайность по трем направлениям: совершенная по (001) и (010), менее совершенная по (100).

В шлифе заметен благодаря пестрым цветам интерференции. Встречается обычно в достаточно крупных зернах. По своим оптическим свойствам легко отличается от других осадочных минералов. Формы проявления — как у гипса; преобладают среднезернистые разности, часто встречаются пластинчато-сферолитовые. Слагает обычно толщи более значительные, чем гипс. В результате гидратации в кровле часто переходит в гипс, который образует в нем прожилки (фото 53).

От гипса легко отличается как по цветам интерференции, так и особенно по четкому рельефу, отсутствующему у гипса. По цветам интерференции похож на диаспор, но легко отличается от него размерами зерен, спайностью и меньшим показателем преломления. Как и гипс, образуется в засоленных бассейнах.

#### Целестин $\text{SrSO}_4$

Уд. в. 3,95—3,97. Тв. 3,35. Бесцветный, белый, голубой, иногда розоватый. Сингония ромбическая. Двуосный, положительный.  $Np = 1,622$ ;  $Ng = 1,631$ ;  $Np - Ng = 0,009$ . Спайность совершенная по (001), хорошая по (110), несовершенная по (010).

Встречается в виде волокон, удлинённых кристаллов и друз, нередко радиально-лучистый, часто заполняет пустоты в породах, принимая их форму. Типичный осадочный материал. Редок, наблюдается преимущественно в виде небольших выделений; самостоятельных пластов не образует, за очень редкими исключениями. Чаще встречается в доломитах, гипсах, солях и других породах, происхождение которых связано с выпариванием бассейнов. От широко распространенных осадочных минералов легко отличается (высокий показатель преломления, очень низкое двупреломление, совершенная спайность, достаточно крупные ясные кристаллы — см. фото 56), но трудно отличим от барита. Для проверки определения может быть использовано окрашивание пламени (малиновый цвет).

#### Барит $\text{BaSO}_4$

Уд. в. 4,5. Тв. 2,5—3,5. Бесцветный, синеватый, желтый. Сингония ромбическая. Двуосный, положительный.  $Np = 1,636$ ;  $Ng = 1,648$ ;  $Ng - Np = 0,012$ . Спайность совершенная по (001) и (110), несовершенная по (010).

Призматические зерна с прямым погасанием. Микрозернистый, пластинчатый и в виде ясных кристаллов. Очень характерны сферолиты

волнистое погасание. Встречается очень редко, иногда в виде значительных скоплений. В шлифе обычно трудно отличим от целестина. Характерен очень высокий удельный вес.

### МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ СОЛЕЙ

Минералы, слагающие породы, обычно называемые солевыми, рассматриваются здесь кратко, так как в повседневной практике петрографов они не встречаются, изучаются особыми методами и связаны с решением вопросов иных, чем те, которые рассматриваются в настоящем руководстве. Однако отдельные линзочки или кристаллы этих минералов могут быть встречены среди других пород, почему и полезно напомнить главнейшие свойства наиболее распространенных минералов этой группы. Необходимо попутно отметить, что кубические изотропные кристаллы, которые иногда встречаются в шлифах пород, отложившихся в условиях повышенной солености, и часто принимаются за галит, в действительности не могут принадлежать ему. Этот минерал настолько легко растворяется в воде, что должен исчезнуть в процессе изготвления шлифа обычным способом. Сохранившиеся зерна могут принадлежать только другому более стойкому изотропному минералу, например, флюориту. При желании установить присутствие в породе минералов группы солей следует получить ее водную вытяжку или приготовить специальные шлифы не на воде, а на спирту, керосине или глицерине.

#### Галит NaCl

Уд. в. 2,17. Тв. 2,5. Бесцветный, желтый, красный, синий, темно-серый. Сингония кубическая. Изотропный.  $N = 1,544$ . Спайность совершенная по (100). Кристаллы, образованные в условиях свободного роста, имеют форму кубиков, иногда крупных, при быстром росте — воронок или лодочек.

В соляных толщах форма неправильная и размеры обычно небольшие. Нередко встречается вместе с гипсом, ангидритом и другими соляными минералами, синюю окраску галита обычно объясняют присутствием дисперсных атомов Na, отделившихся под воздействием радиоактивных излучений изотопа калия.

#### Сильвин KCl

Уд. в. 1,97—1,99. Тв. 2. Бесцветный, чаще красный и желтый (от примеси мельчайших чешуек гематита). Синим не бывает. Сингония кубическая. Изотропный.  $N = 1,490$ . Спайность по (100) совершенная. В хорошо образованных кристаллах встречается редко. Гигроскопичен.

#### Карналлит $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$

Уд. в. 1,6. Тв. 2,5. Белый, красный, желтый. Сингония ромбическая. Оптически положительный.  $Np = 1,467$ ;  $Nm = 1,474$ ;  $Ng = 1,496$ ;  $Ng - Np = 10,029$ . Спайности нет. Обычно в зернистых массах. При царапании металлом издает своеобразный скрип. Иногда содержит много газов.

### НЕПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

#### Фтористые минералы. Флюорит $CaF_2$

Уд. в. 3,18. Тв. 4. Бесцветный, фиолетовый, реже — других цветов. Сингония кубическая.  $N = 1,434$ . Спайность совершенная по (111).

Встречается в виде отдельных мелких, хорошо образованных кристалликов, выполнения пустот или в более значительных скоплениях, в ви-

де землистой разности (ратовкит). По вопросу о происхождении осадочных разностей флюорита высказано несколько предположений. По мнению Карпинского, выпадение флюорита обусловлено обильным выносом в бассейн фтора из глубин по дислокационным трещинам. Самойлов высказал предположение, что фтор выделялся определенными организмами из воды нормальной солености. Большинство исследователей считает, что он выпадал химически из вод слегка засоляющихся бассейнов. Условия нахождения флюорита и ратовкита не только в доломитах, но и в органогенных известняках, а также в виде цемента морских песчаников карбона Русской платформы, и их приуроченность к отдельным маленьким участкам бассейна (Самарская Лука), в том числе таким крайвым, как район Ржева и Кашеры, говорят против последней гипотезы (фото 57). Несомненно, что выделения подвижного флюорита отлагались первоначально не в тех слоях, где мы встречаем их сейчас, а перемещались из более глубоких горизонтов там, где расколы, разбивающие Русскую платформу, создавали для этого благоприятные условия. Это не исключает, конечно, возможности происхождения его выделений, имеющих более широкое региональное распространение и связанных с доломитовыми и сульфатными породами, согласно последней гипотезе.

Вследствие низкого показателя преломления, резкого рельефа и изотропности флюорит можно принять за опал. Наличие спайности покажет, что это вещество кристаллическое — именно флюорит. Характерна спайность в разрезах, где пересекаются три грани октаэдра, благодаря чему получаются треугольники, ограниченные трещинами спайности. Если спайность в шлифе окажется незаметной, узнать флюорит можно, применив микрохимическую реакцию. При растворении в крепкой  $H_2SO_4$  он медленно выделяет мелкие пузырьки  $HF$ , обладающего резким запахом.

#### Осадочные полевые шпаты

В условиях поверхностной зоны Земли магматические минералы, образованные на значительных глубинах, неустойчивы и быстро разрушаются. Минералы, кристаллизовавшиеся на меньших глубинах, менее

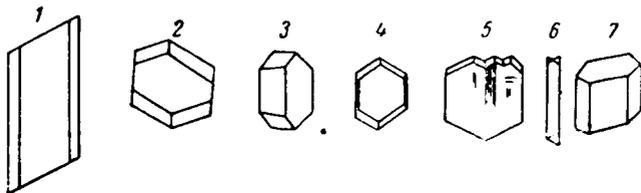


Рис. 62. Осадочные полевые шпаты (альбит):

1, 2, 3 — из мезозойских пород Военно-Грузинской дороги, размеры 0,05—0,07 мм (по Батуриану); 4 — то же из силурийских известняков Павловска; 5, 6, 7 — из каменноугольных доломитов Орловской области, размеры от 0,07—0,35 мм (по Земятченскому)

поддаются выветриванию, а иногда даже и создаются в зоне осадкообразования. Это относится не только к кварцу, но в меньшей мере и к таким минералам, как щелочные полевые шпаты. Случаи их осадочного происхождения известны уже с 1864 г. Оно доказывается правильной формой кристаллов, без следов раскалывания, их скоплением в породах, где по условиям залегания их принос иначе как в единичных экземплярах исключается; тем, что они образуют не только зерна, но и цемент породы, иногда нарастая на обломочные магматические полевые шпаты подобно регенерации обломочных зерен кварца; наличием в них иногда включений осадочных минералов, а также их чистотой и отсутствием признаков разложения (рис. 62).

В России бесспорно осадочные полевые шпаты были описаны впервые в 1903 г. Земятченским близ Липецка и позже в каменноугольных известняках Мячкова, а затем отмечались многими авторами в разных районах и в отложениях разного возраста. Так, Пустовалов наблюдал над девонскими доломитами Подмосковья прослоечек глины, состоявшей на 30% из микроскопических кристаллов полевых шпатов. Яркий пример регенерации песчинки полевого шпата за счет обволакивавших его концентров кальцитового оолита изображен на рис. 63.



Рис. 63. Рост кристалла полевого шпата внутри кальцитового оолита. Увел. около 50, ник. сверху I, снизу +. Девон Тувы (из материалов Левенко)

### Осадочные цеолиты

Еще недавно цеолиты не считались осадочными минералами. Единственным исключением был филиппсит, найденный в осадке глубоководной красной глины. Указание Глинки (1897 г.) на находки анальцима в выбросах грязевого вулкана на Апшероне оставалось мало известным. Значительное скопление осадочных цеолитов было впервые описано Россом в Аризоне (США), где он нашел песчаникоподобную породу, целиком сложенную кристалликами осадочного анальцима. В Советском Союзе осадочные цеолиты были найдены в 1936 г. Ренгартен, а затем Бушинским (рис. 64). Теперь известно, что эти минералы, особенно анальцим и морденит, и в меньшей мере ломонит, широко распространены в пермских, триасовых, третичных и особенно в юрских и меловых породах СССР, составляя местами до 5—20% породы. Они найдены и в карбоне Русской платформы. Недавно Дзоценидзе и Схиртладзе обнаружили в юрских угленосных толщах Гелати целые прослои породы, состоящей на 80% из анальцима (фото 59). Таким образом, осадочные цеолиты оказались не только обычными, но и породообразующими осадочными минералами, знакомство с которыми необходимо при описании осадочных пород.

То, что эти минералы оставались так долго незамеченными, объясняется тем, что осадочным породам уделялось мало внимания, очень малыми размерами кристалликов цеолитов (0,001—0,01 и очень редко до 0,1) и их оптическими свойствами. Вследствие очень низкого показателя преломления и отсутствия или почти полного отсутствия дупреломления, они, видимо, принимались за опал. Между тем определить их благодаря характерной форме их кристалликов можно уже по хорошей микрофотографии (фото 58).

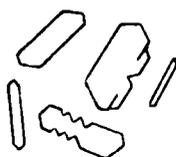


Рис. 64. Кристаллики осадочных цеолитов (по Бушинскому)

Встречаются цеолиты в песчаных, глинистых, кремнистых и карбонатных породах в виде маленьких, обычно призматических кристаллов, особенно хорошо видных в порах породы, в виде сферолитов и в качестве цементующей массы. При желании их можно легко найти в черных оксфордских глинах Русской платформы и в других преимущественно мезозойских породах при условии применения больших увеличений. Константы осадочных цеолитов таковы.

Анальцим  $(\text{NaK})_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Уд. вес 2,22—2,29. Тв. 5,55. Бесцветный. Кубический.  $N = 1,489—1,479$ . Обычно изотропный.

Морденит  $(\text{CaNa})_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  и др. Уд. вес 2,1. Тв. 5. Бесцветный. Ромбический.  $Np = 1,471-1,478$ ;  $Ng = 1,473-1,482$ ;  $Ng-Np = 0,002$ ; практически двупреломление часто не заметно.

Ломонтит:  $Np = 1,513-1,504$ ;  $Ng = 1,525-1,516$ ;  $Ng-Np = 0,016-0,011$ .

### Титанистые и другие глубинные минералы осадочного происхождения

Сведения об осадочных выделениях лейкоксона, анатаза и брукита имеются уже давно, но в последнее время Ренгартен показала, что эти минералы очень обычны в песчаных породах угленосных свит, где они встречаются вблизи и внутри органических остатков. Как форма кристаллов, так и особенно условия их нахождения не оставляют сомнения в том, что это осадочные образования и что источником титана во многих случаях являлось углистое вещество, в котором он находился либо в виде органических соединений, либо в виде рассеянных окислов.

В литературе имеются также редкие сведения о существовании осадочного эпидота, граната, ставролита, роговой обманки, рутила, турмалина и циркона.

### Минералы меди, свинца, цинка как осадочные образования Самородная сера, медь и др.

Из основных рудообразующих элементов, кроме алюминия, только железо дает минералы, породы и руды в подавляющей части осадочного происхождения. Медистые минералы известны лишь в виде примеси к осадочным породам, однако нередко достаточной для промышленной добычи. Любопытно, что первые медные деньги в России были выплавлены при Иване III из сульфидов меди верхнедевонских отложений среднего Тимана (Тихомиров).

Выделения в осадочных породах свинцовых и цинковых минералов известны давно, но считались исключительно редкими и ничтожными. Однако последние работы показывают, что они широко распространены как в геосинклинальных, так и в платформенных областях в осадочных породах разного возраста. Наиболее часто свинцовые и цинковые минералы встречаются среди углей, особенно в пиритовых конкрециях, а также в разных породах в сидеритовых и фосфоритовых конкрециях. Так, галенит ( $\text{PbS}$ ), сфалерит ( $\text{Zn,FeS}$ ), халькопирит ( $\text{CuFe}$ ) $_2\text{S}_2$  часто находят в угленосных породах карбона Русской платформы, от Боровичей до Тулы, на Урале, в углях Таджикистана, в трещинах мезозойских сферосидеритов Ченстоховского железорудного бассейна, в Поволжье, в кембрии Прибалтики, в фосфоритовых конкрециях, где они были описаны Борисьяком еще в 1862 г. Они встречаются в виде маленьких кристаллов и друз в пустотах пород, полостях и трещинках подольских фосфоритов и т. п. (фото 60). Сульфиды цинка часто имеют вид белого порошка. Еще в 1833 г. в Германии был описан из сферосидерита угленосной толщи Цвикау кубик галенита с отпечатком на его грани листка папоротника.

Образование этих «не осадочных» минералов объясняется тем, что их вещество при определенных условиях является достаточно растворимым, чтобы уноситься в растворах или в абсорбированном состоянии далеко от места выхода материнских пород. После осаждения в процессах диагенеза, когда идет перераспределение осевшего материала, эти вещества первоначально концентрируются в обособляющихся стяжениях сидерита, фосфата, углистом материале, где их содержание иногда в несколько сот раз превосходит содержание во вмещающей породе. Возможно, что в этих процессах играют роль организмы, особенно бактерии. Затем, по мере обезвоживания и кристаллизации, основная масса осадка освобождается от этих примесей, которые таким образом еще более концен-

трируются и самостоятельно кристаллизуются в трещинах и порах, возникающих при обезвоживании породы. В последние годы стало известно, что в осадочных породах очень широко распространены такие минералы, как галенит, сфалерит, халькозин, халькопирит<sup>1</sup>, образующие в них иногда сравнительно крупные желвачки.

В связи с этим возникли предположения, не являются ли некоторые месторождения Си, Pb и Zn или части их образования не глубинными, как это принято считать, а чисто осадочными. Все более накапливающиеся факты приводят к выводу, что некоторые месторождения, считавшиеся глубинными, являются в действительности осадочными образованиями. Стоит отметить, что чистая самородная медь, а также железо, золото и сера встречаются в осадочных породах, как осадочные образования, первые три — в виде крайне редких и незначительных выделений, а сера — в виде крупных месторождений. Изучением этих исключительно важных вопросов в Советском Союзе занимаются сейчас многие исследователи, как Пустовалов и др.

### Битумы

Помимо обычных минералов в осадочных породах встречаются в виде примеси примазки битумов. Умение заметить следы битумов в шлифе может иметь большое практическое значение, особенно при работе в областях, где возможно нахождение залежей нефти или газов.

Битумы в породах<sup>2</sup> могут находиться: 1) в трещинах и порах, 2) между зернами породы, 3) в виде включений в зернах. Они могут иметь вид сплошных тел, неправильных пятен, натеков и жилок, находиться в состоянии равномерного рассеяния в породе. Последний случай может, вероятно, возникнуть и в процессе изготовления шлифа. Во всех случаях битум может содержать микроскопические включения зерен породы.

Значительные включения битума просвечивают только при открытой диафрагме и хорошем освещении. В шлифах можно различать битумы трех типов: 1) желтый,  $N = 1,60—1,62$ , встречающийся наиболее часто; 2) красный,  $N = 1,7$  и выше, содержащий включения красных анизотропных частиц; 3) желтовато- и буровато-зеленый, еще недостаточно изученный. Сплошные тела слагаются обычно желтым и красным, рассеянные выделения — желтым битумом. При правильном изготовлении шлифа (без перегрева), описанные битумы сохраняются хорошо. Более летучие исчезают даже на свежем расколе породы.

Следует учитывать, что в шлифах желтый и красный битумы легко принять за гидроокислы железа и наоборот. Для выяснения вопроса надо, сняв покровное стекло и промыв шлиф спиртом, смочить его сернистым аммонием, после чего окислы железа быстро чернеют, а битумы не меняются. Следует также учитывать, что при изготовлении шлифов в мастерских иногда пережигают канадский бальзам, и весь шлиф, даже белой породы, или отдельные его участки, приобретают желтый или бурый цвет. Показатель преломления должен помочь решить вопрос.

### Вулканические стекла в осадочных породах

Вулканические стекла — пепел, мелко раздробленная пемза — не являются осадочными новообразованиями, но так как они встречаются среди осадочных пород, а при прохождении курсов магматической петрографии обычно не изучаются, здесь необходимо сказать несколько слов и о них, тем более, что форма пепловых частичек напоминает облом-

<sup>1</sup> Кроме них имеются сведения о выделениях церуссита, малахита, ковеллина, куприта, англезита и др.

<sup>2</sup> Параграф о битумах дается с сокращениями по статье Татарского «О формах залегания битумов в карбонатных породах по данным микроскопии». Зап. минералог. о-ва, т. XXVII, № 3, 1948.

ки спикул губок, также изотропных и черных при скрещенных николях (рис. 65). Отличить вулканические стекла от опала почти всегда легко, так как их показатель преломления в большинстве случаев приближается к показателю преломления канадского бальзама или даже немного выше его, и обычно они лишены рельефа. Ошибка возможна только в том случае, если туф сам перешел в опал. Наибольший показатель преломления у стекол (основных, бедных кремнеземом — 1,620). Их можно было бы принять за фосфаты, но формы проявления и ассоциации, минеральные и органические, у обоих минералов совершенно разные.



Рис. 65. Вулканический пепел (по Заварицкому)

### ВОСПОМОГАТЕЛЬНЫЕ ТАБЛИЦЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НЕПРОЗРАЧНЫХ И ИЗОТРОПНЫХ МИНЕРАЛОВ

Наибольшие затруднения у начинающих изучение осадочных минералов в шлифах возникают при определении минералов непрозрачных, т. е. черных в шлифе в проходящем свете и минералов изотропных.

Таблица 8

#### Главные непрозрачные осадочные минералы<sup>1</sup>

Цвет и оттенок	Формы зерен и выделений	Минерал
Черный, сажисто-черный	Неправильные зерна, растительная ткань, пыль	Графит, уголь
Серый, серебристо-серый, темный, синевато-серый	Октаэдры, округлые зерна, корки	Магнетит
Стально-серый, темно-серый, с пурпуровым оттенком	Кристаллы, зерна	Ильменит
Темно-серый, почти черный, с пурпуровым оттенком	Землистые агрегаты	Пирролюзит
Золотистый или золотисто-серебристый, часто почти скрытый черным фоном или красно-бурыми потеками	Кубики, корковидные сростки, маленькие кристаллики, мельчайшая пыль	Пирит
	Лучистые агрегаты, шаровидные образования, маленькие кристаллики, пыль	Марказит
От охристо-желтого до красновато-бурого	Цемент, оолиты, окатанные зерна, пыль, натёки	Гидрогётит
Красный, кирпично-красный	Неправильные зерна	Турьит
Красный, кирпично-красный	Агрегаты, оолиты, пыль	Гематит
Белый, беловато-серый	Комки, зернышки, псевдоморфозы по разным минералам, пятна любой формы	Выветрелые титанистые минералы (лейкоксен и др.), а также загрязнение продуктами мельчайшего раздробления любых минералов

<sup>1</sup> Встретив в шлифе при наблюдении с одним николем в проходящем свете черное зерно или пятно, надо установить его на крест нитей, устранить источник света снизу и осветить объект косым светом сверху, не сдвигая тубуса. Увеличение объекта должно быть не больше восьми-десятикратного. При хорошем освещении темное пятно получает одну из указанных ниже окрасок, позволяющую обычно определить его.

## Изотропные осадочные минералы

Минералы	Рельеф	П. преломления	Слайность	Форма, цвет	Характер следов кристаллизации (если они есть)	Ассоциации с минералами и организмами	Распространенность и количество
Опал	Резкий	Ниже п. пр. канадского бальзама	Нет	Сплошные массы, глобулы. Обычно светло-серый	Зачаточная кристаллизация; появление розеток халцедона	Глаукоцит, диатомы, радиолярии, спикулы, иногда кальцит и известковые организмы в виде остатков замещающих кремнеземом	Нередок в молодых породах, местами в больших количествах
Фосфатные	Резкий	Выше п. пр. канадского бальзама	Нет	Сплошные массы, оолиты, галечки, оолитки раковин, колоний. Часто бурый	Микрозернистый фон, следы радиально-лучистого или центрального строения	Глаукоцит, кремневые и известковые организмы (разные)	Встречаются не часто, иногда в больших количествах
Изотропные глинистые	Слабый, у аллофана резкий	Обычно выше п. пр. канадского бальзама, иногда ниже. У аллофана много ниже	Нет	Сплошные массы, иногда со следами микрослоистости. Часто темный, мало прозрачный	Анизотропные волокна (чешуйки), паучки чешуй, микрозернистый фон	Часто пирит, возможен глаукоцит и другие минералы, разные организмы	Встречаются редко. Иногда в значительных количествах
Вулканические стекла	1. Обычный слабый 2. Отсутствует 3. Значительный	Выше или ниже п. пр. канадского бальзама Выше п. пр. канадского бальзама	Нет	Сплошные массы с включениями рогулек, иголок, ноздревато-филоидальных образований	Включения обломочных кристаллов разных минералов	Фауны нет, кулочки лемзы, санидина, ротовой обманки и других минералов эффузивов	Почти отсутствуют на платформах. Нередки в тектонических областях, иногда в значительных количествах

Флюорит	Резкий	Ниже п. пр. канадского балъзама	Обычно ясная, иногда наблюдаются треугольные кристаллы	Кубики и двойники из кубиков, сплошные бесформенные участки. Светло-серый, иногда со следами фиолетовой окраски	Слайность, кубики	Кремнистые карбонатные и другие минералы	Очень редок. Встречается в виде незначительных выделений
Цеолипы	Резкий, но слабее опала	Ниже п. пр. канадского балъзама	Хорошая, не всегда заметна	Очень маленькие, хорошо образованные призматические и пластинчатые кристаллики или агрегаты зерен. Бесцветный	Мелкие кристаллики	В разных породах, особенно часто в породах — полостях раковин	Встречается довольно часто, но для обнаружения требует больших увеличений и внимания. Обычно — в небольшом количестве
Бемит и гиббсит	Четкий до резкого	Выше п. пр. канадского балъзама	Нет	Слошные массы, следы оолитового строения, комковатость. Обычно буроватая или зеленоватая окраска	Появление цветов интерференции	Минералы окислов и силикатов железа	Встречаются не часто

## ГЛАВА IV

### СКЕЛЕТНЫЕ И ДРУГИЕ ОСТАТКИ ОРГАНИЗМОВ

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Роль организмов в образовании осадочных пород огромна и разнообразна.

1. Они извлекают определенные вещества, растворенные в водах в ничтожнейших количествах, и концентрируют их в своих телах и скелетах. Скелеты организмов, накапливаясь после их смерти, могут слагать целые толщи пород одного минерального состава (особенно известкового и кремнистого), которые иногда чисто химически не могли бы образоваться. Кроме соединений, идущих на образование скелетов, организмы могут извлекать и любые другие нужные им вещества. В их телах найдены, по-видимому, все элементы, встречающиеся в природных водах, в том числе и редкие.

Разные организмы извлекают разные элементы, без которых они не могут существовать. Так, определенный минимум и максимум меди необходим для многих организмов. Недостаток или избыток ее в водах вызывает их заболевание и вымирание. Содержание таких веществ в телах животных может достигать нескольких миллиграммов на 1 кг живого веса. Другие вещества концентрируются организмами и в более значительных количествах, оказывающих заметное влияние на состав осадков. Так, есть водоросли, концентрирующие в значительных количествах йод, у других калий составляет до 3% живого веса, у третьих марганец до 1%, у хвощей — кремний до 3%, у плаунов  $Al_2O_3$  около 3%, а в их золе 39%.

Виноградов показал, что примитивные организмы используют для своей жизнедеятельности обширный круг элементов, постепенно сужающийся по мере перехода от низших к более высокоорганизованным группам, которые, кроме С, N, H, O, общих всем организмам, широко используют только Ca и P. В гораздо больших размерах, чем в живой массе, концентрация и выделение различных веществ происходит в скелетных частях организмов. В наибольшем количестве таким образом выделяются: 1)  $CaCO_3$  — в виде арагонита и кальцита, 2)  $MgCO_3$ , 3) реже опал ( $SiO_2 \cdot nH_2O$ ) (диатомей, радиолярии, губки), 4) значительно реже фосфаты (некоторые брахиоподы, кости позвоночных и частью скелеты ракообразных), 5) в крайне редких случаях  $SrSO_4$  (некоторые радиолярии — акантарии) и  $BaSO_4$  (корненожки — ксенофиофоры). Бактерии выделяют в значительных количествах железо, марганец, алюминий. Помимо чисто минеральных частей, в строении скелетов участвуют не сохраняющиеся обычно в ископаемом виде органические вещества — хитин, спонгин и др. Между составом скелетов современных форм и ископаемых наблюдаются иногда расхождения, обусловленные либо первоначальным различием их состава, либо диагенетическими изменениями.

2. Организмы играют очень большую роль при механическом и особенно химическом выветривании горных пород, а также в процессах диа-

генеза. Своей жизнедеятельностью и после смерти, в результате разложения, они резко влияют на химические условия окружающей среды, изменяя ее кислородный потенциал, величину рН и вещественный состав. Они способствуют выпадению одних веществ, растворению других и образованию новых минералов.

Таким образом, ошибочно мнение авторов, считавших, что роль организмов проявляется лишь в той мере, в какой ее допускают условия химической среды, и забывающих, что живые существа не только зависят от окружающей химической среды, но в большой мере и участвуют в ее созидании.

3. Многие организмы (особенно черви, частью пелециподы и др.) в местах своего скопления полностью перерабатывают осадок на глубину до 60 см, перекапывая его или пропуская сквозь свой кишечник (фото 74, 102, 158). При этом раздробляются и превращаются в кальцитовый порошок многие скелетные части организмов, меняется вещественный состав осадка, уничтожаются его первичные текстуры и структуры и создаются новые (рис. 80, 120; фото 171, 173).

Изменяя осадок и среду, организмы сами испытывают влияние ее особенностей, которые всегда отражаются на образе их жизни (например, зарывание, прикрепление), на их форме и величине, на подборе их био- и танатоценозов, на их положении в осадке и т. д. Поэтому изучение сохранившихся в породах особенностей организмов имеет очень большое значение для петрографов-осадочников, помогая им выяснять условия образования пород и прошлого Земли.

Изучая ископаемые организмы, можно ставить перед собой различные задачи. Так, палеонтологи, выбирая наиболее сохранившиеся экземпляры, пытаются определить их род и вид, восстановить их биологические особенности и установить их эволюцию и родственные отношения. Совершенно другие задачи ставит перед собой петрограф. Рассматривая кусок породы, в которой на первый взгляд нет никаких следов организмов, и, изготовив из него шлиф, он часто обнаруживает, что эта порода почти целиком сложена мельчайшими обломками скелетов крупных животных или растений. Изучая под микроскопом эти обломочки, он определяет их и устанавливает, что иные сходные на вид известняки слагаются совершенно различными комплексами организмов. Определяется при этом, конечно, принадлежность не к тому или иному виду и роду (что обычно невозможно в микроскопических обломочках), но к основным группам организмов (пелециподам, иглокожим, брахиоподам и т. д.).

«Для чего нужны эти определения?» — спрашивают иногда начинающие. Понять это не трудно: для того же, для чего при изучении магматических пород нужно научиться различать авгиты от полевых шпатов и санидин от микроклина, — чтобы узнать состав и происхождение породы, найти ее место в классификации, уметь ее назвать и отличить от другой, по внешности с ней сходной.

Какое большое практическое значение имеет определение обломков организмов в породе, может показать следующий пример. В Подмосковном бассейне угленосная толща покрывается тульскими темно-серыми известняками и глинами и подстилается упинскими темно-серыми известняками с прослоями глин. При бурении разведочных на уголь скважин важно знать, вошла ли скважина в упинские известняки и углей ждать больше нельзя или же она проходит еще тульские и надо бурить глубже. Макроскопически породы обеих толщ иногда неразличимы, а характерная фауна часто отсутствует. В этих случаях разведчик может допустить дорого стоящую ошибку. Между тем, десяти-двадцатиминутное рассмотрение трех-четырёх шлифов может, бесспорно, разрешить вопрос, так как мелкие обломки организмов, видимые в шлифах тульских и упинских пород, очень различны.

Второй вопрос, возникающий у начинающего: как можно по маленькому обломку узнать хотя бы класс, к которому принадлежит организм. Для решения этой задачи можно использовать четыре особенности обломков:

1. **Вещественный состав.** Один вещественный состав мало дает при определении известковых организмов, число которых очень велико, но все же помогает отличать кальцитовые организмы с хорошо сохранившимся строением от арагонитовых, скелеты которых большей частью перекристаллизованы. Он обычно позволяет определить кремневые организмы, которых имеется всего три группы (радиолярии, губки, диатомей) и почти всегда — фосфатные органические остатки, которые могут принадлежать только костям и зубам позвоночных или двум видам брахиопод. Надо, впрочем, заметить, что ценность этого признака снижается тем, что при процессах диагенеза минеральный состав скелетных частей может меняться. Так, кальцит может замещаться кремнеземом, и наоборот.

2. **Форма обломков.** Форма скелетных частей и их прочность не могут не отражаться на форме обломков. Например, обломки брахиопод и пелеципод очень сходны по форме. Так как шлифы изготавливаются перпендикулярно к слоистости, а раковины в подавляющем большинстве случаев захороняются в положении более или менее параллельном ей, срезы раковин брахиопод, пелеципод и др. обычно имеют в шлифе вид удлиненных или коротких, слегка загнутых палочек. Поперечные срезы члеников криноидей имеют форму круга, продольные — четырехугольника. Срезы мшанок, сильно различающихся по форме, очень разнообразны и вместе с тем характерны, так как в них имеются округлые пустоты от ячеек отдельных индивидуумов. У маленьких организмов — остракод, фораминифер, диатомей, радиолярий — формы раковин обычно сохраняются достаточно полно для их определения.

3. **Микростроение.** Микростроение дает наиболее важные указания для определения известковых скелетных обломков, которые отличаются большим разнообразием. Можно различать следующие типы строения: а) микрозернистое, с беспорядочно расположенными зернами, при котором раковины мало прозрачны, в проходящем свете при одном николе и отличаются агрегатной поляризацией и отсутствием затемнения при скрещенных николях (часть фораминифер и почти все водоросли); б) крупнокристаллическое, при котором крупный элемент скелета (например, игла морского ежа) представляет собой один кристалл кальцита и при вращении столика четыре раза затухает; в) «тонковолокнистое» (как это кажется в срезе, но в действительности обычно тонкопластинчатое). При этом строении раковина состоит из ряда тончайших пластинок, слагающихся, в свою очередь, из микрозернышек, расположенных не беспорядочно, но с однообразной оптической ориентировкой. Благодаря такому расположению, в более толстоволокнистых (толстопластинчатых) раковинах наблюдается волнистое затухание (часто брахиоподы), а в наиболее тонковолокнистых — отсутствие затухания (вследствие наложения друг на друга однообразно ориентированных тонких волокон — пластинок). В противоположность беспорядочно зернистому строению здесь при одном николе раковина достаточно прозрачна и светла (мшанки, часть брахиопод и др.); г) грубоволокнистое, переходящее в строение из параллельно расположенных призмочек, достаточно толстых, чтобы проявлять себя, как отдельные кристаллы, самостоятельным четырехкратным затуханием при скрещенных николях (некоторые пелециподы и брахиоподы); д) строение из тончайших фибр, расположенных перпендикулярно створке и дающих при скрещенных николях эффект пробегающей волны затемнения (трилобиты, остракоды и др.); е) сложное

строение из переплетающихся различно построенных пластинок и волокон (пелециподы, гастроподы).

4. У строматопор, кораллов и особенно у водорослей, микростроение которых обычно не дает указаний, так как они почти всегда состоят из микрозернистого кальцита, его заменяет узор, возникающий в результате чередования известковой скелетной инкрустации и стенок или перегородок и полостей, когда-то заполнявшихся живой тканью организма.

Комбинация этих четырех групп признаков позволяет в большинстве случаев с достаточной уверенностью определять даже маленькие обломки, если черты их строения не уничтожены перекристаллизацией. К сожалению, изученность органических остатков в обломках стоит еще на низкой ступени. Форма и черты строения скелетных обломков многих организмов еще не описаны, вследствие чего некоторые характерные обломки приходится оставлять неопределенными. Изучение растительных известковых организмов, которые еще недавно почти не замечались исследователями, только начато, а изучение скелетов животных организмов почти перестало продвигаться вперед.

Не имея возможности поместить здесь достаточное количество изображений, описываемых ниже органических остатков, автор отсылает занимающихся для дополнительной иллюстрации текста к атласу Маслова; остатки растений описаны в отдельных статьях и в новой монографии Маслова (1956 г.).

#### ЖИВОТНЫЕ ОРГАНИЗМЫ ОДНОКЛЕТОЧНЫЕ

**Фораминиферы.** Известковые одноклеточные животные — фораминиферы играют огромную роль в образовании осадочных пород, часто являясь породообразующими. Скелет их кальцитовый. Иногда присутствует  $MgCO_3$  (до 27%) и в небольшом количестве  $SiO_2$ . Среди фораминифер различают донные, преимущественно мелководные, и пелагические формы. Распространение в глубину даже одного вида часто очень широко — от единиц до тысяч метров. Мелководные формы обычно отличаются большими размерами и толщиной створок.

Точные видовые определения фораминифер возможны и производятся в шлифах микропалеонтологами. Они имеют огромное значение для выяснения стратиграфических вопросов, но являются предметом уже другого курса — микропалеонтологии. Для наших целей достаточно уметь отличать фораминиферы от других

организмов. Задача эта обычно не представляет трудности, благодаря характерности их очень разнообразных форм, а также благодаря тому, что они, как все мелкие организмы, не подвергаются значительному раздроблению. Примеры фораминифер в шлифах см. рис. 66; фото 40, 70. Строение фораминифер обычно микрозернистое. Стенки таких форм выделяются в шлифе темным цветом на фоне породы, а иногда почти непрозрачны. Существуют формы и со светлым в шлифе («гиалиновым») скелетом, построенным, вероятно, из тонких, однообразно ориентирован-

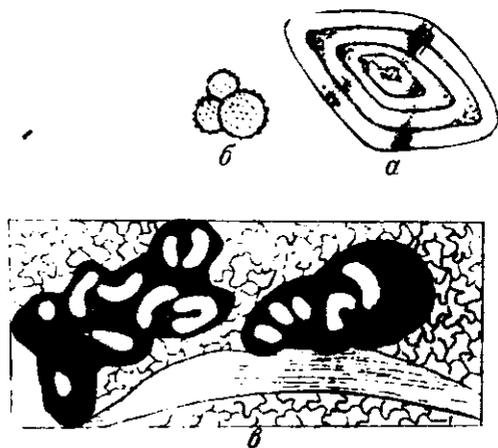


Рис. 66. Фораминиферы:

а — нуммулит; б — глобигерина; в — нубекулярия на брахиоподе

ных кальцитовых волоконцев. При скрещенных николях в этом случае при вращении столика часто заметна пробегающая по раковине волна затемнения, подобно тому что наблюдается у трилобитов. Некоторые формы обладают раковинами, пронизанными каналами или с шипами. Очень редкие формы обладают раковинами, состоящими из мелких обломков различного материала. Есть формы, напоминающие водорослевые паросты или даже вторичные химические изменения породы («грануляция»). Примером их может служить прирастающая фораминиферанубекулярия (см. рис. 66), имеющая вид непрозрачных, темных в проходящем свете выделений, местами как бы прорезанных прозрачными овально-изогнутыми пятнами. Сохраняются фораминиферы обычно очень хорошо.

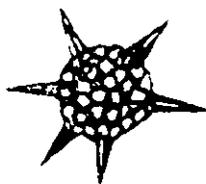


Рис. 67. Радиолярии

**Радиолярии.** Радиолярии — кремневые одноклеточные микроскопические животные с опаловым скелетом. Они живут в морской воде на всех глубинах и поэтому палеогеографического значения не имеют. Известны с докембрия и образуют современные морские осадки. Породообразующими бывают редко. Скелет их представляет собой опаловую сетку в виде сферы, колпачка и других форм (рис. 67; фото 61, 148). Очень характерны, но часто отсутствуют шипы. В процессах диагенеза их опал переходит в халцедон и кварц. Иногда он замещается пиритом, кальцитом и другими минералами. При плохой сохранности радиолярии можно принять за диатомей (см. стр. 142); при хорошей сохранности они обычно отличаются от последних крупносетчатым строением, формой,

иногда шипами, редкими у диатомей, а также крупными размерами (могут достигать 1—2 мм в диаметре). В кальцитизированном виде могут быть приняты за фораминиферы, равно, как глобигерины со следами шипов принимаются неопытными наблюдателями за кальцитизированные радиолярии.

## ЖИВОТНЫЕ ОРГАНИЗМЫ МНОГОКЛЕТОЧНЫЕ

**Губки.** Сохраняющийся в породах скелет губок состоит из игол («спикул»), обычно опаловых и много реже известковых. Известковые спикулы имеют вид гладких одиночных трех- или четырехлучевых иногда закругленных иголок, пронизанных почти незаметными осевыми каналами и одновременно угасающих при скрещенных николях. Отличить их от кремневых можно лишь по форме, так как при фоссилизации их кальцит иногда замещается кремнеземом, а опал кремневых — кальцитом. В петрографическом отношении представляют интерес кремневые губки. Форма их игол бывает очень разнообразной — в виде крючков, якорей, шариков, кустиков и др. Однако обычно она очень простая и имеет вид тонких длинных трубок часто со следами обломанных таких же поперечных лучей. В поперечном разрезе такие спикулы имеют вид маленького круга с каналцем в центре. Формы эти настолько характерны, что они легко определяются в небольших обломках даже кальцитизированных. При диагенезе канал часто расширяется и выполняется посторонним веществом (глауконит, кальцит) более устойчивым, чем опал и сохраняющимся в виде стержня после растворения опала. Иногда наблюдается распадение их опала на микроскопические серповидные тельца или на маленькие шарики («глобули»). Кристаллизуясь, он переходит в халцедон и кварц; нередко замещается кальцитом, реже глауконитом, пиритом и др. Иногда спикулы растворяются и от них остаются только полости или слепки (рис. 68; фото 21, 62, 63). Известковые губки указывают на малые глубины. Кремневые обильны на глубинах от нескольких десятков

метров до 1000—2000 м. Известны с докембрия. Породообразующими являются крайне редко. Имеются и пресноводные губки.

**Иглокожие.** Скелет современных иглокожих состоит из кальцита с примесью  $MgCO_3$  (до 14%) и фосфата (от следов до 1,11%). У ископаемых форм примесь  $MgCO_3$  меньше. Своеобразной чертой иглокожих является то, что у живых форм скелетные части представляют собой пористую кальцитовую сеть, чрезвычайно тонкого и изящного, обычно радиального строения, причем каждая единица скелета, например, вся игла, является одним целым кристаллом.

У ископаемых форм пустоты этой пористой массы заполняются кальцитом, часто кристаллизующимся так же, как и первичная сетка, образуя с ней один кристалл. Благодаря этому иглокожие не раздробляются на мелкие частички, но дают крупные обломки, ограниченные блестящими поверхностями изломов по спайности, придающими породе кристаллический облик. Пористое строение хорошо видно в шлифе

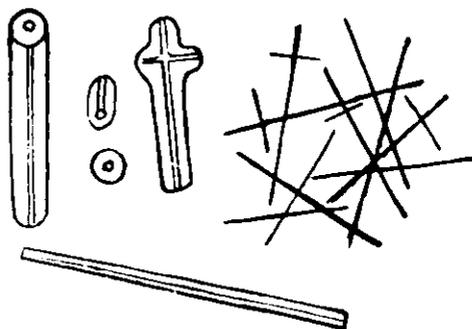
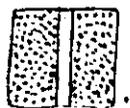
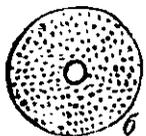


Рис. 68. Продольные и поперечные разрезы спикул губок, справа сохранившиеся после растворения спикул выполнения каналов

лишь там, где в фоссилизации принимают участие другие вещества, кроме кальцита — железистые соли, глина и др. (фото 64). При перекристаллизации в чистом кальците обычно видны лишь крупные кристаллы со спайностью и двойниками, а от сетки остаются неясные исчезающие следы (рис. 69, а, б, в; фото 64, 160, 170) в виде мелких точек, испещряющих обломки.



а



б



в

Рис. 69. Продольный (а) и поперечный (б) срезы членков криноидеи, поперечный срез иглы ежа (в)

Обе указанные особенности строения, особенно монокристалличность, исключительно характерны и достаточны, чтобы отличать остатки иглокожих от других организмов. Лишь при полном отсутствии следов сетчатого строения форма приобретает существенное значение для того, чтобы отличить их от неорганических кристаллов кальцита. У членков криноидей в поперечных разрезах она пятиугольная, чаще круглая или овальная; в продольном — прямоугольная. Виден след центрального канала. Иглы ежей в поперечном разрезе круглые или звездчатые, в косом — овальные, в продольном — палочкообразные, заостренные, удлинено-овальные. Канала обычно нет или он очень широкий. Они отличаются от криноидей также более сложной и гармонично построенной сеткой (рис. 69, в) с ясно выраженным в поперечных разрезах радиальным строением. Щитки ежей и чашечки криноидей встречаются реже, форма их менее характерна.

При определении иглокожих может вызвать затруднение наблюдающееся иногда отсутствие одновременного угасания, т. е. монокристалличности. Оно вызывается вторичным процессом «грануляции», т. е. превращения большого кристалла в скопление микрозернышек (см. стр. 282, 283). В этом случае узнать обломки иглокожих помогают их форма и следы сетчатого строения.

Криноидеи часто являются породообразующими в палеозое; начиная с мела их значение убывает. Ежи преобладают в мезозойских и третич-

ных отложениях. В настоящее время криноиден обитают на глубинах от 100 до 300 м, отдельные формы — от 3 до 5300 м. Большая часть палеозойских криноидных пород является отложением очень мелких прибрежных вод. Среди еей имеются литоральные, батнальные и даже абиссальные формы. Остатки других иглокожих — морских звезд, голотурий встречаются редко и петрографического значения не имеют. Сетчатое строение и монокристалличность характерны и для них.

**Остракоды.** Остракоды — маленькие (обычно 1 мм и меньше) ракообразные, с кальцитовым скелетом, состоящим из двух выпуклых створок, обычно миндалевидной формы как в продольном, так и в поперечном разрезе (рис. 70; фото 65, 68). Иногда каждая створка распадается на несколько параллельных створочек. Створки прозрачны, так как построены из тончайших неразличимых кальцитовых фибр, расположенных однообразно перпендикулярно к стенкам, благодаря чему в более толстых раковинах и при достаточном увеличении можно наблюдать, вращая столик при скрещенных николях, пробегающую по створке волну погасания, как на полоске шелка. Маленькие раковины остракод прекрасно сохраняются, мало подвергаясь раскалыванию и не разрушаясь



Рис. 70.  
Остракоды

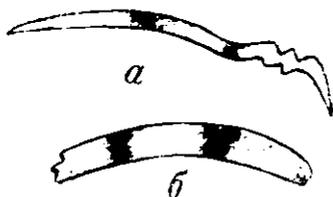


Рис. 71. Поперечные срезы раковин трилобитов при скрещенных николях (видно пробегающее угасание)

химически. Лишь в редких случаях наблюдается перекристаллизация фибр в микрозернистый кальцит или еще реже — превращение всей раковины с полостью в один миндалевидный кристаллик. Форма раковин остракод в сочетании с их размерами настолько характерна, что узнать их обычно легко не только в целых экземплярах, но и в маленьких обломках. Остракоды являются пороодообразующими уже с палеозоя и до нашего времени.

Современные остракоды — как пресноводные, так и морские формы. Они живут в мелкой спокойной воде, часто с обильной растительностью. Их обилие при отсутствии другой фауны говорит о ненормальной солености бассейна. Возможно, что они иногда принимаются за оолиты.

**Трилобиты.** Состав панциря трилобитов обычно кальцитовый. Каким он был при жизни этих давно вымерших животных, точно не известно. Некоторые авторы полагают, что в него, кроме кальцита, входил фосфат. В больших кусках форма его обломков в срезах шлифов очень характерна — это длинные, часто причудливо извилистые и утолщающиеся ленточки или полоски. Более короткие и толстые обломки менее характерны и часто неотличимы по форме от пелещипод или брахиопод. Каже различает несколько типов их строения, но, по наблюдениям Маслова и автора, на советском материале, оно очень однообразно и сходно со строением остракод. В простом свете их раковина светлая, совершенно однородная. Отсутствие четкой косой слоистости отличает их от брахиопод. Иногда очень слабо заметна тонкая продольная штриховатость следов нарастания. Построена раковина, вероятно, из неразличимых тонких фибр, перпендикулярных поверхности, благодаря чему в положении скрещенных николей при вращении столика вдоль «ленточки» панциря пробегают характерная полоса затемнения, гораздо более резкая, чем у остракод (рис. 71; фото 66).

Сохраняются панцири трилобитов очень хорошо. Сравнительно редко наблюдается потеря первоначального строения и замещение его скоплением довольно крупных кристаллов. Сколько-нибудь сохранив-

шиеся, не вполне перекристаллизованные обломки трилобитов смешать с другими организмами нельзя, если учитывать, что затухание, сходное с описанным, может наблюдаться только у остракод, некоторых фораминифер и серпул, которые можно отличить от трилобитов по размерам, форме, а часто и по возрасту слоев, в которых они заключены. Трилобиты известны в палеозое, вымирают в карбоне. Поролообразующими никогда не являлись.

**Мшанки.** Мшанки обладают скелетом, состоящим из  $\text{CaCO}_3$  с примесью  $\text{MgCO}_3$  (до 11—17%). Представлен ли  $\text{CaCO}_3$  кальцитом, арагонитом или их смесью, точно не установлено. По-видимому, у разных родов состав не одинаковый. В палеозое, видимо, господствовали формы с кальцитовым скелетом, так как их строение отличается прекрасной сохранностью. В более молодых отложениях более обычны мшанки с сильно перекристаллизованным скелетом, вероятно, первоначально более или менее арагонитовым.

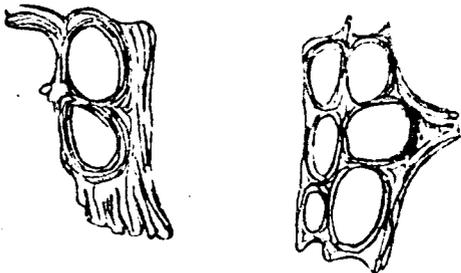


Рис. 72. Обломки мшанок

Форма скелета мшанок и их срезов в шлифах очень разнообразна и тем не менее характерна. Она определяется тем, что эти всегда прикрепленные животные образуют колонии с ячейками на общем стволе, то листовидном или коркообразном, то ветвистом. Наличие в скелете сравнительно крупных ячеек является наиболее характерным признаком мшанок и придает их обломкам в шлифе вид пучков, сети или сита с широкими отверстиями или бесформенных кусков с зубчатыми краями. Скелет часто отличается хрупкостью и может истираться до мельчайшего ила. Скелетные части, т. е. ствол и перегородки между ячейками, слагаются из тончайших известковых пленок и поэтому в шлифе обнаруживают тонкую исчерченность, как бы волоконца, которые располагаются всегда concentрически вокруг отверстий ячеек (рис. 72; фото 67, 69, 70), что очень характерно для них. Благодаря тонкости перекрывающихся «волоконцев» при скрещенных николях наблюдается не затемнение, а однородная светлосерая окраска агрегатной поляризации. У более редких арагонитовых (?) форм первоначальное строение заменяется скоплением микрозернышек, скелет становится мало прозрачным и волокнистого строения незаметно. У некоторых третичных форм Маслов наблюдал двуслойное строение перегородок (внешний слой темный микрозернистый и внутренний — с волнистым затуханием, как у остракод).

Мшанки обычно легко распознаются уже по форме. В очень маленьких обломках они определяются по волокнистому строению, которое можно спутать лишь с «волоконистым» строением брахиопод. Однако у последних расположение волокон иное и они много грубее, вследствие чего при вращении столика часто попеременно затухают, к тому же у них отсутствуют следы ячеек и форма обломков иная.

Мшанки пользуются большим распространением, являются породообразующими и иногда слагают рифы. Появляясь в силуре, они обильны в палеозое, мезозое и в третичных слоях. Большая часть их — прибрежные и мелководные шельфовые формы. Отдельные формы извлекались с больших глубин.

**Брахиоподы.** По характеру своих скелетных частей брахиоподы распадаются на два отряда. Беззамковые имеют небольшое распространение, но интересны тем, что их скелетные части могут заключать в себе до 74—92% фосфорнокислого кальция. Так, раковинки лингулы и дисцины, как

и палеозойского оболуса, состоят из чередующихся, выклинивающихся прослоек более темного хитинового вещества и более светлого фосфорнокислого кальция. В ископаемых формах хитиновое вещество обычно замещается кальцитом, фосфатом, пиритом или другими минералами. Фосфатные слои не изменяются. Вследствие чередования слоев разного состава обломки их маленьких раковин обычно отличаются характерной резкой исчерченностью (рис. 73, а). В палеозое фосфатные раковины оболус накапливались в отдельных случаях в таком количестве, что слагали слои фосфатной руды (оболовые фосфориты Эстонии).

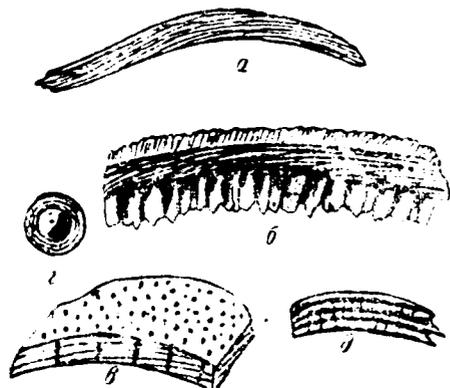


Рис. 73. Обломки брахиопод:

а — поперечный разрез; б — тангенциально косо́й срез; в — поперечный срез трехслойного типа; г — поперечный срез шипа; д — обломок фосфатной брахиоподы

строенный из налегающих друг на друга пластинок, в разрезе шлифа имеющих вид длинных косых волокон различной толщины (рис. 73, а; фото 64, 66, 71, 174), нередко попеременно угасающих при скрещенных николях. Значительно реже, например у хориститов, наблюдаются два (а иногда и три) слоя: один состоящий из грубых вертикально поставленных коротких призм (рис. 73, б), сходных с призмами пелеципод типа иноцерамов, но обычно не внешний, как всегда у пелеципод, а внутренний, и другой, характерный для брахиопод, из косо расположенных тонких волокон. Отличием, видимо, является то, что у брахиопод оба слоя тесно связаны, и пучки волокнистого слоя, изгибаясь, переходят в призмочки призматического слоя, тогда как у пелеципод (иноцерамы) призматический слой четко отделен от волокнисто-пластинчатого. Поэтому призмочки иноцерамов легко отделяются от пластинчато-волокнистого слоя и друг от друга, а в раковинах брахиопод оба слоя всегда прочно связаны и призмочки не рассыпаются. Надо отметить, что у брахиопод призматический слой оказывает иногда направляющее воздействие при перекристаллизации на прилегающую к нему часть породы, которая кристаллизуется, как бы продолжая призмы раковины.

Раковины с типичным косоволокнистым строением (теревратули и др.) иногда бывают пронизаны хорошо заметными каналцами.

По форме обломки брахиопод в шлифах обычно имеют вид слегка изогнутых палочек, реже длинных, иногда волнистых полосок. Очень редко встречаются тангенциальные срезы — они бывают неправильной формы. Их можно узнать по волокнистому строению. У видов с каналцами такие срезы усеяны отверстиями (рис. 73, в), вследствие чего неопытные наблюдатели принимают их за обломки мшанок — ошибка, которой легко избежать, так как ячейки мшанок намного крупнее и имеют иное расположение.

В некоторых шлифах в большом количестве встречаются поперечные,

реже продольные, срезы шипов брахиопод (рис 73, г; фото 174) в виде колец с широким каналом и соответственно несколько закругленных палочек, суживающихся к одному концу. Отличить их от спикул губок и тем более игол морских ежей легко по размерам, по форме и прежде всего по волокнистому строению. Строение брахиопод прекрасно сохраняется даже в палеозойских породах из тектонических областей, что позволяет легко отличать их от сходных по форме обломков пелеципод, гастропод, головоногих, трилобитов. Лишь в небольших обломках, и в косых срезах у замковой части они могут иногда напоминать срезы мшанок. Раковины брахиопод, по-видимому, отличаются значительной прочностью и не поддаются тонкому размельчению. Не будучи вполне породообразующими, они играют роль в составе пород, начиная с древнего палеозоя до мела. С этого времени их значение резко убывает.

Брахиоподы — морские животные. В настоящее время сравнительно глубоководные, в отдельных случаях спускающиеся и на глубины в тысячи метров. Палеозойские формы были, вероятно, очень мелководны. Лингулиды и в настоящее время живут в прибрежной области, даже в зоне приобя и переносят временное осушение. Поэтому в породах обилие лингулид при отсутствии других брахиопод рассматривается как признак мелководности, а иногда и опреснения.

**Черви.** Из обширного класса червей лишь спирорбис, серпули и близкие к ним роды принимают участие в создании новых осадков, образуя скелеты в виде закругленных, извилистых или неправильно свернутых трубок, сложенных кальцитом со значительной (более 10%) примесью  $MgCO_3$ . Форма их скелетов в шлифе может служить отличительным признаком. У видов более удлиненных разрезы приближаются по форме к кольцам. У тонкостенных и тесно свернутых разрезы имеют очень характерный облик, по выражению Маслова, «пережатых колбасовидных фигур» (фото 72).

Строение их скелетов почти не изучено. Имеющиеся данные (только для серпул) несколько противоречивы. По-видимому, они состоят из ряда концентрических пластинок. По наблюдениям автора, эти пластинки выражены обычно не резко, и более характерным признаком у некоторых видов является продольное перебегающее угасание, сходное с угасанием остракод и трилобитов, указывающее на наличие тонких фибр, перпендикулярных поверхности раковины. Возможно, что имеются виды, обладающие микрозернистым и еще иными типами строения раковин. Серпулы известны с верхнего силура до настоящего времени. В некоторых случаях они могут образовывать небольшие «риффы» (биогермы). В мезозое Германии известны мощные слои, почти целиком сложенные трубочками серпулид. У нас известняки, сложенные почти полностью трубками этих организмов, известны в третичных отложениях юго-запада СССР.

Другие роды червей, не создавая новых осадков, принимают большое участие в их изменении, пропуская их сквозь свой кишечник, в результате чего возникают новые текстуры (фото 73, 101, 102, 158). В некоторых случаях получают и более значительные изменения осадка. Так, автору приходилось наблюдать микрозернистый, микрослоистый, вероятно, водорослевый известняк, густо изъеденный ходами червей, плотно заполненными совершенно иным фораминиферовым осадком, внешним в ходы червями (фото 74).

Располагая свои ходы в одной плоскости тесно один около другого и никогда не проходя вторично по уже пройденному месту (фоботаксис), некоторые черви создают ложную слоистость, принимаемую иногда за истинную (фото 101, 102; см. также рис. 74). Свообразные узоры их ходов порождают и другую ошибку — они не раз описывались под разными названиями как растительные остатки, за которые и сейчас нередко принимаются геологами (рис. 74).

Живут черви на разных глубинах, в том числе и на больших океанических, но особенно обильны в мелком море.

**Пелециподы.** Пластинчатожаберные обладают скелетом, в одних случаях чисто арагонитовым, в других — с верхним кальцитовым слоем и внутренним арагонитовым. В состав некоторых пелеципод входят в значительном количестве  $MgCO_3$  (1% у пинны) или фосфорнокислый кальций (1,2% у острей).

Раковина пелеципод состоит из двух слоев — наружного «призматического» и внутреннего «пластинчатого» («перламутрового»). Оба слоя у разных родов и видов имеют весьма различные строения и облик. Призматический слой в наиболее простом виде развит у иноцерамов, а также у пинны, авикул и др. У иноцерамов он выражен почти геометрически правильными пяти-шестиугольными призмами — кристалликами кальцита, располагающимися перпендикулярно к поверхности раковины. В тангенциальном разрезе концы призм напоминают торцовую мостовую (фото 75, 76). Оптическая ориентировка у каждой призмы самостоятельная. Благодаря слабой связности призм призматический слой иноцерамов легко распадается, и отдельные призмы его встречаются рассеянными в осадке. У рудистов «призмы» имеют ячеистое строение и не являются целыми кристаллами.

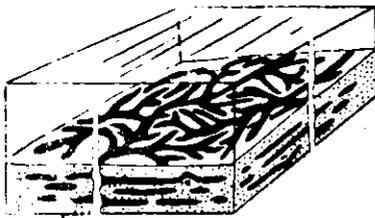


Рис. 74. Схема ходов червей, образующих «хондриты» и создающих, благодаря своему расположению, ложную вторичную слоистость. Хорошо видно, что, густо прорабатывая осадок, эти черви не проходили вторично по сделанным ходам (по Вассоевичу)

Поэтому под микроскопом рудисты напоминают кораллы. У других родов (как кардиум) призмы переходят в косые неправильные ленты, раздваиваются. Наконец, как у кардиты, даже следы призм отсутствуют и слой состоит из косолежащих переплетающихся пучков (фото 77). Внутренний пластинчатый слой слагается двумя пересекающимися системами тончайших пластинок и также отличается разнообразным строением. Иногда видны ряды тончайших пластинок, параллельных поверхности, в некоторых случаях пересекаемых тонкой перпендикулярной к ним штриховатостью. В более сложных случаях обе системы пластин перекрещиваются под разными углами, образуя узоры в виде «плетенки», «елочек» и др. (см. гастроподы фото 78). Как пластинчатый, так и призматический слой рассекаются параллельными плоскостями нарастания (фото 77, 78).



Рис. 75. Обломок пелециподы (или гастроподы) с разрушенным перекристаллизацией строением

Вследствие арагонитового состава раковин пелеципод эти сложные структуры сохраняются очень плохо. Лишь в третичных и частью в мезозойских отложениях встречаются обломки их раковин, сохранившие частично следы первоначального строения, но уже более или менее затушеванного и несколько напоминающего строение трилобитов. В более древних породах их можно узнать скорее по отсутствию даже следов первоначального строения. По форме обломки раковин пелеципод обычно сходны с обломками брахиопод и имеют вид несколько загнутых полосок, которые, однако, лишены следов первоначального строения и либо представляют полость, возникшую вследствие выщелачивания арагонитовой раковины, либо в результате перекристаллизации раковины при переходе арагонита в кальцит состоят из сравнительно крупных светлых

зерен раскристаллизованного кальцита (рис. 75, фото 170). Пелециподы — животные как морские, так и пресноводные. Морские обитают на разных глубинах — от побережья до тысяч метров, но изобилуют лишь в мелководье. Известны они с палеозоя. Уже в перми являются породообразующими (раковинные известняки). В меловом и третичном периодах пелециподы становятся обычными породообразователями.

**Гастроподы.** Раковины гастропод состоят из арагонита и в более древних породах всегда перекристаллизованы. У современных форм раковины, строение которых хорошо различимо лишь при скрещенных николях, складываются из двух слоев: слабо развитого, обычно отсутствующего внутреннего перламутрового и наружного «фарфоровидного», который только и заслуживает внимания. Он образован переплетением двух систем взаимно-перпендикулярных пластинок, сложенных ориентированными чешуйками, и распадается на три слоечка (фото 78), часто неотличимые от призматического и пластинчатого слоя пелеципод. Поэтому уверенно отличить гастроподы от пелеципод по строению в шлифе можно лишь в образцах, в которых сохранились три слоя, или даже больше, так как раковины гастропод закручиваются. Практически, вследствие того, что раковины гастропод сохраняются еще хуже, чем раковины пелеципод, их можно отличать лишь по отсутствию строения и особенно по характерной форме, следы которой сохраняются особенно часто в виде слепков полостей (рис. 76; фото 41, 161, 170).



Рис. 76. Следы двух гастропод (поперечный и продольный срезы), сохранившиеся в виде выполения микрозернистым (непрозрачным) кальцитом полостей раковин

Гастроподы живут субаэрально, в пресных водах и в море. Некоторые формы имеют широкое вертикальное распространение; большинство живет в мелком море; отдельные формы найдены в абиссальных глубинах. Существуют с палеозоя и в некоторых слоях принимают большое участие в сложении пород.

**Птероподы, тентакулиты, головоногие.** Птероподы обладают арагонитовой раковиной. Строение ее, сходное со строением раковин гастропод, сохраняется лишь в молодых отложениях. Птероподы определяют по форме, хорошо сохраняющейся вследствие малого размера их раковин. Пороодообразователями они не являются. Тентакулиты играют значительную роль в составе девонских пород. Они обладали хорошо сохраняющейся раковиной и характерной формой конусовидных трубочек. В поперечных разрезах они имеют вид колец или овалов со стенками, пронизанными тонкими канальцами и со следами утолщений. Белемниты не имеют значения как породообразующие организмы и определяются макроскопически. В составе скелета наутилоидей главную роль играет арагонит. У них различают два слоя: наружный фарфоровидный и более значительный внутренний перламутровый. Под микроскопом внутренний слой отличается тончайшей правильной горизонтальной и вертикальной штриховкой. Наружный слой состоит также из мельчайших клеточек. Аналогичное строение наблюдается и у аммонитов, у которых, однако, наружный слой выражен короткими призмочками. В качестве породообразователей значения не имеют.

**Целентераты. Кораллы.** Скелетные части альционарий состоят из кальцита, к которому примешивается до 16%  $MgCO_3$  и, по некоторым данным, фосфат. Они представлены иглами, отличающимися от игол губок по форме, отсутствию канала и волокнистому строению. Угасают вдоль длинной оси. Известны с силура. Существенной роли в образовании пород не играют. Зоантарии и табуляты, к которым принадлежит подавляющая часть современных и ископаемых кораллов, обладают арагонитовым скелетом. Поэтому их первоначальная структура, представлен-

ная веерообразными или снопообразными пучками фибр, которые слагают стенки кораллов, обычно не сохраняется. Несмотря на это, форма кораллов, принимающих в шлифе обычно вид крупноячеистых сеток или крупных причудливых загоронок, обычно не исчезает, благодаря тому, что мелко перекристаллизованные скелетные части выделяются микрозернистой структурой и более темным цветом среди крупно кристаллизованного кальция внутренних полостей (фото 79). Опознать даже перекристаллизованные остатки кораллов поэтому обычно не трудно. Палеозойские аулопоры обладали, видимо, кальцитовым скелетом, так как следы их строения хорошо сохраняются. В шлифах они встречаются обычно в поперечных разрезах в виде широких колец, обладающих угасанием, аналогичным угасанию трилобитов.

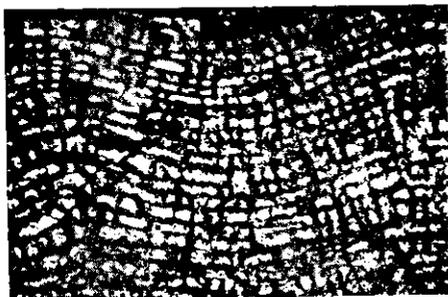


Рис. 77. Строение строматопоры

**Гидроиды.** Сюда относятся, быть может, строматопориды, структура скелетных частей которых представляет собой ряд днщ, соединенных перекладинами, т. е. имеет вид грубой сетки (рис. 77). Первоначальный состав, вероятно, арагонитовый, в результате чего скелетные части обычно сильно перекристаллизованы. Играли большую роль в составе некоторых палеозойских пород. В петрографическом отношении изучены мало.



Рис 78. Обломок кости, видны каналцы

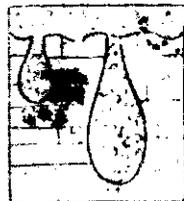


Рис. 79. Норки роющих животных в известняке и их выполнение известковым илом

**Позвоночные. Кости и зубы позвоночных и (панцирных рыб),** за исключением очень редко встречающихся «костяных брекчий», не являются порообразующими, но в виде разрозненных обломков встречаются в породах нередко и иногда характерны для определенных слоев. Наиболее точно они определяются по своему минеральному составу, так как состоят из фосфата, иногда изотропного, в более редких случаях обладающего низкими синевато-серыми цветами интерференции апатита. Затухание часто своеобразное, волнистое. Другими минералами, как правило, не замещаются. От фосфатных раковин брахиопод отличаются совершенно иной формой (неправильно угловатые обломки, иногда крупнопористые) и по наличию очень тонких, едва заметных в шлифе ветвящихся каналцев (рис. 78, фото 80). При одном никеле обычно и характерна желтая и бурая окраска. Встречаются с палеозоя.

**Норки и фекальные остатки животных.** Некоторые животные, как обладающие скелетом, так и лишенные его, зарываются при жизни в ил или высверливают себе норки в твердом грунте (рис. 79), форма норки или их выполнения дает указания о характере бывших обитателей норки. Многие некрупные животные, густо населяющие дно, оставляют после

себя не только отдельные фекалии, но и значительные их накопления, слагающие целые прослои породы. По характерной форме копрогенных элементов их можно не только опознать, но нередко даже определить виды соответствующих животных (рис. 80).

## РАСТИТЕЛЬНЫЕ ОРГАНИЗМЫ

### ИЗВЕСТКОВЫЕ ВОДОРОСЛИ

**Общие сведения.** Большую роль в образовании осадочных пород играют и скелетные остатки водорослей, иногда слагающих целые толщи пород. Еще недавно известковые водоросли, даже крупные, не замечались геологами или принимались за минеральные образования и даже за тектонические структуры. Не удивительно поэтому, что и теперь еще сведения о них очень неполны.

Определение известковых водорослей в шлифах затрудняется сходством форм и строения у разных видов и родов, а в высокоорганизованных группах — разнообразием форм и строения скелета одного и того же растения в разных его частях, соответствующих стеблю, листьям или органам плодоношения, к тому же их скелеты состоят почти всегда из микрозернистого кальцита и, таким образом, отпадает один из важнейших диагностических признаков. Наконец, в отличие от свободноживущих животных, обладающих точно определенными формами скелетных частей, водоросли в подавляющей части ведут прикрепленный образ жизни и соответственно их скелеты не имеют постоянных форм, и их облик определяется зачастую больше условиями среды обитания, чем родом и видом организма. Свой скелет известковые водоросли создают, отлагая микрозернистый карбонат внутри клеток, либо вокруг их. В последнем случае после фоссилизации от клеток остаются только полости или каналцы, часто заполненные позже выделившимся более крупнозернистым (более прозрачным) кальцитом. Некоторые водоросли, разъедая раковины, на которых они поселяются, и высекая на их месте беспорядочно расположенные зернышки микрозернистого кальцита (почти непрозрачного в проходящем свете), создают «гранулированные» ободки на раковинах или «гранулируют» целые участки породы.

**Кокколитофориды.** Большую роль в образовании известняков играют кокколитофориды — мельчайшие (несколько микронов в диаметре) одноклеточные пелагические жгутиковые водоросли. Они обладают сложным строением скелета, который слагается из покрывающих клетку известковых щитков, иногда очень разнообразных и даже подвижных. Кокколитофориды известны с силура и живут в современных морях, в которых они встречаются в огромных количествах. Так, в 1 л воды Адриатического моря насчитывалось до 120 тыс. экземпляров этих водорослей; в современных глобигериновых илах они составляют местами до 70% осадка. В фиордах Норвегии их иногда так много, что вода становится белой. Не менее значительна их роль и в породах. По Архангельскому, в поволжском мелу они составляют до 70% его состава. В породах обычно наблюдаются лишь отдельные щитки, среди которых различали пластинки, напоминающие запонки — кокколиты с отверстием в центре и полые трубки — рабдолиты (рис. 81, фото 81, 82). В последнее время Шамраем, Коссовской и др. описано много разнообразных форм, позволяющих использовать кокколиты для стратиграфических сопоставлений.

Рассмотреть кокколиты в шлифе обычно почти невозможно. Чтобы

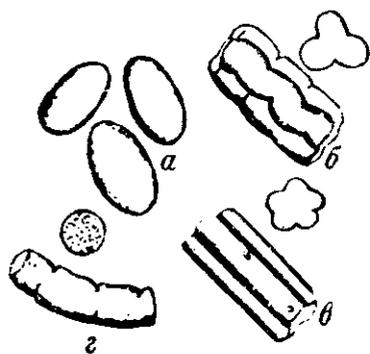


Рис. 80. Фекальные комочки пелагид:

а — неизвестного вида; б — *Pecten*; в — *Nucula*; г — *Patella*

их увидеть, следует наскоблить или размутить породу в воде и рассматривать полученную муть при самых больших увеличениях. При скрещенных николях они часто обнаруживают сферолитовое строение. Форму лучше наблюдать при одном никеле. Теперь для их изучения применяются электронный микроскоп.

Водоросли сине-зеленые. Сине-зеленые водоросли представляют собой отдельные клетки или нити, составленные из ряда клеточек. У известковых форм эти клетки по-

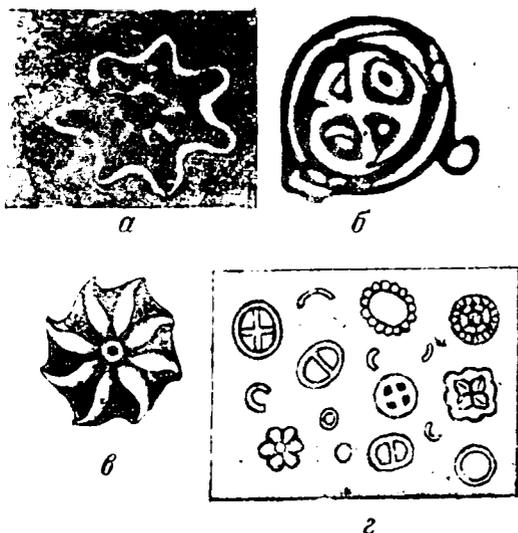


Рис. 81. Кокколиты (частицы панциря кокколитофорид)  
*а, б, в* — при увел. 2000—3000 (по Косовской и Шамраю и Лазаревой). *з* — то же при увел. около 1000 (по Швецову)

крываются снаружи выделениями микрозернистого кальция, в котором сохраняются лишь следы бывших нитей в виде тончайших канальцев. Форма известковых образований, которые получают таким образом, может быть очень разнообразной. Поэтому если среди современных сине-зеленых водорослей выделяют много видов и даже родов, то среди ископаемых образований, которые относят к сине-зеленым водорослям, выделение родов и видов может быть лишь проблематичным: А так как ориентироваться в этих образованиях, которые, появляясь уже в протерозое, играют большую роль в составе осадочных, особенно палеозойских пород, необходимо, приходится на основании внешних признаков

условно выделять среди них морфологические «виды» и «роды», не придавая им пока строго палеонтологического значения.

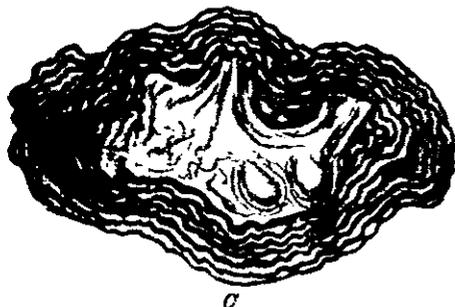
Так, под названием онколитов (рис. 82, *а*; фото 83, 86) иногда выделяют небольшие образования в виде неправильно округлых зернышек или желваков, а под названием строматолитов (рис. 82, *б*; фото 9, 84, 87) — линзовидные образования, тянущиеся на много метров, быть может, иногда и километров.

Примером водоросли, образующей онколиты, может служить живущая и сейчас в пресных водах ривулярия (рис. 83, *а, б*). Она образует известковые корочки и комочки, которые легко принять за песчинки и галечки. Их скопления могут образовывать слои в несколько метров мощностью и иногда составляют значительную часть озерных мергелей. Водоросли такого же типа живут и в соленых водах. Как и ривулярии, при жизни они представляют ряды или пучки нитей, сложенных отдельными клетками, промежутки между которыми заполняются кальцитом. После отмирания водоросли остаются желваки с довольно ясным концентрическим строением, отражающим этапы роста желвачка и пронизанные канальцами — следами бывших нитей (рис. 83, *в*; фото 83, 85). Канальцы, однако, обычно заполняются кальцитом, а иногда и совсем затушевываются, в результате чего уничтожается бесспорное доказательство водорослевого происхождения желвачка или прослая.

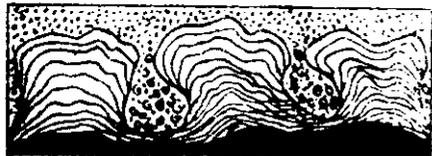
Нити водорослей не всегда расходятся радиально, как у ривулярии или у ископаемой ортонеллы (фото 85). Иногда они образуют причудливое скопление петель, как у гирванеллы. В некоторых случаях концентрическое строение водорослевого образования отличается правильностью, а форма сферичностью, и оно становится почти неотличи-

мым от пизолита или конкреции (фото 86). Иногда рост идет очень неравномерно и водорослевый нарост ясно выделяется на субстрате в виде гребешка (фото 83). Общий облик образования во многом зависит от того тела, на котором поселилась водоросль (скала, песчинка, раковина), и имела ли она возможность обрастать свой субстрат равномерно со всех сторон или росла только вверх от одной точки.

Онколиты связаны переходными формами со строматолитами. Последние отличаются большими размерами, плоской вытянутой формой нарастанием не на мелких объектах, а на обширных участках дна, и следовательно, отсутствием обрастания. Следы нитей видны редко, а волнистогоризонтальные микрослоечки толщиной до 1 мм часто и очень четко. Рост водорослей идет неровно. Создается волнистая поверхность с глубокими впадинами между быстрее растущими участками, которые

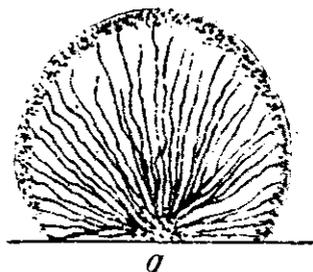


а



б

Рис. 82. а — известковая сине-зеленая водоросль типа «онколита». Слоистый нарост водоросли, обволакивая обломочек, приобретает вид оолита или пизолита; б — сине-зеленая водоросль из группы «коллени», отлагаясь на горизонтальной поверхности, образует крупный известковый нарост микрослоистого строения с рядом выростов, разделенных «колодцами», заполненными посторонним материалом. Образование типа строматолита. Уменьш. около 10.



а



б



в

Рис. 83. а — Разрез через колонию современной сине-зеленой водоросли ривулярии, состоящую из отдельных нитей, обволакиваемых слизистой массой (сильно увеличено); б — скопление таких же обизвествленных колоний в натуральную величину; в — микрoзернистый известняк со следами нитевидных канальцев водорослевого происхождения (в шлифе при сильном увеличении)

у некоторых «видов» превращаются в столбики. Впадины заполняются обломками строматолита и падающим сверху материалом (планктон и т. п.). Различия в формах роста строматолита и служат основой для выделения «родов» и «видов». Большая часть этих образований получила название коллений, среди которых выделяют ряд «видов». Это не настоящие виды уже потому, что, не считая постороннего материала в одном строматолитовом образовании, возможно переключивание или периодическая смена двух-трех разных видов водорослей. Ранее некоторые строматолиты описывались как чисто минеральные образования и как жи-

вотные организмы. Теперь петрограф-осадочник должен уже в поле уметь узнать их и описать характерные их особенности.

К сине-зеленым водорослям, видимо, принадлежат и упомянутые выше организмы, разрушающие раковины или участки породы и превращающие их в непрозрачные скопления беспорядочно расположенных микрочернышек (грануляция).

**Сверлящие водоросли.** Нередко в обломках раковин заметны тонкие извилистые ходы, обычно выделяющиеся более темным цветом. Обычно их считают следами сверлящих водорослей, вероятно, большую

частью сине-зеленых. Их деятельность обычно также сопровождается грануляцией субстрата.

**Зеленые водоросли.** Зеленые водоросли, выделяющие  $\text{CaCO}_3$ , — очень мелководные формы. Они имеют иногда вид вытянутого стебля, оканчивающегося шаровидным вздутием или «ветками», иногда с «листочками», и напоминают таким образом высшие растения, с которыми они не имеют по строению ничего общего. Эти водоросли состоят из протоплазмы с многочисленными ядрами, иногда даже неполностью разделенной на отдельные клетки, или из нитей, сложенных рядом клеточек и покрытых известковым чехлом, одевающим стебель и веточки и имеющим вид полых трубочек со стенками, пронизанными каналами (фото 88, а, б, 89, 90, 91, а, б; рис. 84, а, б; рис. 85, также рис. 86), через которые выходят «веточки». Если желваки и стяжения, образуемые сине-зелеными водорослями, еще нельзя назвать скелетами, то гораздо более высокооргани-

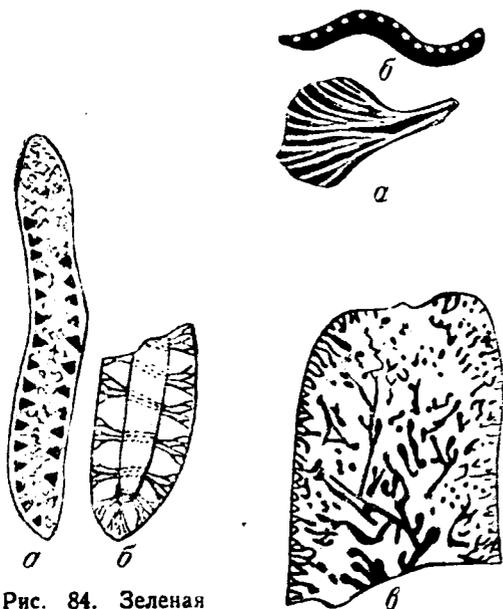


Рис. 84. Зеленая водоросль типа двинеллы:

а—общий вид (увел. около 50) в сильно перекристаллизованной породе; б—обломок с сохранившимся строением: видна широкая центральная полость, вмещающая живое тело и одевавший ее известковый чехол, пронизанный группами тонких поперечных канальцев

Рис. 85. а и б — обрывки зеленой водоросли кальцифоллиум, представляющей известковые трубки и пластинки, пронизанные канальцами (увел. около 30); в — шлиф обрывка водоросли из группы кодиациевых

зованные зеленые водоросли, обладающие даже особыми органами размножения (спорангии), образуют уже настоящие скелеты. Они отличаются большим разнообразием внешних форм, отражающимся на особенностях скелета, что позволяет различать даже по его обломкам отдельные роды и виды. Находимые в породах остатки их очень разной величины — от крупных до различных лишь под микроскопом — представляют обычно трубки или реже пластинки, пронизанные различно расположенными канальцами (рис. 84 и 85, 86).

Наибольшее распространение зеленые водоросли имели в мезозое, когда слагали мощные толщи известняков, но существовали они уже в палеозое и живут сейчас. В качестве примера палеозойских форм можно привести кальцифоллиум (рис. 85, а, б; фото 90) — небольшую водоросль, представляющую собой ряд волнистых лопастей, пронизанных ветвящимися канальцами. В шлифах чаще всего встречаются поперечные срезы ее пластинок, имеющие вид изгибающихся темных (микрочернистый кальцит) полосок, напоминающих поясок, пронизанный рядом маленьких

отверстий. Водоросль встречается лишь в определенном горизонте нижнего карбона и очень облегчает возрастную разбивку слоев, вскрытых скважинами на Русской платформе. Другая — верхнекарбонная, также маленькая водоросль (двинелла) — встречается в виде скопления разделенных перегородками трубок, от центрального канала которых перпендикулярно отходят тонкие ветвящиеся каналы, прорезающие стенки трубки.

К зеленым водорослям относят и живущие сейчас харовые водоросли (фото 91, а, б). Они состоят из стебля, который при диаметре 1—2 мм достигает длины несколько метров, располагающихся розетками листиков и боченкообразных органов размножения. Как последние, так и стебли хар окружены обвивающимися вокруг них полыми трубками, состоящими из зернышек  $\text{CaCO}_3$ . Хары встречаются лишь в пресных и солоноватых водах, где принимают большое участие в образовании «озерных мергелей». Из таких же отложений они известны уже с перми и низов карбона. К ним же относятся девонские «трохилиски» — маленькие шарики — спорангии этих предков хар и другие формы (рис. 86).

**Красные водоросли.** В настоящее время наиболее высоко организованные «красные» водоросли (багрянки) являются и самыми распространенными из всех водорослей, выделяющих  $\text{CaCO}_3$ . Особенно широко они распространены в третичных отложениях. Предки их появились уже в палеозое. Наибольшее значение среди них имеют кораллины, литотамнии, литофиллумы. Все они содержат  $\text{MgCO}_3$  (до 16%) и отличаются от зеленых водорослей тем, что микрозернистый кальцит выпадает у них внутри клеток, превращая их в сплошной известковый комок или кустик. Характерна для них чрезвычайно тонкозернистая структура перегородок, благодаря которой макроскопически они выделяются на фоне вмещающей породы в виде белых фарфоровидных участков, а в шлифе — в виде почти непрозрачных пятен (фото 92, 93, 94).

Распространены они не только в теплых водах, где принимают большое участие в образовании коралловых рифов, но и в холодных морях. Местами они целиком слагают породы.

Отдельные экземпляры названных видов могут достигать величины кулака и более. Макроскопически они имеют вид корок, желваков, печеночных мхов, кустиков. В шлифах видно, что скелеты этих видов сложены как бы пересечением тонких продольных и поперечных перегородок (рис. 87; фото 92, 93), образующих мельчайшие четырехугольные клеточки — остатки полостей живых клеток, заполнившихся кальцитом. Различные системы пересечения перегородок, видимые лишь под микроскопом, кладутся в основу при разделении этих организмов на виды.

По Маслову, к красным водорослям принадлежат и описанные им из донецкого карбона донещеллы (фото 94; рис. 88), макроскопически

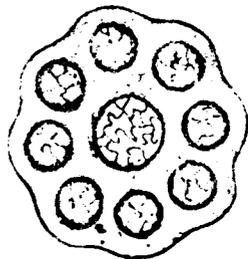


Рис. 86. Поперечный разрез стебля зеленой палеозойской водоросли типа современных хар. Видна центральная полость и полости ее обвивающих трубок. Сильно увеличено



Рис. 87. Обломок багряной водоросли из группы кораллиновых. Увеличено

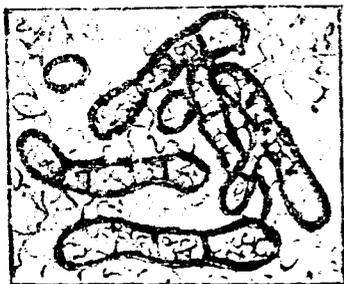


Рис. 88. Палеозойские (багряные?) водоросли — донещеллы. Увеличено

образующие скопление тонких известковых нитей, а в шлифе — изгибающиеся и ветвящиеся трубочки (диаметром 0,15—0,45 мм) с перегородками, напоминающие прорастающие семена.

Кусочки красных водорослей иногда напоминают в шлифах обломки коралла хететес и таких фораминифер как дискоциклины. Недавно описанная, видимо, багряная водоросль унгарелла состоит из полых известковых нитей, сплетающихся в древовидные образования (рис. 89; фото 95), которые при скрещенных николях обнаруживают местами почти одновременное затухание и потому иногда принимаются за иглокожих.

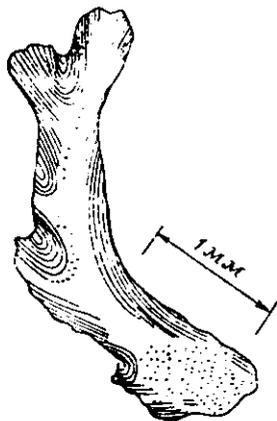


Рис. 89. Схематическое изображение продольного разреза багряной водоросли унгарелла (по Маслову)

## КРЕМНЕВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ

**Диатомей.** Из кремневых водорослей только диатомей являются породообразующими. Их скелет часто представляет собой подобие коробки с надетой на нее крышкой. Створки, состоящие из нескольких кусочков (что, впрочем, в шлифе незаметно), очень маленькие и часто заметны лишь при больших увеличениях. Они различной формы — круглые, овальные, треугольные и обладают тончайшим узором (фото 96, 147; рис. 90). Отдельные индивидуумы нередко сцеплены друг с другом, образуя колонии. Древнейшие диатомей встречаются в юре, более обычны в меловых и особенно в третичных отложениях, где образуют большие толщи

кремнистых пород. В современных морях (особенно холодных), озерах и их осадках диатомей встречаются в огромном количестве. Ископаемые скопления их являются также отложениями как соленых, так и пресных вод. Сведения о нахождении диатомей в более древних отложениях оспариваются большинством исследователей. Будучи очень маленькими и легкими, они разносятся ветром, а так как они крайне неприхотливы, то живут всюду, вплоть до водопроводных кранов и легко могут попадать в породу в процессе ее изучения. Сохраняются хуже других кремневых организмов, так как растворяются особенно легко. Лишь в редких случаях переходят в халцедон или замещаются фосфатом, пиритом, кальцитом. Могут быть легко приняты за радиоларии, от которых отличаются в среднем меньшими размерами, более тонким строением, обычно отсутствием шипов, формой поразительно разнообразных скелетов.

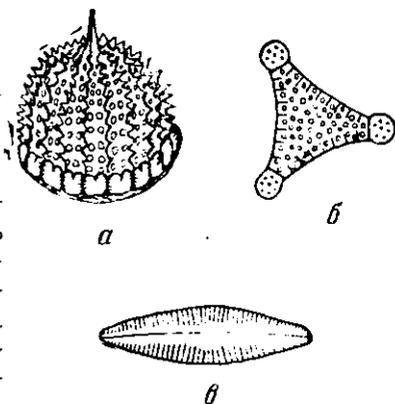


Рис. 90. Диатомей

Обычно формы диатомей достаточно характерны, и петрографу легко определить, слагается ли порода в основном радиолариями или диатомеями. Однако принадлежность отдельных более редких форм к тем или другим может быть неясной и тогда, если требуется точное решение вопроса, следует обратиться к помощи специалиста или специальных руководств.

К водорослям относятся и другие одноклеточные мелкие кремнистые жгутиковые организмы, встречающиеся очень редко и не имеющие породообразующего значения.

Участие бактерий в процессах осадочного минерало- и породообразования не подлежит сомнению, особенно в отношении известняков, железистых пород, серы, вероятно, марганца. Поскольку здесь говорится о скелетных остатках, о бактериях можно было бы и не упоминать. Однако приходится признать, что бактериальные образования ничем (кроме своих размеров) в сущности не отличаются от образований, создаваемых сине-зелеными водорослями, также не создающими скелетов в настоящем смысле этого слова. В пользу бактериального происхождения некоторых минеральных образований говорит наблюдаемый лишь под микроскопом характер их выделений в виде точек, рассеянных, располагающихся цепочками, петлями, в виде сферических накоплений и т. п.

### ОСТАТКИ ВЫСШИХ РАСТЕНИЙ

Высшие растения не обладают скелетами, но их ткани иногда сохраняются. Накапливаясь в большом количестве, они создают угли, которые изучаются особой наукой — углепетрографией. Но отдельные микроскопические обрывки растительных тканей, находящиеся на разных стадиях изменения, могут оказаться во всех породах, и, встретив их, петрограф должен уметь определить, с чем он имеет дело. При малой измененности обрывка сохраняется клеточное строение ткани, сразу указывающее на растительное происхождение объекта. При разрушении ткани с доступом воздуха она обугливается и становится непрозрачной, но клеточное строение сохраняется (фото 185). При малом доступе воздуха ткань остудневает, теряет свое строение, но в проходящем свете прозрачна и при одном никеле имеет красно-бурую окраску. Хорошо сохраняются споры и пыльца (фото 184), которые можно узнать по форме. Их кожица имеет вид колец или вытянутых и смятых мешочков. В зависимости от стадии изменения они при одном никеле выделяются желтым, красным или темным цветом. Смолистые частицы имеют вид овальных тел светло-желтого или оранжевого цвета.

### УКАЗАНИЯ НАЧИНАЮЩИМ РАБОТУ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ В ШЛИФАХ

При определении органических остатков в шлифах полезно иметь под руками атлас фотографий Маслова для сравнения изучаемых объектов не только с теми фотографиями и описаниями, которые приведены в учебнике, полезно также выписать и сопоставить главнейшие признаки, указанные в учебнике при описании каждой группы<sup>1</sup>.

Начиная работу, следует выделить из числа наблюдаемых в шлифе остатков в первую очередь наиболее легко определяемые по приводимым ниже признакам (проверяя определение по текстовому описанию и таблицам учебника и атласа с учетом и остальных признаков).

### ГЛАВНЫЕ ПРИЗНАКИ РАЗЛИЧНЫХ ГРУПП ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ В ШЛИФАХ

1. Одновременное угасание всего обломка при скрещенных николях, обычно следы как бы точечного или мелкосетчатого строения — и г л о к о ж и е.

2. Очень маленькие (2—1 мм), тонкие изогнутые створки, светлые, почти не затухающие при скрещенных николях — о с т р а к о д ы.

<sup>1</sup> Одновременно следует смотреть рис. 66—9) и соответствующие фото.

3. Короткие, слегка изогнутые палочки или более длинные изогнутые полоски, реже — колечки, светлые с ясно заметной тонкой косой штриховкой (волокнистое строение) в простом свете, с волнистым затуханием или почти без затухания при скрещенных николях — брахиоподы и их шипы.

4. Крупноячеистая сетка, или пучок, перегородки между ячейками обычно много уже, иногда немного шире ячеек; светлые, с слабо заметным волокнистым строением, не затухают при скрещенных николях; маленькие, обрывки такой же сетки, где виден лишь край одной ячейки, — мшанки.

5. Удлиненные или короткие полоски, однородные, без всякой штриховки и рисунка при одном николе; со скрещенными николями при вращении столика пробегает вдоль по полосе раковины тень — обычно трилобиты. Маленькие тонкие полоски — быть может, остракоды. Такой же оптический эффект наблюдается у некоторых фораминифер (маленькая раковина) и у аулопор, иногда, возможно, у серпулид (кольца).

6. Целые или почти целые раковины; строение иногда такое же, как и у одного из указанных выше типов; чаще стенки микрозернистые, очень темные, при скрещенных николях не меняются — фораминиферы.

7. Тонкие светлые однородные палочки иногда с несколькими лучами, с центральным каналом; рядом обычно кружочки с каналом в центре; состав — опал, халцедон, кальцит (замещение) — спикулы губок.

8. Короткие или длинные, толстые или тонкие кривые полоски со сложным строением (в молодых породах), более ясным при скрещенных николях, или совершенно перекристаллизованные, иногда выщелоченные, полые (в палеозойских породах) — пелециподы, иногда гастроподы.

9. То же со следами закрученной раковины — гастроподы.

10. То же с тонкой прямой и правильной продольной и поперечной штриховкой — аммониты, наутилиты.

11. Очень крупные неправильные сетки с тонкими перегородками, «изгороди», «гребни» с перегородками из темного микрозернистого кальцита, не меняющегося при скрещенных николях, — кораллы. Проверить: обычно видны еще лучше в шлифах на свет без микроскопа.

12. Очень маленькие раковинки [видны с объективом № 3 ( $\times 10$ ), лучше с объективом № 5 ( $\times 40$ )] с тонким узором; опаловые, при скрещенных николях черные — диатомеи.

13. Маленькие (3-й объектив, но обычно видны и с 1-м объективом) раковины, округлые, колпаковидные и другие формы, и их обломки, ясно сетчатые, иногда с шипами; в легко определяемых случаях опаловые или халцедоновые, иногда замещены другим минералом — радиоларии.

14. Известковые образования, большей частью крупные (видны без микроскопа), выделяются в проходящем свете темным цветом (микрозернистый кальцит), при скрещенных николях не меняются: видна очень тонкая сетка четырехугольных мельчайших ячеек — кораллиновые водоросли.

15. Слабо оконтуренные нитки с перегородками, скорее подобие толстых ростков картофеля или других растений — водоросли.

16. Различной формы и вида мало прозрачные образования, сложенные микрозернистым кальцитом со следами более светлых канальцев, — водоросли из группы сине-зеленых, частью, возможно, зеленых.

17. Макроскопически заметные и плохо видимые в шлифах причудливо волнисто-микрослоистые, плейчатые, иногда как бы кружевные

узоры в известняках, охватывающие целые пласты, или маленькие, образующие комочки иногда с концентрическим строением, — сине-зеленые водоросли, строматолиты и онколиты, иногда строматопоры.

18. Кокколиты и рабдолиты видны обычно лишь при объективе  $\times 60-70$  и окуляре  $\times 10-12$  в виде мельчайших овальных кружочков (кокколиты) или палочек (рабдолиты). Искать следует по краю шлифа или лучше в препарате тонко измельченной породы.

19. Иногда начинающие путают такие объекты, как иглокожие, мшанки, кораллиновые и даже радиолярии, на том основании, что все они имеют сетчатый скелет. Эта ошибка может объясняться только невнимательностью: сетки этих организмов резко различаются по величине и по своему облику, а ткань, слагающая перегородки сеток, имеет совершенно различное строение — у известковых — монокристаллическое, волокнистое, микрозернистое, а у радиолярий «сетка» отличается и по составу, так как состоит из опала, а не из кальцита.

20. Поперечные разрезы криноидей, игол морских ежей, шипов брахиопод, спикул губок, многих фораминифер, водорослей имеют форму круга с отверстием. Однако величина, облик, строение, состав этих колец или дисков различны. Так, «кольцо» иглокожих — не кольцо, а диск с узким отверстием и монокристаллично, кольцо брахиопод обладает волокнистым строением, кольцо фораминифер — скорее не кольцо, а шар, оно тонкостенно, а стенка микрозерниста. Кольцо спикул очень маленькое и опаловое и т. д.

Достаточно внимательное изучение текста и рисунков позволит и здесь разобраться в характерных особенностях каждого объекта.

## ГЛАВА V

### СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Свойства осадочных пород определяются не только их вещественным и минеральным составом, но также величиной и формой слагающих их частиц (зерен обломочных, химических, органогенных) и взаимным расположением последних, т. е. тем, что можно назвать строением породы. Не усложняя простого вопроса, мы будем называть те особенности строения пород, которые определяются формой и величиной их составных частей — структурами, а те, которые определяются их расположением — текстурами. Строение, породы определяет внешний облик и практические (технологические, гидрогеологические, инженерно-геологические и прочие) ее свойства; оно говорит также об условиях ее образования. Однако необходимость тщательного изучения строения пород все еще недостаточно оценивается и практиками и геологами. В особенности это можно сказать о текстурах, значение которых еще не всем достаточно ясно. Увлечение новыми, важными и сложными методами исследования заслоняет иногда перед исследователями необходимость внимательного рассмотрения и описания пород в поле и в лабораторной обстановке в шлифах и микроскопически в пришлифовках. Между тем именно такое изучение дает основные сведения о породе и ее текстурах, которых не могут дать ни термические, ни рентгеновские и другие анализы, подобно тому как микроскопическое исследование тончайших деталей строения важного органа какого-либо животного не дает представления о самом животном.

В одной и той же породе строение может оказаться неодинаковым, в зависимости от того, в каком масштабе его изучать. Под «структурой» и «текстурой» мы будем подразумевать те черты строения, которые видны в каждом маленьком кусочке породы простым глазом, с лупой или при обычном увеличении в шлифе.<sup>1</sup> Под «макростроением» или обычно «макротекстурой»<sup>2</sup> мы будем подразумевать те черты строения, которые не могут проявляться в отдельном маленьком куске породы, но определяют особенности больших штUFFов, целых пластов или даже пачек пластов. Так, можно представить себе три разреза известняков (рис. 91) одинакового минерального состава, структуры и текстуры, но в первом случае распадающиеся на пласты мощностью по 0,50 м и лишенные фауны и конкреций, во втором случае переполненные конкрециями, в третьем случае без включений, но распадающиеся на тонкие плитки по 0,01 м мощностью. Очевидно, что эти три породы, одинаковые

<sup>1</sup> Такого рода текстуры было бы целесообразно обозначать термином «мезотекстура».

<sup>2</sup> В американской геологической литературе (учебник Петтнджона), то, что здесь называется макротекстурой, строением и текстурой обозначается соответственно терминами «структура», «текстура» и «ткань» (fabric).

по составу, структуре и текстуре, различны по условиям образования и по своим практическим свойствам. Их различия обусловлены особенностями строения, но уже более крупного порядка. Такие особенности строения мы и будем выделять как **макротекстуры**. Наконец, кроме этих двух типов строения, можно выделить черты строения гораздо более мелкого масштаба, различимые лишь при очень сильных увеличениях, либо вообще точно не различимые под микроскопом. Сюда надо отнести форму и расположение микрокристаллов в глинах, в оолитах, в кальцитовых раковинах организмов и т. д.

Структуры и текстуры этой категории, которые следует называть «микроструктурами» и «микротекстурами», также имеют немалое значение. Однако они еще менее изучены и подробно описываться не будут. Отдельные элементы их частично уже рассматривались (строение органических остатков), частично будут рассматриваться попутно в дальнейшем. Между макротекстурами и текстурами (мезотекстурами), с одной стороны, и между текстурами (мезотекстурами) и микротекстурами — с другой, можно иногда найти все переходы, но отличаются они достаточно ясно.

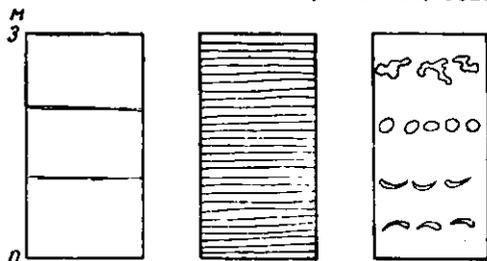


Рис. 91. Три пачки известняков с одинаковыми структурами и текстурами (как показывает их изучение под лупой), но с разными макротекстурами (по Швецову)

Рассмотреть структуры удобнее отдельно для пород: глинистых и обломочных, с одной стороны, и чисто химических и сложенных скелетными остатками организмов, с другой. Типы строения, характерные для пород первой группы, обычно встречаются также во второй, в которой, кроме них, наблюдаются еще особые типы строения.

## СТРУКТУРЫ

### Структуры обломочных и глинистых пород

По величине зерен издавна различали псефитовую (грубообломочную), псаммитовую (песчаную) и пелитовую (глинистую) структуры. Позже была выделена промежуточная между пелитовой и псаммитовой алевритовая структура. Кроме того, необходимо выделять структуру смешанную (псефито-псаммито-пелитовую и т. д.), примером которой может служить структура морены.

Общепринятых границ для размеров частиц каждой структуры не имеется. Попытки установить их на международных съездах и в специальных комиссиях советских организаций не привели к окончательным результатам, и разные авторы, в зависимости от целей работы, употребляемых приборов и т. д. определяют их все еще довольно произвольно. Впрочем, если прежде граница между псефитами и псаммитами намечалась при диаметре частиц от 0,4 до 5,0 мм, а граница между псаммитами и алевритами при диаметрах от 0,04 до 0,25 мм, то теперь разногласия в определении этих границ среди петрографов Советского Союза значительно уменьшились (расхождение с делениями, принятыми в зарубежных странах, остается большим).

Наиболее проста десятичная схема Московского нефтяного института (табл. 10). Однако не случайно комиссии, изучавшие этот вопрос, не остановились на столь простом делении. Неудачно в этой схеме отнесение к гравию песчаных зернышек величиной 1 мм, а к алевриту зерен в 0,1 мм, так как породы, состоящие из таких зерен, мало чем отличаются от песчаных, тогда как породы, состоящие из зерен меньше 0,05 мм,

Таблица 10

Диаметр, мм	1	2	3	Диаметр, мм	Основные струк- туры	
>1000	Глыбы	крупные   мелкие	Глыбы	1000	Псефитовые	
1000—500	Валуны крупные		Валуны	1000—250		
500—250			средние			
250—100			мелкие			
100—50	Галька (щебень) крупная	Галька (щебень)	Галька (щебень)	250—10		
50—25						средняя
25—10						мелкая
10—5	Гравий крупный	Гравий	Гравий (древца хрящ)	10—2		
5—2,5						средний
2,5—1						мелкий
1—0,5	Песок крупный	Песок грубый	Песок грубый	2—0,05	Псаммитовые	
0,5—0,25						средний
0,25—0,1						мелкий
0,1—0,05	Алеврит крупный	Пыль крупная	Алеврит	0,05—0,01		
0,05—0,025						средний
0,025—0,01						мелкий
0,01—0,001	Пелит (глина) крупный	Ил	Алеврит тончайший	<0,01		Пелитовые
<0,001		мелкий	Глина			

1—схема Московского нефтяного института; 2—схема Отдела четвертичной съемки; 3—широко распространенная схема.

Примечание. В схеме указаны не только структуры, но и те группы обломочных пород, которые ими определяются.

трудно отличимы макроскопически от глин, за которые они часто и принимаются геологами. Неправильным многие считают и отнесение к пелитовым (глинистым) структурам частиц величиной уже от 0,01 мм, так как для собственно глинистых частиц характерны величины не более 5—1 μ (0,005—0,001 мм). В последних работах Рухина и Логвиненко приводятся аналогичные, но более основательно аргументированные соображения против применимости десятичной системы. В настоящее время единого мнения по этому вопросу не существует.

Для пород обломочных величина зерен имеет решающее значение как структурный признак, определяя их свойства, название и место в классификациях. Несколько меньшее значение имеет форма зерен, но и она обуславливает многие практические свойства пород и дает ряд указаний на условия их образования.

В какой мере форма зерна может оказывать влияние на прочность породы, показывает кварцевый песчаник «итаколумит». Порода эта обладает поразительной упругостью. Тонкие бруски ее можно прогибать на несколько сантиметров, причем они не рассыпаются, но по прекращении давления снова занимают первоначальное положение. Объясняется это тем, что зерна итаколумита, не скрепленные цементом, связаны лишь сложным переплетением своих ветвисто-лапчатых контуров. В песчаных породах можно различить следующие основные формы зерен (рис. 92).

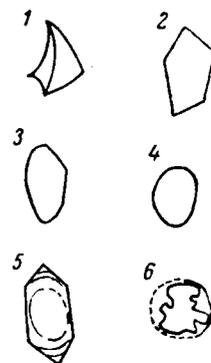


Рис. 92. Форма песчаных зерен:

1—острореберная; 2—угловатая; 3—полуокатанная; 4—окатанная; 5—регенерированная кристаллическая; 6—корродированная; (по Швецову)

1. Резко острореберные с режущими краями. Такие зерна происходят из пород, подвергавшихся резкому скланиванию при тектоническом раздроблении, вулканических взрывах и т. д., особенно если сами минералы склонны давать остроугольные обломки (вулканические стекла и др.).

2. Угловатые зерна. Угловатость крупных и средних по величине зерен указывает на отсутствие значительного переноса. Зерна меньше 0,05 мм обычно не окатываются.

3. Полуокатанные зерна, указывающие на некоторую механическую обработку. Они угловаты, но более резкие грани и углы их сглажены. Большой угловатостью отличаются зерна флювиогляциальных песков, меньшей — зерна речных песков, еще более окатаны зерна морских и особенно прибрежных песков.

4. Окатанные зерна. Все грани и углы срезаны, вогнутых граней нет. Эта форма указывает на длительную механическую обработку. Вероятна повторная переработка в различные геологические эпохи. Хорошо округленные зерна считаются наиболее характерными для эоловых песков, подвергавшихся достаточной обработке, но имеются и противоположные мнения. Надо иметь в виду, что и растворение создает не только изъеденность зерен, но часто сглаживает их поверхность.

5. Зерна регенерированные. Могут обладать хорошо выраженными кристаллическими гранями, возникшими в результате разрастания в соответствующей среде зерен обломочных минералов, ранее, возможно, хорошо окатанных. Они дают сведения об истории развития породы.

6. Корродированные зерна. Обладают резко неправильной, как бы источенной формой, возникающей в результате частичного растворения. Они указывают на вторичные изменения осадка или чаще породы.

Используя форму зерен для генетических выводов, нельзя забывать, что она может быть иногда унаследованной и отражать не последний, а более старый этап жизни породы или зерна.

В грубообломочных породах между угловатыми и прекрасно окатанными зернами можно даже в поле различить не одну, а две-три переходные формы. При лабораторном изучении песчинки делят на целый ряд групп по характеру и степени округленности и окатанности. Эта трудоемкая работа производится лишь при некоторых исследованиях для уточнения стратиграфических сопоставлений, для выяснения истории образования породы и ее практически важных свойств. Способам точного определения формы песчаных зерен в зарубежной литературе посвящено немало работ. Эти способы являются одним из приемов лабораторного изучения пород и здесь излагать их не приходится. Некоторые сведения о них можно найти в статье Преображенского [94] и в руководстве Рухина [11]. Здесь необходимо только отметить, что, говоря о форме зерен, надо различать степень сферичности и степень окатанности (рис. 93).

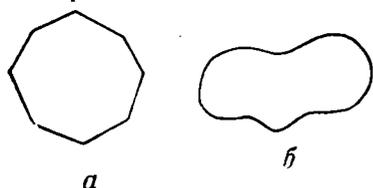


Рис. 93. Окатанность и сферичность зерен:

*а* — почти сферическое, но совершенно не окатанное зерно граната; *б* — очень далекое от сферичности, но прекрасно окатанное зерно кварца

Так, зерно граната может обладать почти максимальной сферичностью при полном отсутствии окатанности, а зерно кварца, прекрасно окатанное со стертymi гранями и углами с гладкой поверхностью, может иметь удлиненную, но не сферическую форму. Поэтому при описании как галек, так и песчинок необходимо отмечать их изометричность, удлиненность или уплощенность.

Кроме формы зерен, надо учитывать и характер их поверхности. Даже мало окатанные зерна могут обладать не только гладкой матовой, но и блестящей полированной поверхностью. Происхождение полировки объясняется разными исследователями по-разному. Ее рассматривают как результат обработки ветром, несущим тончайшую пыль, обработки текущей водой, следствием отложения тонкой пленки осадка или растворения.

### Структуры химических и биохимических пород

В химических породах форма зерен обычно более важна, чем их величина. В этих породах, возникших путем выпадения из растворов, кристаллизации и перекристаллизации, величина зерен сравнительно легко меняется. Напротив, форма зерен обусловлена здесь свойствами самого минерала, условиями его возникновения и роста и потому является особенно важной. По величине зерен здесь можно выделить те же структуры, как и в обломочных породах, но для обозначения их не употребляют терминов, принятых в первой группе пород, а ограничиваются примерным определением величины зерна (крупнозернистый, мелкозернистый и т. д.). Определения эти, к сожалению, делаются субъективно и без точных измерений. Можно рекомендовать пользоваться нормами, близкими к тем, которые принимаются для обломочных пород см. табл. 11.

Структуры этих пород, основанные на форме зерен, также почти не разработаны. Главными являются структуры: коллоидная (зерен нет, порода однородная, иногда узорчатая); идиоморфная (большая часть зерен правильно образована); аллотриоморфная (большая часть зерен неправильная); биоморфная или цельнораковинная (большая часть зерен представлена более или менее целыми раковинами); органогенно-детритовая<sup>1</sup> (обломки раковин); замещения, разъедания, раскристаллизации и грануляции (первичная форма зерен изменена вторичными процессами);

<sup>1</sup> В зависимости от преобладающей группы организмов можно говорить о структурах: «криноидно-детритовой», «брахиоподово-детритовой» и т. п.

Размер, мм	Структура	Облик породы
>1	Грубозернистая	Зерна представляют собой выделяющиеся макроскопически кристаллы
1—0,25	Крупнозернистая	Зерна хорошо различимы макроскопически
0,25—0,1	Среднезернистая	Зерна частью различимы макроскопически
0,1—0,05	Мелкозернистая	Макроскопически зерна обычно не различимы, но в шлифе отдельные кристаллы видны хорошо
0,05—0,01	Микрозернистая	Зерна макроскопически не различимы, порода почти однородная. В шлифе зерна частью различимы
0,01—0,0001	Афанитовая	Макроскопически порода однородна, с землистым или раковистым изломом. В шлифе отдельные зерна обычно не различимы
<0,0001	Коллоидальная	Макроскопически порода совершенно однородна; то же и в шлифе
Разные	Смешанная разно-	В зависимости от величины зерен внешний вид изменчив, неоднородность состава обычно заметна

смешанная. В соответствии с этим конкретные структурные формы зерен могут быть лапчатыми, ромбоэдрическими, пластинчатыми или чешуйчатыми, игольчатыми, волокнистыми, оолитовыми, корродированными и т. д.

Полная структурная характеристика породы должна учитывать как форму, так и величину зерен (например: среднезернистая, идиоморфная, ромбоэдрическая, крупнозернистая органогенно-детритовая и т. д.<sup>1</sup>

#### ТЕКСТУРЫ<sup>2</sup>

Во всех породах — обломочных, глинистых, химических и биохимических наблюдается одна из трех описываемых ниже основных текстур (рис. 94).

1. В беспорядочной текстуре частицы, слагающие породу, располагаются без всякой ориентировки. Эта текстура имеет широчайшее распространение; особенно характерна она для песков и псефитов.

2. В микрослоистой текстуре частицы, слагающие породу, располагаются ориентированно слоечками. Как разновидности здесь можно различить текстуры: а) горизонтально-микрослоистую, б) косо-микрослоистую, в) линзовидно-микрослоистую, г) микрослоистую с размытыми, д) неправильно (плойчато и т. п.) микрослоистую.

<sup>1</sup> Мелко- и частью среднезернистые органогеннодетритовые структуры с точно неразличимыми обломками раковин иногда называют «шламовыми» — термином, который лучше не применять, потому что обычно он употребляется в совершенно другом смысле (тонкий порошок и обломочки породы при бурении, густая суспензия в технологии).

<sup>2</sup> При описании текстур в шлифах необходимо всегда учитывать ориентировку шлифа. Как правило, шлифы изготавливаются перпендикулярно к слоистости.

Во всех разновидностях слоистость может быть выражена как четко, так и едва намечаться — например расположением части вытянутых компонентов породы. Слоистость последнего типа целесообразно выделять под названием «слоистости незавершенной».

3. В текстуре смятия, контрузивной или флюидалной заметны следы правильной ориентировки частиц (отличие от беспорядочной текстуры), но она нарушена, вследствие смятия, или взмучивания в полувязком состоянии.

Эти три основных типа текстур представляют большой интерес, так как они дают указания на происхождение пород, во многом определяют их макротектурные особенности и тем самым их технические свойства.

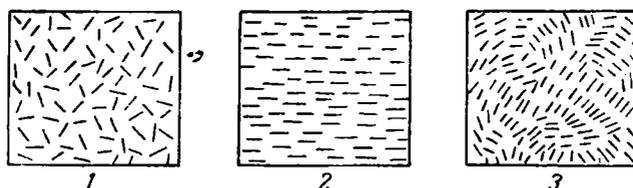


Рис. 94. Основные текстуры осадочных пород (по Швецову):

1 — беспорядочная; 2 — микрослоистая (ориентированная) 3 — перемятая (флюидалная, спутанная и др.)

**Беспорядочная** (не ориентированная) текстура возникает при быстром осаждении и обильном непрерывном приносе однообразного материала или при постоянном взмучивании свежего осадка. Она более обычна для осадков с зёрнами в основном изометричными и делает породу в физическом отношении изотропной — одинаковой по всем направлениям. При прочих равных условиях такая порода наиболее прочна и в меньшей мере открывает доступ подземным водам. Она не склонна распадаться по плоскостям разделения и образует мощные пласты.

**Микрослоистая** текстура образуется при периодической (с короткими периодами) смене условий среды в области осадконакопления (осадки сезонные, приливов и т. п.), реже вследствие диагенетической перегруппировки выпавшего осадка, либо чисто химической, либо в результате действия илоядов. Ее образованию благоприятствуют медленность и прерывистость осаждения, удлиненная или уплощенная форма компонентов осадка, отсутствие волнения. Порода с такой текстурой анизотропна в физическом отношении — ее свойства различны в направлении, перпендикулярном и параллельном слоистости. Она легко распадается по плоскостям наслоения на тонкие слои и листочки. Действию подземных вод и приносимых ими растворов она открывает доступ преимущественно в направлении, параллельном напластованию. Разновидностью микрослоистой текстуры является также текстура пльчатая, отличающаяся волнистостью и мелкими смятиями тончайших слоечков. Она может быть обусловлена механическим воздействием, например, корней, повторным неравномерным растворением осадка; слабым смятием его вследствие гидратации и увеличения объема (переход ангидрита в гипс) или непосредственным отражением роста водоросли или другого организма (фото 14, 119, 121).

**Флюидалная** (контрузивная) текстура образуется там, где уже «слежавшийся» полувязкий осадок, обычно со следами микрослоистости, подвергается механическому воздействию подводных сотрясаний, сильного движения воды, смятию роющими животными или процессам замещения (фото 16, 41, 68, 100, 104, 105, 110, 119, 120, 158; рис. 108). В физическом отношении порода с такой текстурой неравномерно анизотропна. В ней могут чередоваться участки изотропные, участки

микрослоистые и участки с узловатым или комковатым строением, обычно наиболее устойчивые против химических и механических воздействий. Такая порода разрушается или изменяется не равномерно, а пятнами. В ней легче развиваются стилолиты (см. стр. 177 и след.).

В породах химических и биохимических встречаются, кроме перечисленных, еще и специфические, им свойственные текстуры, из которых можно отметить следующие:

1) текстура замещения, наблюдаемая, например, при разьедании ромбоздрами доломита раковин или кальцитовых зерен, либо при замещении кальцита гипсом или халцедоном и т. п. (фото 52, 53, 151, 174, 176, 178; рис. 11—15);

2) текстура перекристаллизации и грануляции с разновидностями узорчатой, брекчиевидной, обломочной и комковатой, при которых темная мелко- или микрозернистая часть породы подвергается неравномерной перекристаллизации с заменой темного в проходящем свете микрозернистого минерала крупнозернистым светлым, что создает причудливый узор (фото 54, 166, 167, 168, 112) и иногда придает породе вид брекчии, или скопления комков;

3) волокнистая и игольчатая, концентрическая и радиальная (фото 33, 39, 43, 47, 48, 55, 137, 145, 154, 155), которые не следует смешивать с одноименными структурами (оолитовая, сферолитовая), чаще всего наблюдаются в гипсе, сидерите, кальците, реже в гидрогетитовых, шамозитовых, бокситовых, кремнистых и других породах, являясь обычно в строении не всей породы, а лишь ее составных частей;

4) для пород, сложенных скелетными остатками организмов, специфичными являются текстуры типа биостромов и биогерм, водорослевые, мшанковые, коралловые и т. д., где расположение компонентов обусловлено их органическим происхождением.

Биостромами называют более или менее значительные тела линзовидной формы, образованные накоплением на месте скелетов прикрепленно живущих организмов; биогермами — такие же накопления, имеющие форму бугорков, холмиков, выступов, иногда как бы разрывающих прислоненные к ним горизонтальные слои.

## • ПОРИСТОСТЬ И УПАКОВКА

К текстурам можно отнести, с некоторыми оговорками, пористость пород, оказывающую огромное влияние на многие практически важные их свойства. Она обуславливает возможность или невозможность легкого получения подземных вод для водоснабжения, определяет устойчивость грунта под сооружениями, создает условия, благоприятные или неблагоприятные для образования залежей нефти, делает некоторые породы полезными ископаемыми (диатомиты и др.).

Пористость может быть очень грубой («кавернозность» туфов, рифовых масс, ракушечников и т. п.), крупной, мелкой и тончайшей, незаметной даже под микроскопом (диатомит). Пористость может быть первичной и вторичной. Первичная пористость определяется прежде всего характером зерен, слагающих породу и их упаковкой, т. е. взаимным расположением. Внутри раковин, особенно мелких организмов, как фораминиферы и диатомы, после разрушения заполнявших их тел остаются в одних случаях крупные, в других мельчайшие полости, делающие породу исключительно тонкопористой. Упаковка песчинок, кристаллов осадочных новообразований, обломочков раковин и т. д. может быть очень различной и в зависимости от этого промежутки между ними могут составлять больший или меньший процент породы. Он определяется, кроме упаковки, величиной и формой зерен, а также давлением накапливающихся осадков, постепенно все более и более спрессовывающих породу и уменьшающих объем порового пространства. Его объем посте-

пенно сокращается и потому, что уже в процессах диагенеза по мере вытеснения воды поры все более заполняются минеральными новообразованиями, образующими основную (цементирующую) массу породы. Однако, с другой стороны, в результате обезвоживания породы и воздействия вод, циркулирующих в уже затвердевшем осадке или породе при замещении или растворении отдельных минералов, образуются вторичные поры, хорошо сохраняющиеся, так как затвердевшая порода слабо поддается спрессовыванию.

Грубая пористость хорошо видна макроскопически, мелкую иногда можно обнаружить по некоторым признакам в шлифе (стенки пор обросли кристалликами и т. п.); однако надо иметь в виду, что начинающий обычно принимает за поры дырочки, образовавшиеся в шлифе при его изготовлении. Точное определение пористости породы производится лабораторными методами.

#### СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ЦЕМЕНТА И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ЗЕРЕН И ЦЕМЕНТА

При характеристике структур и текстур мы имели в виду до сих пор главным образом форму и расположение более крупных элементов в тех породах, где они составляют большую ее часть. Меньшая и более тонкозернистая часть породы составляет в этом случае то, что принято называть ее цементом или основной массой. Взаимоотношения между зернами и цементом, а также строение самого цемента приводят к возникновению ряда особых текстур. Эти текстуры в типичном виде развиты лишь в обломочных породах, отчасти в органогенных. В глинах и чисто химических породах они почти отсутствуют. По взаимоотношению зерен и цемента в обломочных породах можно различить следующие типы цементации.

1. Базальный (основной) цемент (рис. 95, 1, 2, 6, 9). Под этим термином подразумевается цемент, в который зерна погружены, не соприкасаясь между собой. Цементация прочная. Этот тип обычно указывает, что цемент был более обилен, чем зерна, и отлагался одновременно с ними или раздвигал их в процессе своей кристаллизации, в редких случаях — что он представляет продукт их замещения. Встречается очень часто.

2. Цемент соприкосновения, или контактный (рис. 95, 4). Он развит лишь в пунктах соприкосновения зерен. Цементация непрочная. Может быть первичным и может получаться в результате выщелачивания цемента, первоначально выполнявшего все поры.

3. Цемент пор (рис. 95, 3). В большей или меньшей степени выполняет пространство между соприкасающимися зернами. Прочность цементации может быть различной.

4. Цемент выполнения представляет разновидность цемента пор. Выполняет пустоты (поры), оставшиеся между зернами, сцементированными цементом другого минерального состава. Возникает обычно в результате вторичного заполнения пор породы в частично выщелоченном первичном цементе. Прочность небольшая.

5. Цемент разъедания, или коррозионный (рис. 95, 1). Не только выполняет промежутки между зернами, но и внедряется в них, заполняя впадины, получившиеся вследствие растворения или замещения зерен. Очень обычен железистый цемент, внедряющийся в кварцевые зерна, значительно реже кальцитовый. Очень прочный.

6. Сгустковый, или пятнистый, цемент (рис. 95, 2). Отличается неравномерным распределением в цементе скрепляемого им материала. Прочность разная.

По строению самого цемента можно различить следующие типы:

1. Цемент беспорядочный разнородный полимиктовый, состоящий из алевритовых и пелитовых частичек разного состава, иногда

в свою очередь сцементированных другим материалом или перекристаллизованных (фото 136). Прочность разная.

2. Цемент аморфный — как и все перечисляемые ниже, мономинеральный — однородный, иногда со следами кристаллизации. По составу чаще всего опаловый, фосфатный, железистый. Может быть очень прочным.

3. Цемент беспорядочно зернистый (рис. 95, 6; фото 133), представленный беспорядочно расположенными кристалликами одного минерала. Может быть прочным. Часто кальцитовый, реже глинистый и др.

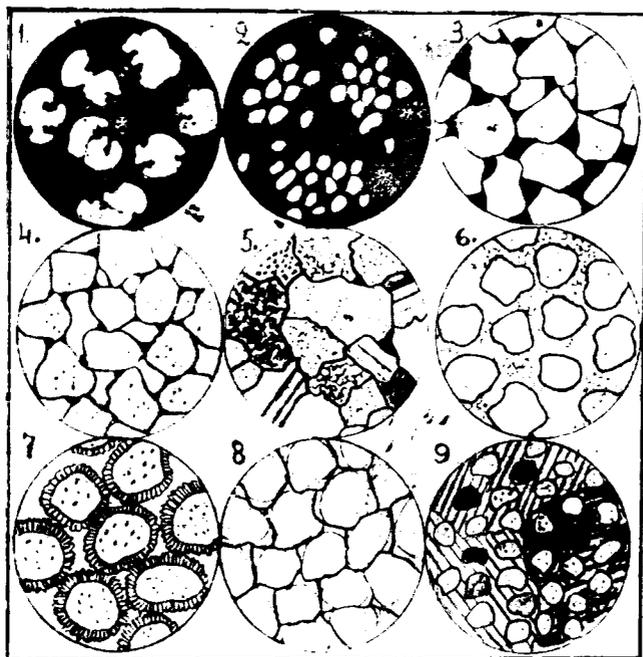


Рис. 95. Типы цементации (по Швецову):

1 — цемент базальный и одновременно развѣдания (коррозионный), 2 — цемент базальный и одновременно «сгустковый» (неравномерный); 3 — цемент пор; 4 — цемент соприкосновения (контактный); 5 — цементация вдавливания и замещения; 6 — цемент беспорядочно зернистый кристаллический; 7 — цемент обрастания (корковый); 8 — цемент нарастания (регенерации); 9 — цемент прорастания («пойкилитовый»)

4. Цемент обрастания или корковый (рис. 95, 7, фото 48), — зернышки цемента располагаются не беспорядочно, а обрастают зерна породы или стенки пор. Состав зерен и цемента может быть и разным и одинаковым, оптическая ориентировка зерен цемента и породы всегда различна. Состав цемента обычно кальцитовый, халцедоновый или фосфатный.

5. Цемент нарастания или регенерации (рис. 95, 8; см. также рис. 10; фото 26) наблюдается, если при одинаковом составе ( $\text{SiO}_2$ ) зерен и цемента зерна разрастаются за счет цемента, нарастающего на них с той же оптической ориентировкой. В случае полного поглощения цемента зернами возникает «сливная» порода, на первый взгляд лишенная цемента и состоящая лишь из зерен, как бы внедряющихся друг в друга. Регенерированные зерна, переплетаясь, создают прочную цементацию. При наличии постороннего материала, разделяющего зерна, или неполном нарастании порода легко крошится.

6. Цемент прорастания, или пойкилитовый (рис. 95, 9, фото 131) — весь цемент на значительных участках кристаллизуется с одной оптической ориентировкой как один кристалл, в который включены зерна породы. Этот тип цементации иногда встречается в кальциевом цементе и очень обычен для гипсового. Цементация прочная.

7. Смешанный тип цементации, где могут участвовать различные основные типы.

8. Цементация вдавливания. В некоторых песчаниках цемент полностью или местами отсутствует, но зерна устойчивых минералов (преимущественно кварца) вдавлены друг в друга (рис. 95, 5). Таким образом создается прочная цементация породы, напоминающая по внешнему облику цементации нарастания. Этот тип цементации, указывающий на сильное сдавливание, которое действует не только механически, но и усиливая процессы растворения, встречается почти исключительно в песчаниках тектонических областей (фото 134, 135).

В чисто химических породах деления на зерна и цемент часто провести нельзя. В органогенных породах, состоящих из одного минерала, цемента в настоящем смысле слова тоже обычно не существует, но в них иногда можно различить обломки раковин и основную мелко- или микрoзернистую (реже крупнозернистую) массу, соответствующую цементу. Переход от основной массы к различным кусочкам детрита часто постепенный, так как и она нередко слагается мелким детритом. В качестве текстурных типов цементации в этих породах можно выделить: 1) цементацию контактовую или неполную — встречается редко; 2) цементацию обрастания (корковую) — очень редка; 3) цементацию полную равномерную — обычна; 4) цементацию пятнистую — не редка; 5) цементацию перекристаллизации (узорчатую) фото 166, 167, 168); 6) цементацию нарастания (регенерации) — редка.

Структуры, текстуры и цементация пород отражаются в их изломе, который является важным элементом для характеристики пород.

## ООЛИТОВОЕ СТРОЕНИЕ

Оолитовое строение можно рассматривать и как структуру и как текстуру. Действительно, некоторые породы целиком состоят из оолитовых зерен, т. е. элементов определенной формы и величины. В них оолиты являются структурным элементом породы. Вместе с тем оолиты обладают и своим особым строением, характеризующимся определенным сферически-концентрическим расположением слагающих их мельчайших частичек, что является текстурной чертой породы. Строение это распространено достаточно широко и недаром юрская система когда-то называлась «оолитовой». Ему необходимо поэтому уделить достаточно внимания.

1. Оолитовыми называются породы, состоящие из маленьких сферических или почти сферических образований — ооидов («оон» по гречески — яйцо) или оолитов. Среди оолитовых образований можно различить три типа:

Наиболее распространенные типичные оолиты — обычно известковые с центральной ядром, ясными концентрирами, с четкими не волнистыми границами, небольших размеров (около 0,5 мм в диаметре) (фото 155). Более редкие крупные (до 2—10 мм) их разновидности называют пизолитами (пизум-горох).

2. Крупные образования такого же типа, но обычно менее правильной формы, с нечеткими контурами, с волнистыми границами слоев — часто без центрального ядра, сложенные минералами водной окиси железа, глиноземными, шамозитовыми, иногда марганцевыми минералами — часто называют бобовинами (фото 145).

3. Образования, на первый взгляд очень похожие на типичные оолиты, известковые, но без концентрического строения и центрального ядра часто называют псевдооолитами или оолитоидами (фото 172, 173).

О происхождении облитовых образований было высказано много мнений, основанных на их изучении и на специальных опытах. Разные типы их образуются, вероятно, разными способами.

Типичные известковые оолиты. Размер зерен обычно почти одинаков, реже наблюдаются зерна двух и более размеров. Форма в типичных случаях почти сферическая, но бывает эллипсоидальной лепешкообразной, плоской или угловато-округлой, что объясняется либо формой первоначального ядра ооида (фото 157), либо (реже) сдавливанием в осадке еще пластичного зерна. В центре ооида находится обычно какое-либо постороннее тело: песчинка, обломок раковины, реже пустота (может быть, пузырек воздуха, икринка или эпигенетический кристалл кальцита, заполнивший полость. Часть ооида, окружающая центральное тельце, обычно имеет четкое концентрическое строение в виде ряда облекающих друг друга скорлупок (фото 155). Сравнительно редко они прозрачны, светлые в проходящем свете, так как слагаются однообразно тангенциально или радиально ориентированными кристалликами. Гораздо чаще они сложены беспорядочно расположенными микрораскристалликами карбоната и в проходящем свете почти непрозрачны. Иногда наблюдается чередование светлых и мало прозрачных концентров. В очень редких случаях все оолитовое зерно перекристаллизовано в один кристалл. В других случаях перекристаллизованы и превращены в скопление более крупных светлых, беспорядочно расположенных кристалликов кальцита, отдельные пачки слоечков (фото 155). Концентрическое строение наблюдается всегда, кроме тех случаев, когда оно уничтожено позднейшей перекристаллизацией или грануляцией. Слоечки-концентры, как и любая слоистость, отражают периодичность процесса выпадения «осадка» на центральное зерно, изменения состава выпадавшего материала, появление посторонней примеси, и т. п. Иногда, кроме первоначального концентрического строения, наблюдается вторичное — радиальное расположение, возникающее в результате роста кристалликов, вытягивающихся в радиальном направлении. Лишь очень редко при сильной раскристаллизации сохраняется одно радиальное строение, превращающее оолит в прозрачный сферолит. Так же редко радиально перекристаллизованным или гранулированным (т. е. превращенным в беспорядочно расположенные микрозернышки) оказывается не весь оолит, а только некоторые пачки его слоев — концентров. Эти случаи могут объясняться остановками в росте оолита, во время которых он подвергался перекристаллизации или грануляции.

Условия образования оолитов этого типа не возбуждают особенных сомнений. Крупные их разновидности — пизолиты — образуются почти на наших глазах в движущейся воде горячих источников и в других аналогичных условиях. Они показывают, что образования такого типа могут возникать путем повторного химического выпадения слоечков  $\text{CaCO}_3$  из пересыщенной воды, особенно если она находится в движении. Движение воды способствует выпадению в осадок углекислого кальция, который даже из сильно пересыщенных, но спокойных вод выпадает с трудом. Вполне убедительно поэтому господствующее представление о том, что и морские известковые оолиты образуются в морях с теплой, хорошо прогреваемой и находящейся в постоянном движении водой, т. е. на небольших глубинах в прибрежной полосе, где содержание  $\text{CaCO}_3$  достигает резкого пересыщения, многочисленные известковые зернышки являются центрами кристаллизации, а движения воды благоприятствуют выпадению  $\text{CaCO}_3$ . Предположение об образовании оолитов во взвешенном состоянии в движущейся воде объясняет правильность их формы, равномерность развития концентров и обычно равную величину зерен. Оно

подтверждается и нередкой примесью в оолитовых известняках обломанных или разбитых оолитов. Рост зерен прекращается после того, как они достигают определенной величины и вследствие возросшей тяжести падают на дно и больше не поднимаются. Приуроченность современных известковых оолитов к теплым мелким водам (береговая полоса Красного моря, побережье Флориды, Большое Соленое озеро США, восточный берег Каспия, Аральское море и т. д.) подтверждает эти соображения. Они были подтверждены и специальными опытами (Кауфман), при которых из пересыщенных нагреванием растворов движущейся воды со взвешенными в ней песчинками на последних отлагались концентры  $\text{CaCO}_3$  и получались настоящие оолиты.

В Советском Союзе Рожковой и Соловьевым были поставлены несколько иные опыты. После сливания двух искусственных растворов в определенной пропорции наблюдалось выпадение кальцитовых арагонитовых и доломитовых сферических телец. Образование их происходило не во взвешенном состоянии, а в спокойной среде уже в осадке в результате его дифференциации. Как правило, возникшие таким образом сферы были лишены концентрического строения и центрального тела и, таким образом, являлись скорее псевдооолитами. Однако и от последних они отличались тем, что при скрещенных николях в них наблюдался темный крест, указывающий на сферолитовое строение. Лишь в некоторых случаях, при наличии в растворе загрязняющего вещества или вследствие периодического изменения химической среды в процессе выпадения осадка, замечались слабо выраженные следы концентрической слоистости, обусловленной небольшими изменениями в составе выпадавшего материала.

Из сказанного можно сделать вывод, что типичные известковые оолиты образуются, как правило, в движущейся воде, путем постепенного осаждения слоечков микрозернистого осадка. Однако, видимо, частью и они образовывались или «дорастали» уже после выпадения, в условиях диагенеза. Это доказывается существованием «комплексных известковых оолитов», т. е. комочков, состоящих из нескольких оолитов, одетых общей оболочкой, состоящей из нескольких концентров. Большие размеры этих образований не позволяют предполагать, что они формировались во взвешенном состоянии, — видимо, в связи с этим и форма их далека от сферичной и приближается к форме «бобовин».

Оолиты, пизолиты и «бобовины» окислов и силикатов железа, окислов алюминия, марганца и фосфатных минералов отличаются от известковых (фото 39, 43, 47, 49, 50) большими размерами, часто отсутствием центрального постороннего тела, неправильными очертаниями, нечеткими волнистыми границами концентров и нередко смешанным составом, слагаясь из чередующихся слоечков разных минералов. Комплексные оолиты здесь часты. Хотя было бы не трудно подобрать экземпляры известковых и шамозито-гиббситовых оолитов вполне сходные по облику, все же, рассматривая их в целом, нельзя не заметить существенных морфологических различий между ними. Особенности их внешнего облика и строения указывают на обычно иные условия образования — вероятно, в результате коагуляции коллоидальных частиц этих соединений, менее растворимых, чем  $\text{CaCO}_3$ . Это предположение легче объясняет и чередование в одном пизолите слоечков, сложенных разными минералами и потому различно заряженных и осаждавших друг друга. В некоторых, более редких случаях, таким образом сменяясь с другими минералами, могли выпадать и соединения свинца или цинка. Высказывалось предположение и о том, что образование оолитов этого типа связано с жизнедеятельностью бактерий, а их слоистость отражает периодичность жизненного цикла бактерий.

Псевдооолиты, т. е. маленькие сферические образования без центрального ядра, сложенные микрозернистым кальцитом, лишённые кон-

центрического и радиального строения могут иметь различное происхождение. Возможно предположение, что они образуются в процессе выпадения известкового осадка (опыты Рожковой и Соловьева), что они представляют собой окатанные обломочки свежес выпавшего известкового ила, что они возникают в результате грануляции (превращения в микрозернистое состояние) обычных известковых оолитов, однако, вероятно, в подавляющем большинстве случаев они являются в действительности фекалиями (экскрементами) мелких морских животных.

На оолиты, или скорее на «бобовины», иногда чрезвычайно похожи маленькие неправильно сферические желвачки с волнисто-концентрическим строением, образуемые некоторыми водорослями (см. фото 86). Эти образования, не имеющие ничего общего с оолитами, были причиной распространенного одно время мнения об органогенном происхождении оолитов.

## МАКРОТЕКСТУРЫ

### СЛОИСТОСТЬ

#### Общие понятия

Наиболее распространенной и важной как текстурой, так и макротекстурой является слоистость — характернейшая особенность подавляющей части осадочных пород. Немного найдется геологов, которые не были бы уверены, что они исчерпывающе знают, что такое слоистость. Однако несомненно, что на вопрос, сколько слоев видно на рис. 96, разные геологи дадут различные ответы. Вопросы, связанные со слоистостью, не просты. Достаточно геологу попытаться описать в поле разрез не по старинке, а учитывая требования современного литологического подхода, полно и точно характеризую породы и разбивая их на слои, и он сразу убедится, что перед ним встает ряд сложных вопросов. Что надо выделить и занумеровать как слои в породе, состоящей из тончайших (1—2 мм) слоечков или линзочек разного состава, но с некоторым преобладанием то одного, то другого компонента (слоистость неясная)<sup>1</sup> (фото 143; 144; рис. 96); или в однородной мономинеральной породе (толщиной примерно от 30 см до 3 м), в которой заметны в разрезе горизонтальные полосы, резко обогащенные раковинами или конкрециями, но никаких следов горизонтальных плоскостей разделения нет; или в абсолютно (даже в шлифе) однородной мелкозернистой породе мощностью до 6 м, ясно распадающейся на 3 толстые плиты; или в такой же породе, распадающейся в верхней части на 400 плиток (мощностью по 1 см каждая), а внизу на 1000 листочков (по 2 мм каждый); или в разрезе, где две совершенно различные породы (известняк и песчаник), соприкасаясь по неровной границе с причудливыми внедрениями друг в друга, неразрывно прочно спаяны в одну плиту мощностью, допустим, 30 см (фото 99), которая сверху и снизу по горизонтальным плоскостям свободно отделяется от покрывающих ее песков и подстилающего известняка; или в породах, изображенных на фото 98, 100, 104, 106, 13.

Таковы некоторые из вопросов, которые встают при описании обычных горизонтальных слоев. Выделение слоев в разнообразнейших типах кривой слоистости, естественно, еще труднее. Чтобы успешно разбираться в этих сложных, но обычных случаях, надо ясно представлять себе:

1) что такое слоистость и 2) отчего и как она образуется и как изменяется. Имея ясные представления об этом, петрограф сумеет в каждом конкретном случае правильно понять разрез, выделить и занумеровать слагающие его слои. Серьезное изучение слоистости необходимо для

<sup>1</sup> Вассоевич предлагает называть неясно выраженную слоистость «слоеватостью».

решения вопросов стратиграфии, палеогеографии и для технологического использования пород, но сделано в этом отношении пока еще мало.

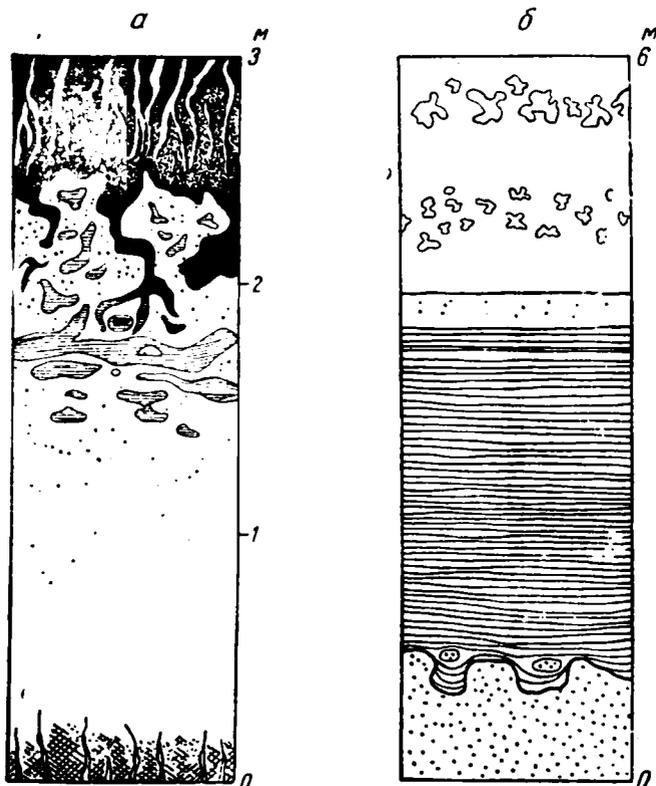


Рис. 96. Слоистость и пластовая отдельность

*а* — схематическое изображение комплексного слоя известняка, возникшего в результате работы корней, неравномерного растворения известкового осадка и нового химического выделения  $\text{CaCO}_3$  (Михайловский горизонт нижнего карбона близ Алексина). Плоскостей разделения нет; *б* — пачка известняковых пород, различающихся по структурным, текстурным и макроструктурным признакам (величина зерен, органично-детритусовый или химический мелкозернистый состав, беспорядочная или микрослоистая текстура и т. д.) и по резко различной мощности пластовых отдельностей — от метровых до тонкоплитчатых

#### Формы проявления и причины возникновения слоистости

Слоистость, т. е. смена материала может выражаться:

1) сменой вещественного или минерального состава ясной и резкой, ясной, но постепенной и, наконец, сменой почти незаметной, вследствие того что один из сменяющихся компонентов присутствует в ничтожном количестве;

2) сменой структуры или текстуры, т. е. изменением величины или формы зерен, появлением органических остатков, следов жизнедеятельности организмов, конкреций, пористости, расположением составных частей породы или иными изменениями ее строения.

Основными причинами образования слоистости являются:

1. Периодичная и не периодичная изменчивость деятельности факторов, подготавливающих, переносящих и отлагающих осадки на континентах — сил выветривания и переноса (ветра, временных потоков; ручьев и рек);

2. При образовании микрослоистой смены материала (толщина слоев доли сантиметра или миллиметра) — смена времен года (например, слоистость глубоководных черноморских осадков, четвертичных ленточных глин и т. п.).

3. Основным фактором образования подавляющей части обычных слоев (измеряемых сантиметрами, десятками сантиметров и, реже, метрами) является тектоническая жизнь Земли. Поднятия суши — области сноса — ведут к изменению климата, усилению размыва, увеличению выноса в область отложения обломочного материала, подавляющего своим объемом химические осадки и т. д. Опускания суши ведут к превращению участков суши в морское дно. Обратные движения приводят к осушению, закрытию проливов, превращению моря в замкнутый опресняющийся или осолоняющийся бассейн, вымиранию фауны, изменению химических условий среды и т. д. При резких тектонических нарушениях оживляется деятельность вулканов и в осадки привносится новый материал.

4. Второстепенными добавочными факторами, лишь иногда влияющими на образование слоев, являются ливни и наводнения, вероятно существующая крупная климатическая периодичность чисто биологический фактор — эпидемии и вымирание или же внезапные вспышки расцвета фауны или флоры, космические процессы.

Перечисленные факторы, переплетаясь между собой, и создают наблюдающуюся в разрезах смену мелких или крупных прослоев разного состава, то обломочных, то чисто химических, то биогенных пород. Однако наблюдаемая в породах слоистость создается не только отложением, которое обычно является лишь первым этапом слоеобразования. Во многих случаях осевший материал подвергается перемыванию, причем он перемешивается или сортируется и получает новую текстуру, т. е. слоистость иногда, в зависимости от гидродинамических условий среды, очень сложную. В мелком море сильное волнение может разбивать даже затвердевший осадок и создавать массивные «слои» сингенетических брекчий (фото 16). Полуужидкие вязкие осадки в этих условиях образуют толщи, в которых вместо ясной слоистости наблюдаются причудливой формы включения более вязкого осадка (например, глины) в массу более рыхлого (песок и т. п.) (фото 100). В областях с богатой фауной<sup>1</sup> перерывающих осадок илоедов первоначальная слоистость сильно изменяется или уничтожается и либо возникает вторичная слоистость, создаваемая их жизнедеятельностью (фото 101—102), либо образуются породы, лишенные слоистости, как мел (фото 158). Кроме того, первичная слоистость отложения нередко изменяется или даже уничтожается передвижениями вещества в процессах диагенеза. Таким образом она, как правило, может сохраняться лишь там, где осадок быстро затвердевает, или где его накопление идет так быстро, что илоеды не успевают его перерабатывать или где они отсутствуют и где нет заметных движений воды, т. е. на значительных глубинах или в полузамкнутых водоемах и озерах, где органический мир отсутствует или изобилует лишь в виде мелких бесскелетных форм, которые, разлагаясь, сами создают микрослоистую массу осадка. Наличие в породе первичной микрослоистости указывает на то, что в месте отложения осадка существовали указанные условия. Примером являются глубоководные осадки Черного моря с их ясно выраженной микрослоистостью (фото 18 № 1) ленточные глины, отложения приливной зоны и другие породы, описанные в главе о диагенезе.

### Пластовая отдельность

Одна из существенных причин трудностей, возникающих при описании слоистости, заключается в том, что в геологической литературе термин «слой» употребляется для обозначения двух разных явлений: а) сме-

<sup>1</sup> Илоеды могут пропускать сквозь свой кишечник на поверхности дна 1 м<sup>2</sup> до 6—12 кг осадка за год.

ны материала и б) наличия плоскостей разделения. Эти явления связаны между собой, но не совпадают. Какое из них следует обозначать термином «слоистость», не установлено. Даже в новейших работах они иногда не различаются. Для геолога слоистость — это прежде всего смена материала; для техника, рабочего в карьере — это прежде всего наличие плоских тел, ограниченных сверху и снизу плоскостями разделения, по которым они легко отделяются друг от друга. Такое смещение понятий необходимо ликвидировать. Для этого всего проще было бы называть явления разными словами, что и делается местами за границей. Однако укоренившиеся термины легко не меняются, тем более трудно решить этот сложный вопрос. Во всяком случае, здесь термином «слой» мы будем обозначать смену материала, а тело, ограниченное плоскостями разделения, будем выделять как «пластовую отдельность» (плиту, плитку, лист — в зависимости от толщины), так как обособляющие его плоскости в сущности не что иное, как плоскости отдельности осадочного происхождения.

Слоистость и пластовая отдельность тесно связаны между собой, причем смена материала (слоистость), иногда незаметная, и является главной причиной появления пластовой отдельности. Уже в осадке и в первых стадиях жизни породы отдельность закладывается в ней в виде смены материала, но обычно не сказывается до тех пор, пока не будет как бы «проявлена» действием внешних сил. Примеры этого дают керны скважин, представляющие собой иногда сплошные каменные стержни длиной в несколько метров, тогда как те же породы в естественных обнажениях, где они уже «проявлены», распадаются на ряд пластовых отдельностей (плит, плиток и т. д.).

В качестве иллюстрации можно привести типичное для подмосковных визейских известняков чередование массивных (притом более твердых, точнее крепких) слоев мощностью 0,25—0,30 м с более мягкими, примерно той же мощности, распадающимися по многочисленным не выдержанным по простирацию плоскостям разделения на тонкие плитки, переходящие в средней их части в листочки и плиточки (рис. 97, фото 98). Макроскопически, кроме различия в крепости и связанной с ней разницы в окраске, оба слоя мало отличаются друг от друга. В шлифах же их строение, схематически изображенное на рис. 97, различно. Массивные слои состоят из беспорядочно расположенных округлых раковин фораминифер, сцементированных зернами кальцита. Плитчатые слои состоят из плоских обломков раковин (брахиопод, остракод, фораминифер и др.), расположенных параллельно слоистости<sup>1</sup>. Переход от одной породы к другой совершается постепенно путем перемешивания их компонентов. Такое строение объясняет различное поведение обеих пород в отношении раскалывания по плоскостям отдельности. Микрослоистое строение обуславливает распадение на листочки. В переходной зоне возникают более редкие и невыдержанные расколы. Порода с беспорядочным строением совсем не распадается на плитки или листочки.

Сказанное дает указания, как следует выделять слои в приведенных на стр. 159 примерах. На фото 99 мы видим плиту, сложенную двумя слоями прочно спаянными, но разделенными длившимся быть может миллионы лет перерывом в осадкообразовании и размывом. Противоположный случай распадаения на плитки (пластовые отдельности) однородной известняковой породы (см. рис. 96, б; см. также рис. 91) объясняется, вероятно, тем, что отсутствие смены пород лишь кажущееся. Очень внимательное изучение, возможно, обнаружило бы между плитами однородного известняка следы тончайшей пленки («смазки») глинистого мате-

<sup>1</sup> Раздавленность раковин и параллельное расположение их обломков в этих слоях объясняется, вероятно, тем, что они затвердевали медленнее фораминиферовых, а потому и подвергались раздавливанию под тяжестью накапливающихся над ними слоев.

риала. Она показала бы, что отложение однородного микрозернистого известкового материала дважды резко сокращалось или временно прекращалось, а отлагалась лишь примелькавшаяся к нему и ранее в таком же ничтожнейшем количестве и потому незаметная глинистая примесь.

Какие факторы проявляют в породе, как реактив фотографическую пластинку, скрытые в ней плоскости отдельности? Главными являются три: 1) поверхностное выветривание, 2) действие подземных вод, 3) иногда сильно возросшее вертикально направленное давление вышележащих толщ.

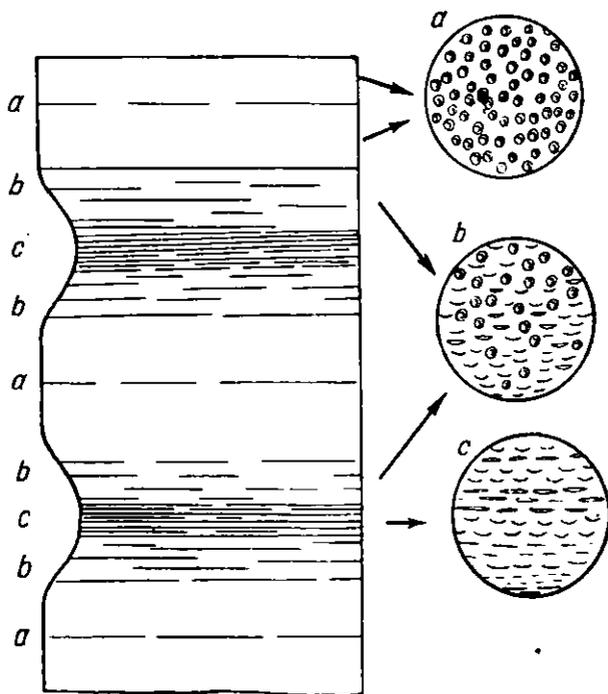


Рис. 97. Непрерывная периодическая слоистость, обусловленная чередованием толстослоистых, переходных и плитчатых известняков (по Швецову). Кружки справа (а, в, с), изображающие строение известняков в шлифах, показывают, что различия пластовых отдельностей обусловлены здесь их структурами и текстурами. Плитчатые известняки, легче разрушаясь, дают впадины в профиле разреза

В недислоцированных областях под воздействием направленного вертикально давления вышележащих толщ могут развиваться расколы отдельности по горизонтальным плоскостям. Естественно, прежде всего они проявляются там, где их развитию благоприятствуют состав и строение породы. Подземные воды, передвигаясь преимущественно по границам между слоями, местами выделяют осадки, но местами и выщелачивают растворимые элементы и иногда ослабляют связь между слоями.

Поверхностное выветривание, разрушая связь между частями породы, наиболее энергично проявляет свое действие по тем направлениям, где агенты выветривания находят для себя наиболее легкий доступ. Образованию пластовой отдельности благоприятствует и неравномерность хода осадконакопления. Замедление или временное прекращение отложения даже одного и того же материала создает благоприятные условия для образования плоскостей разделения.

## Периодическая (ритмично-циклическая) слоистость

Одним из обычных свойств осадочных толщ является периодичная, закономерная повторяемость («ритмичность», или «циклическость») слагающих их слоев или пачек слоев с однообразным «набором» пород, лишь незначительно изменяющихся от пачки к пачке. Причина этого в том, что ход осадкообразования обусловлен закономерной сменой природных явлений, большей частью периодичных. Известную роль среди них играют процессы космического характера (периодические колебания солнечной радиации), но главным образом тектонические (повторения крупных периодов горообразования и постоянная мелкая пульсация земной коры), а отчасти сезонно-климатические. Полного тождества в повторяющихся циклах никогда нет. Они отражают поступательный ход процесса, совершающегося не по кругу, а по спирали. Каждый новый ритм (цикл) обычно почти неощутимо, но все же в чем-то отличается от предшествующего, начинаясь при уже несколько изменившихся условиях. Чередование слоев в периодически построенных толщах может быть непрерывным и, следовательно, симметричным (см. рис. 97) или прерывистым с пропусками вследствие отсутствия отложения или размывов (рис. 98). Иногда эта периодичность мелкая (например, микрослоистость глубоководных осадков Черного моря или «ленточных глин»). Чаще мощность ритмов (циклов) измеряется десятками сантиметров (во флише) или метрами (в угленосных толщах) и сотнями или тысячами метров в крупных разделах (системы, отделы, ярусы) истории Земли.

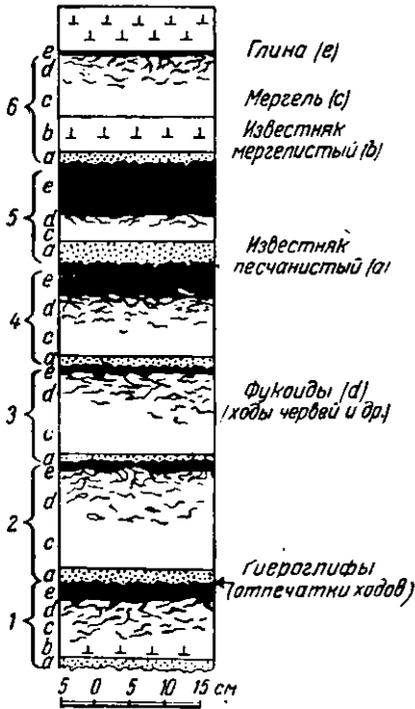


Рис. 98. Прерывистая периодичность слоистости. Флишевые ритмы (по Вассоевичу)

Особенно четко выражена и потому давно замечена чисто тектоническая периодичность флишевых толщ (см. рис. 98, описывается ниже на стр. 332), развитых лишь в некоторых частях геосинклиналей и образованных в определенную стадию их развития. Толщи флиша, представляющие как бы ритмограмму тектонического развития геосинклинали, слагаются бесконечно чередующимися тонкими (около 1 м) пачками, состоящими из трех-четырех однообразно расположенных пород, начиная от грубозернистых, лежащих на поверхности размыва.

Менее резко, но все же ясно проявляется периодичность в угленосных толщах. Здесь пачки — ритмы слоев, образовавшихся в прибрежно мелководной области, также обычно ложатся на поверхности размыва, но отличаются большей мощностью и составом пород (пески, глины, угли, органогенные известняки).

Периодичность строения этих толщ помогает при их стратиграфических сопоставлениях, затрудненных обычно отсутствием в них морских раковин и используется для выяснения условий образования угольных залежей, а также и при поисках и разведке углей (циклический анализ).

С проявлениями менее заметной периодичности в строении удаленных от берега известняковых толщ мы познакомились (см. рис. 97) на примере известняков карбона Русской платформы. Она часто отличается

от двух только что описанных типов периодичности своим обычно непрерывно-симметричным характером, что объясняется отсутствием глубоких размывов и однообразием пород. Иногда, например, среди песчано-глинистых пород мезозоя Русской платформы, где состав пород еще более однообразен и мало изучен, а размывы очень часты, она пока едва улавливается.

Изучение периодичности облегчает и делает более осмысленными описания разрезов. Оно, во-первых, позволяет их сокращать, ограничивая лишь теми пачками, которые существенно отличаются от предыдущих; во-вторых, дает возможность выяснять общий ход всего процесса осадкообразования, затушеванный бесконечными повторениями, и тектоническую историю района, точной записью которой и являются периодичные толщи; в-третьих, позволяет выяснять и другие черты менявшейся среды, т. е. палеогеографию района (колебания климата, изменения областей сноса и т. д.) и, в-четвертых, позволяет использовать полученные сведения для стратиграфических сопоставлений, так как процессы, отраженные в записи разреза, обычно протекают однозначно на достаточно обширной территории.

### Косая слоистость

Кроме обычной горизонтальной слоистости, существует разнообразного вида неправильно-волнистая и косая слоистость. Так как ее различные формы отражают характер движений среды, из которой отлагался осадок, она давно привлекала к себе внимание исследователей, пытавшихся найти в ней указания на условия образования пород. На основе немногих наблюдений и умозрительных соображений создались представления о типах косой слоистости, свойственных отложениям дельт, русел, пойм, потоков, морского побережья и дюн. Эти схемы были сведены в 20-х годах Жемчужниковым и получили широкую известность. Однако дальнейшее изучение вопроса показало, что они очень упрощены и во многом далеки от действительности. Ценный вклад в изучение косой слоистости недавно внесли сотрудники экспедиции АН СССР, изучавшей под руководством Жемчужникова и Яблокова угленосные толщи Донбасса и производившей при этом целеустремленные наблюдения над их слоистостью. Эти работы показали, что по характеру слоистости можно с уверенностью узнавать русловые аллювиальные отложения, осадки потоков и устьевых частей рек, а при учете других признаков — с большой вероятностью и пойменные.

По своему строению косая слоистость существенно отличается от горизонтальной. Обычные слои, вытягивающиеся на десятки километров и более, среди них отсутствуют. В русловых и частью пойменных отложениях их заменяют сравнительно очень короткие линзообразные, быстро выклинивающиеся пласты, состоящие из расположенных косо под крутым углом (иногда до  $45^\circ$ ) к их поверхности чередующихся коротких и тонких слоечков. Эти слоечки, придерживаясь предложения Вассоевича, можно называть «слоиками (слоёк)», а слагаемые ими пласты или линзы «пачками слойков». Наклон слойков в руслах всегда направлен вниз по течению. Закономерная смена материала в них (песок, алевроит, иногда глина) отражает колебания в скорости течения, а верхняя и нижняя границы пачек, часто отделенных друг от друга почти горизонтальными тонкими прослоями глинистого материала, отмечают резкие замедления скорости движения воды. В разном направленном разрезе тех же слоев косая слоистость имеет совершенно разный вид. Так, в поперечных к течению разрезах те же косые слойки залегают горизонтально или полого, дугообразно изогнуты либо вверх, либо вниз. Изогнутость их объясняется тем, что они возникают в результате постепенного перемещения вниз

по реке создаваемых течением песчано-алевритовых валиков (рис. 99, 100). Вследствие завихрения движения при его замедлении в передовой части слойков может отлагаться наряду с тонким алевритом и глинистый материал, переносимый во взвешенном состоянии одновременно с перекачиваемым песком и алевритом (рис. 99; фото 103).

Такого же типа слоистость встречается иногда и в отложениях пойм, но здесь, где движения воды более медленны, косые слойки много поло-

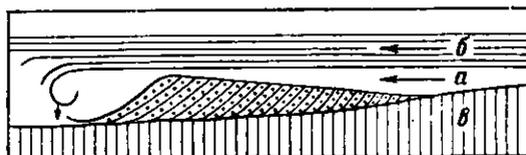


Рис. 99. Схема образования русловой косой слоистости (по Брунс):

*а* — перенос песка волочением по дну; *б* — перенос пелитовых частиц в виде взвеси в воде; *в* — дно. У переднего края происходит отложение частиц взвеси вследствие завихрения

же, а расположение их менее правильно. Пачки слойков в поймах имеют обычно большее протяжение и приближаются по форме к обычным слоям, а косые слойки внутри их замещаются пологой или волни-

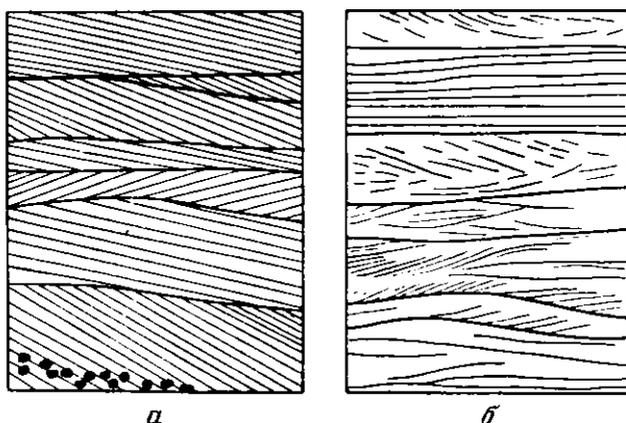


Рис. 100. Схемы слоистости:

*а* — слоистость русловых отложений (четвертичная терраса низовьев Дона (по Ботвинкиной и др); *б* — слоистость пойменных отложений

стой, мелкой, неясной неправильной внутренней слоистостью, часто до неузнаваемости нарушенной многочисленными ходами животных и корней, а также взмучиванием и перемешиванием осадка (фото 104, 105, 106). Иногда слоистость пойм изображают в виде ряда коротких пологих мульдочек, сложенных вложенными друг в друга изогнутыми слойками и врезающихся друг в друга (Ботвинкина) (рис. 100, б). От русловых отложений пойменные всегда отличаются большей тонкозернистостью (алеврит и пелит). В отложениях стариц черты, отличающие слоистость пойменную от русловой, еще усиливаются. Слоистость пойм, в отличие от русловой, сама по себе недостаточно характерна для отнесения породы к речным осадкам.

Озерная слоистость часто похожа на пойменную, нередко отличаясь от нее хорошо выраженной четкой периодичной микрослоистостью, но часто близка и к прибрежно-морской. Последняя еще менее характерна.

Она возникает в результате быстрой смены разно направленных движений воды и, как ее обычно изображают, представляет в разрезах любого направления ряд вложенных друг в друга или пересекающихся пологих мульдобразных пачек, состоящих из таких же мульдобразных слоев (рис. 101).

По своему рисунку к ней очень близка еще менее изученная эоловая слоистость, также представляющая результат перемещения материала меняющимися движениями (ветра). Для нее обычно характерна разномасштабность состава. Морские и эоловые отложения петрографически различают не по слоистости, а по составу и характеру распределения в слоях слагающего их материала.

Кроме обычной косой слоистости, существует микрокосая слоистость, хорошо различимая лишь в шлифе, а также — как редкость — прямолинейно косая (вероятно, низовьев рек и, быть может, эоловая) настолько крупного масштаба, что может быть принята за результат тектонического смещения.



Рис. 101. Слоистость прибрежно-морских отложений Доно-Маньчжурского залива (по Ботвинкиной и др.)

При изучении русловой слоистости необходимо измерять азимут падения косых слоев, так как это позволяет восстанавливать направление течения отложившей их реки. В дислоцированных областях такие измерения также возможны, но сложнее [11]. Наблюдения необходимо сопровождать зарисовками и фотографиями, ориентируя их по странам света и не забывая, что одна и та же пачка слоев будет давать разные рисунки в разрезах разного направления. Кроме того, нельзя забывать, что даже в лучших случаях один лишь рисунок (тип) слоистости без изучения породы, а также покрывающих и подстилающих ее толщ, не может решить вопрос об условиях ее образования.

### Ложная слоистость (сланцеватость, явления Лизеганга, скорлуповатость)

Те же факторы, которые выявляют первоначально незаметную пластовую отдельность, могут иногда затушевывать и ее и самую слоистость и создавать вместо них ложную слоистость или ложную пластовую отдельность. Так, тектоническое давление в горных областях, направленное под углом к плоскости напластования, создает косые расколы (кливаж, сланцеватость) и соответственно отдельности, которые иногда совершенно затушевывают не только пластовую отдельность, но и слоистость, и могут быть приняты за пластовую отдельность по слоистости, что может приводить геологов при работах в тектонических областях к крупным ошибкам.

Подземные воды и растворы, распространяясь под углом к плоскостям напластования и неравномерно в зависимости от структуры, текстуры и пористости пород, также иногда создают причудливую ложную слоистость в результате выпадения пленки осадка, чаще всего гидроокиси железа. Если выпадение происходит периодически, а выпавшее вещество окрашивает и цементирует породу, то образовавшиеся пленки осадка иногда очень похожи на настоящую слоистость. Их можно отличить от нее, во-первых, если сохранились следы истинной слоистости, во-вторых, по местному характеру явления и, в третьих, по закругленной, причудли-

вой поверхности лжеслоечков, по которым порода может распадаться на вложенные друг в друга железистые черепки (рис. 102, 103). Такие периодически повторяющиеся выпадения какого-либо вещества из раствора носят название «явлений Лизеганга». Объясняют его обычно так. Раствор, поступивший в осадок или породе, реагирует с имеющимися в них

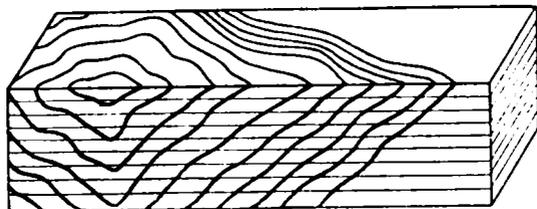


Рис. 102. Схема куска породы, где слабо выраженная горизонтальная слоистость затемняется секущими ее ритмическими выделениями солей, создающими ложную слоистость с распадением на волнистые пластинки. По Швецову

веществами. После выпадения продукта реакции реагент, находившийся в породе, оказывается исчерпанным на некотором пространстве, а реагент раствора распространяется далее, пока он не дойдет до зоны, где имеется достаточное количество еще неисчерпанного реагента породы и где снова происходит реакция и выпадение осадка и т. д. Явление Лизеганга широко распространено в осадочных породах и, создавая видимость слоистости, иногда вводит в заблуждение геологов, особенно при изучении кернов, где небольшая протяженность лжеслоечков и причудливость их поверхности мало заметны.<sup>1</sup>

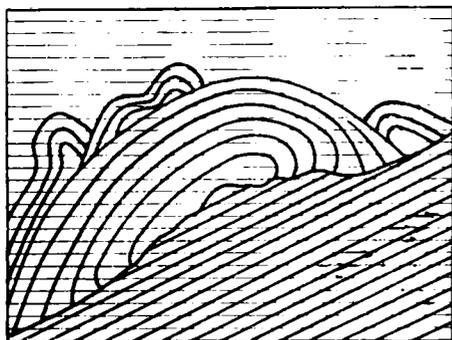


Рис. 103. На фоне едва заметной горизонтальной слоистости песчаника резко выделяется косая и причудливо изогнутая ложная слоистость выделения пленок окиси железа (учебная коллекция МГРИ)

выветривании, при усиленной инсоляции, при частых сменах отложения растворением и т. п. Ее образованию способствует и реакция Лизеганга.

#### МАКРОТЕКСТУРЫ СЛОЕВ И ИХ ПОВЕРХНОСТИ, ПОМОГАЮЩИЕ ОПРЕДЕЛЯТЬ ВЕРХ СЛОЯ И УСЛОВИЯ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

Движения воды, воздуха, диагенетические перемещения вещества, кристаллизация минералов и другие неорганические процессы, а также жизнедеятельность организмов изменяют текстуры и макротекстуры осадков и оставляют в них или на поверхности слоев следы своего воздействия. Внимательное рассмотрение этих текстур часто позволяет получить ценные сведения об условиях образования породы и отличить ее верхнюю поверхность от нижней, что имеет иногда огромное значение при работе в тектонических районах. Как очень важные особенности осадочных пород эти текстуры должны тщательно описываться, измеряться

<sup>1</sup> Стоит отметить, что при изучении кернов возможна и другая ошибка: следы вращения в виде поперечных нарезок на керне могут быть ошибочно приняты за слоистость.

и зарисовываться с указанием их ориентировки при полевой работе и дополнительно изучаться при камеральной обработке. Число этих текстур и следов очень велико и здесь лишь для примера описываются только главные из них. Более подробные сведения о них можно получить в сводке Широка [13], в работах по флишу [86, 87], по слоистости [98] и др.

### Ископаемая рябь

Рябью (распространенное, но ошибочное название «волноприбойные знаки») называют грядки, образуемые на поверхности рыхлого осадка движениями воды или ветра. Так как они могут давать указания на условия образования осадка и позволяют различать верхнюю и нижнюю поверхности слоя, их изучению посвящена довольно обширная литература.

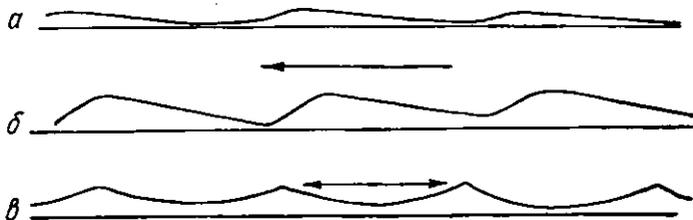


Рис. 104. Схематическое изображение ряби:  
а — эоловой; б — течений; в — волнения

Основными типами ряби являются: 1) рябь эоловая, 2) рябь течений, 3) волновая рябь и 4) рябь перекрестная.

Эоловая рябь несимметрична. Она отличается небольшой амплитудой колебания; отношение высоты к длине волны от 1:20 до 1:50 (рис. 104). Длина обычно не больше нескольких сантиметров и лишь в грубых песках может достигать 25 см. Расположение волн близко к параллельному. На гребнях песчинки часто грубее, чем в желобках.

Рябь течений — речных и морских — обычно приближается по облику к эоловой ряби, но отличается большей амплитудой (1:4 до 1:10), т. е. большой крутизной. Длина волны обычно несколько сантиметров, иногда не больше 1 мм, а в отдельных случаях достигает многих метров. Пологий склон падает против течения. В отличие от эоловой ряби, более грубые зернышки собираются в желобках. Может образовываться на различных глубинах вплоть до очень значительных (800 м) и вероятно, глубже, если там имеются течения (фото 7). Крупная рябь течений встречается крайне редко. Форма ее обычно такая же, как и мелкой ряби, иногда частью симметричная. Образуется в условиях очень сильного течения.

Разновидностью ряби течения является «рябь язычками» с как бы раздавленными гребнями. Она образуется лишь в мелкой воде на поймах, в приливной полосе, в заливах (фото 107).

Волновая рябь отличается от ряби течения симметричностью. Она представляет собой ряды острых гряд, разделенных широкими ложбинами. По середине последних иногда вытягиваются более низкие, также острые гребни (рис. 105, а; фото 108). Изображаемые в некоторых руководствах выпуклые кверху пологие гребни в действительности являются слепками волновой ряби и их «верхняя» поверхность — нижней. Длина волн колеблется в зависимости от глубины и силы волнения. Короткие волны образуются как в мелкой, так и в глубокой воде, длинные могут образовываться лишь в более глубоких водах.

Волновая рябь образуется лишь под действием волнения. Передаваясь в глубину, круговое движение волн переходит в движение по эл-

липсу и, наконец, почти по горизонтальной линии, в результате чего возникают симметричные гряды ряби. Глубины, на которых встречается волновая рябь, значительно меньше глубин, на которых образуется рябь течений. Особенно обычна она в мелких озерах, где может покрывать огромные площади. По ее форме легко различать верхнюю и нижнюю поверхности слоя.

Перекрестная рябь возникает при наложении на ранее образованную новую ряби другого направления или в результате разложения волны на две системы перекрещивающихся колебаний, что наблюдается там, где в очень мелкой воде движение ограничено угловатыми рамками берега.

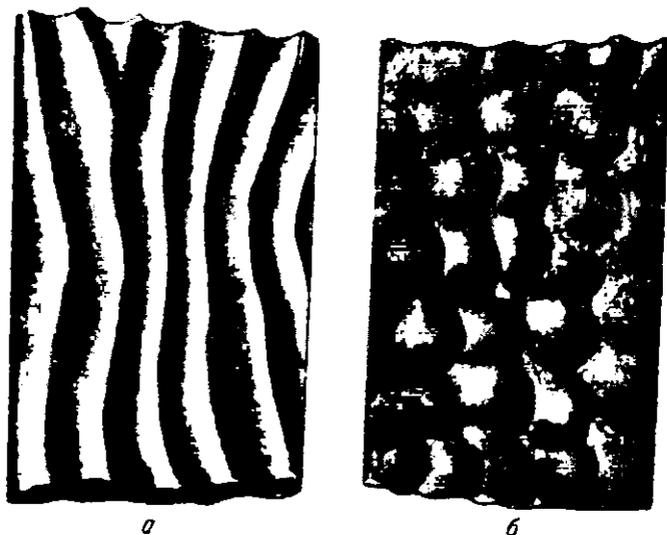


Рис. 105. Плитка известковой породы со следами на верхней плоскости (а) симметричной ряби волнения, на нижней (б) — перекрестной ряби (бугорки). Уменьш. в 4 раза. Палеозой Сибири, образец Зегебарта

Обычно перекрестная рябь представляет собой неправильные ряды многоугольных ямок, образованных пересекающимися системами гребней. Размеры ямок колеблются в пределах нескольких сантиметров (рис. 105, б). Эта рябь, которую иногда принимали за «лягушечьи гнезда», характерна для мелководных заливов, мелких прудов и луж. На разных сторонах одной плитки иногда можно наблюдать следы ряби разных типов, отражающие изменения в характере движения воды (см. рис. 105).

При наложении на рябь с относительно большой длиной волны мелких знаков ряби другого происхождения на фоне первоначальной ряби возникает усложняющий ее мелкий узор.

Для образования разных типов ряби в осадках требуется: 1) чтобы осадок не был покрыт растительностью или защищен каким-либо иным способом, 2) чтобы он не был ни слишком грубым, ни слишком мелким, 3) чтобы движение на дне было определенной силы — ни слишком большим, ни слишком слабым при данной величине зерен осадка.

При возрастании скорости течения, создающего нормальную «рябь течений», наступает момент, когда приходит в движение не только поверхностный слой песка, дающий рябь, но и подстилающая его толща песка. В результате рябь исчезает, и поверхность дна становится гладкой. При дальнейшем увеличении скорости снова возникает рябь, волны которой, вследствие подмыва вихревым движением с нижней стороны, передвигаются обратно течению. При новом увеличении скорости до опре-

деленной величины возникают огромные волны, движущиеся снова по течению. При ослаблении течения они и дают упомянутую выше крупную рябь.

Несомненно, что рябь образовывалась на поверхности слоев гораздо чаще, чем мы ее встречаем. Необходимы особенно благоприятные условия для того, чтобы она могла сохраниться, и прежде всего — быстрое накопление осадка.

### Знаки струй

Струи стекающей воды оставляют на поверхности слоя тонкие извилистые дрововидно разветвляющиеся желобки, иногда очень напоминающие отпечатки растений (фото 6). Они образуются на пологих побережьях в результате медленного стекания приливной воды. Их разветвленный конец может быть направлен в сторону материка, и тогда они представляют миниатюрную модель речной сети, и в сторону моря. В этом случае они являются моделью дельты с ее расходящимися руслами. Еще чаще разветвление струй на рукава возникает, когда они встречают препятствие, которое разбивает струю. Знаки струй — характернейшее образование побережья, встречается в ископаемом виде не часто, но дает ценные сведения об условиях образования породы.

### Знаки прибоя

Прибой оставляет причудливо изгибающиеся и разветвляющиеся хребтики песчаного или другого наносного материала. В ископаемом виде знаки прибоя встречаются крайне редко.

### Отпечатки кристаллов

Давно описывались слепки полостей и пустотки от растворившихся кристаллов солей, выделившихся при высыхании воды в осадках и особенно на берегах соленых озер, такыров (фото 4, 12). Они представляют существенный интерес, так как дают указания на условия образования содержащего их осадка и ориентировку слоя.

Реже встречаются радиально или неправильно располагающиеся тонкие палочкообразные отпечатки длиной до 2,5 см и более. Они представляют собой следы кристалликов льда. Совершенно такие же фигуры можно наблюдать весной или осенью в результате промерзания луж и влажной земли и выкристаллизовывания в них льда (рис. 106).



### Отпечатки капель дождя и следы выходов газа

На поверхности глинистых и иловатых пластов наблюдаются иногда небольшие (2—10 мм в диаметре и 1—2 мм в глубину) округлые углубления, часто с приподнятым крутым краем. Наблюдения на современных иловатых поймах, побережьях, лужах показывают, что совершенно такие же отпечатки оставляют на влажной илистой поверхности капли дождя и градины. После высыхания глины отпечатки, засыпанные новым осадком, сохраняются в виде ямок на поверхности слоя, или в виде выпуклых отпечатков их. Наибольшие шансы для сохранения они имеют в условиях жаркого сухого климата (фото 5). Такие же ямки, лишь более крупные и глубокие, оставляет град, но в ископаемом виде его отпечатки описаны не были.

Рис. 106. Следы кристаллов льда в илу (современные)

Образования, очень похожие на отпечатки капель, получаются в результате поднятия из рыхлого осадка пузырьков газов, возникающих при идущих в осадке химических процессах. Получающиеся при этом лунки могут достигать 7 мм и более в диаметре. Они отличаются гладкой поверхностью и обычно отсутствием приподнятого края. При энергичном выделении газов вокруг места выхода образуется не ямка, а округлый бугорок. След поднимавшегося газа иногда также сохраняется в виде узкого каналца, вертикально пронизывающего бугорок, так как пузырьки один за другим следуют по проложенному пути, закрепляя и расширяя его. Эти каналцы не следует смешивать с ходами животных.

### Трещины высыхания

При высыхании на воздухе тонкозернистых осадков (алевроитовых, глинистых, карбонатных и др.), как это часто можно видеть у высыхающих луж, пойм, такыров и даже крупных водоемов, их поверхность растрескивается и покрывается характерным узором пересекающихся трещин. Глубина их обычно незначительна, но может достигать 1 м и более. Разбитые трещинами слои распадаются на ряд полигональных участков — плиток. Размеры полигонов зависят от скорости высыхания, толщины трескающегося слоя, его материала и т. д. При быстром высыхании, большой толщине, отсутствии песка и  $\text{CaCO}_3$  образуются большие участки, ограниченные трещинами. Обычно, высыхая, плитки коробятся, причем их края, в зависимости от того, где высыхание идет быстрее, закручиваются либо вверх, либо (реже) книзу. Иногда на одном участке наблюдаются плитки, закрученные и сверху и снизу. Тонкие плитки могут свертываться в легкие и прочные трубочки, которые разносятся ветром. Попадая в водную среду или во влажные скопления песка, они разворачиваются и превращаются в плоские, листоватые галечки.

Следы растрескивания бывших осадков нередко встречаются среди осадочных пород. Они сохраняются в виде выполнения каким-либо материалом характерной сети полигональных трещин или в виде их отпечатков на слое, покрывшем растрескавшуюся поверхность (фото 10, 11, 12, 13) или, наконец, в виде отдельных плиток, захороненных в вышележащем осадке (фото 109, 110). Небольшие трещины высыхания иного типа могут возникать при диагенетических и эпигенетических процессах внутри пород при их перекристаллизации и в процессах замещения. Даже под водой в результате обезвоживания выпавшего геля в нем могут возникать трещинки («синерезис») обычно, конечно, легко отличимые от трещин субаэрального происхождения. Следы трещин высыхания не только дают важные палеогеографические сведения, но также позволяют различать верх и низ слоя (фото 112, 126, 162).

Разновидность трещин представляют так называемые «нептунические<sup>1</sup> дайки» — большие одиночные трещины, глубоко рассекающие породы и заполненные обломочным материалом. Трещины типичных «песчаных даек» — результат расколов и смещений тектонического или оползневого происхождения.

### Иероглифы механического происхождения

Многие из разнообразных и иногда очень причудливых знаков и узоров, встречающихся на поверхности и реже внутри пластов, особенно во флишевых породах, издавна привлекали к себе внимание исследователей и тем не менее, условия и силы, вызвавшие их образование, оставались загадочными (почему они и получили название иероглифов<sup>2</sup>) или

<sup>1</sup> Т. е. не магматического, а осадочного происхождения.

<sup>2</sup> Иероглифами (гьероглифами) называют непрочитанные фигурные надписи древних народов.

истолковывались неверно. Лишь в последние годы, благодаря, работам многих зарубежных и советских исследователей, из числа последних — особенно Вассоевича, условия образования большей их части были в основном выяснены. Одни из них оказались результатом чисто механических воздействий на осадок, другие («биоглифы») являются следами организмов. Иероглифы могут быть как очень мелкими, едва заметными макроскопически, так и очень крупными с глубиной рельефа в 10 см и более. Иногда они наблюдаются внутри слоя, чаще на его поверхности — преимущественно нижней. В последнем случае они являются следами рельефа поверхности нижележащего слоя. Там, где можно установить, имеем ли мы дело со слепками или с первичным рельефом, легко решается вопрос, залегают ли слои нормально или они перевернуты.

Механические иероглифы часто имеют вид гроздевидных или сосковидных образований (следы неравномерного размыва сильным течением или наплывания полужидкого осадка, рис. 107, 111); или параллельных нарезок, штрихов, тонких или широких линейно вытянутых грядок, иногда пересекающихся и очень причудливых и т. д. (следы волочения).

Иероглифы этих типов позволяют определять направление течения и его характер. На эти механические знаки, немало их усложняя, нередко накладываются иероглифы биогенного происхождения.

Некоторое представление о направлении движения переносящей среды дает также расположение удлиненных и частью уплощенных галек

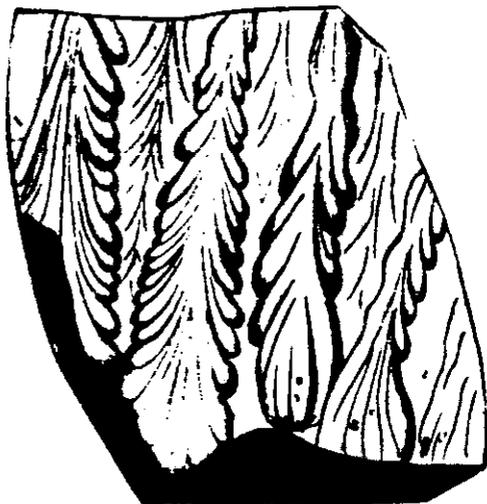


Рис. 107. Механические иероглифы стекания ила. Третичный флиш Закарпатья. Уменьшено в 10 раз.



Рис. 108. Следы течения над размытой глиной вязкого алевролита в виде запутанных и опрокинутых складок. Флиш Закарпатья. Уменьшено в 10 раз.

и раковин. Так подмечено, что в речных отложениях гальки наклонены навстречу течению, на побережьях в сторону к бассейну, а по длине обычно перпендикулярны или параллельны течению. Беспорядочное расположение указывает на отсутствие однообразно ориентированного движения.

Во флишевых толщах в регулярно повторяющихся алевроитовых прослоях, отличающихся особенно большой текучестью, наблюдаются следы течения всего прослоя, что создает своеобразные смятия и закручивания алевроитовой части внутри одной пластовой отдельности (рис. 108).

## Биогенные иероглифы и другие следы, оставляемые организмами

Среди биогенных иероглифов наибольшее внимание привлекали к себе так называемые фукоиды и хондриты, чрезвычайно похожие на веточки растений, или спутанные нити водорослей (см. рис. 74; фото 73, 158), за которые их долгое время и принимали. В действительности они являются следами передвижения животных — пелеципод, гастропод и других, в том числе и крупных, но особенно часто червей. Эти следы могут иметь вид: 1) имеют вид вертикально или косво пронизывающих породу ходов («колодезные структуры») (фото 104, 105, 106, 113, рис. 79); 2) ветвисто разветвляющихся отпечатков или валиков на поверхности или внутри слоя (фото 73, 74, 158); 3) извилистых, расположенных в одной плоскости желобков или валиков тесно примыкающих друг к другу (фото 73, 101), но не пересекающихся («таксофобия» — боязнь соприкосновения); 4) отдельных желобков или каналов, местами уходящих под поверхность слоя («туннели»). Эти ходы обычно сохраняются на нижней поверхности покрывающего слоя в виде слепков, имеющих вид валиков, а внутри слоя — изогнутых палочек, жгутиков, ниточек. Полость ходов заполняется веществом, выпадающим из растворов, или осадком вышележащего слоя, материал которого спускается сверху либо силой тяжести, либо заносится самим животным при его передвижениях. Благодаря этому иногда в ходах сохраняются осадки, полностью размытые в слое, где они отложились первоначально (фото 74). Особенно часто ходы заполняются осадком, прошедшим через пищеварительный тракт илоедов, поглотивших небольшое количество содержавшегося в нем органического вещества. Проработанные таким образом полосы осадка отличаются от окружающей породы своим светлым цветом. При обилии илоедов осадок перерабатывается нацело и уничтожаются все следы его первоначальной текстуры (см. мел. стр. 277), а иногда вследствие пережевывания раковин и структуры. Иногда при этом создаются и новые своеобразные текстуры (фото 101, 102). Наконец, иногда ходы заполняются и отдельными экскрементами в виде маленьких сферических или овальных катышков, которые могут накапливаться в таком количестве, что образуют прослои или значительную примесь к осадку (фото 171, 173). Как ходы илоедов, так и оставляемые животными фекалии могут быть настолько характерными для определенных родов, что они успешно используются для стратиграфических сопоставлений, особенно важных там, где отсутствуют скелетные остатки животных. Таким образом, иногда они оказывают помощь при поисках и разведке полезных ископаемых (стр. 137).

Известно немало и других знаков, оставляемых в породах животными и растениями, в том числе таких, происхождение которых не разгадано. Организмы, оставляющие следы в илу, могут жить на разных глубинах, в том числе на абиссальных, где они иногда при отсутствии других форм переполняют осадок (Атлантический океан) (см. рис. 49). Нередко биогенные иероглифы и следы илоедов переполняют породы, совершенно лишенные скелетных остатков организмов (например, флиш). Это показывает, что соответствующие бассейны не были безжизненными, но условия химической среды в них не допускали существования организмов, обладающих раковинами, либо приводили к быстрому растворению скелетных остатков.

Изучая разрез, геолог нередко замечает, что слои известняков, состоящих из мельчайших обломков раковин, но лишенных хорошо сохранившейся фауны, время от времени прерываются слоем с поверхностью, усеянной целыми иногда идеально сохранившимися тончайшими раковинами, как бы застывшими в прижизненном положении — словно встретился участок древней жизни, как бы внезапно усыпленной каким-то волшебством и сохранившийся неприкосновенным. Волшебницей в этих

случаях обычно бывала мощная буря, внезапно покрывшая донную фауну илом, задушившая ее но и предохранившая от пожирания илоедами (фото 114). Такие поверхности позволяют определять верх слоя.

Из приведенных примеров видно, какое большое значение для выяснения происхождения породы и решения вопросов палеогеографии имеют простые, но внимательные наблюдения над ее особенностями, строением и взаимоотношениями с соседними породами, с фауной и флорой.

Так, расположение на куске коралла мшанок, водорослей или других обрастающих организмов покажет его точное положение в осадке или докажет существование достаточно сильных движений воды, которые могли переворачивать этот обломок. Аулопоры, покрывающие створку спирифера и обращенные отверстиями, как по команде, в одну сторону (рис. 109), доказывают, как справедливо пишет Геккер, что они поселились еще на живой раковине, ориентируясь на ту сторону, где проходил ток воды, создававшийся спирифером. Отсутствие аулопор за пределами утолщенной линии нарастания раковины показывает, что в определенное время условия среды в бассейне изменились в неблагоприятную для животных сторону, причем спирифер их пережил, испытав лишь временную задержку в росте (утолщение линии нарастания), а аулопоры погибли. Так внимательные наблюдения могут открыть исследователю много неожиданных сведений о прошлом. Такие же ценные наблюдения можно делать, рассматривая условия захоронения и более крупных — позвоночных организмов, изучаемые новой наукой («тафономией»). При всех этих наблюдениях необходимо уметь различать, имеем ли мы дело со скоплениями перенесенных трупов (танатоценозы) или с пожизненными скоплениями организмов, живших в одной среде (биоценозы).

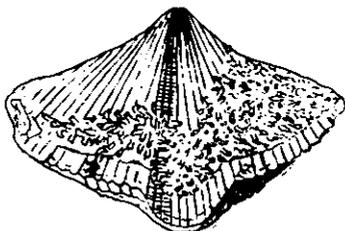


Рис. 109. Колонии коралла (аулопоры), жившие на створках спирифера до определенной стадии роста последнего. По Геккеру.

## МАКРОТЕКСТУРЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ СДАВЛИВАНИЕМ

### Стилолиты и их разновидности (сутуры, парастилолиты)

Стилолиты и сутуры являются одной из важнейших и широко распространенных вторичных макротекстур, которой, однако, в наших руководствах уделяется недостаточно внимания. Сутурами называют мелкозубчатые темные линии, наблюдаемые иногда в поперечных разрезах известняковых пород. Это название они получили потому, что очень похожи в разрезе на «швы» (сутуры), соединяющие черепные кости позвоночных. Расколы по сутурным плоскостям представляют неровные, шероховатые поверхности, обычно покрытые едва заметным налетом глины, которая и окрашивает их (фото 115). Сутурные поверхности обычно располагаются несколько косо к слоистости, меняют свое направление и иногда пересекают друг друга. Они могут быть небольшими, но иногда прослеживаются на значительном протяжении.

Встречаются толщи известняков, переполненные сутурами, при полном их отсутствии в выше- и нижележащих толщах. Это делает их ценным стратиграфическим признаком и указывает на тесную связь их со строением или составом породы. Мелкозубчатые поверхности сутурных плоскостей и покрывающие их глинистые пленочки показывают, что они образовались в результате сдавливания и сопутствовавшего ему растворения породы в ее менее устойчивых участках. Глинистая пленочка — нерастворимый остаток породы. Величина сутурных зубцов разная. Иногда они различимы лишь в шлифе, обычно хорошо видны в обнажении простым глазом, когда их выступы достигают размеров 1 см и более

их называют стилолитами (в американской литературе все сутуры называют микростилолитами).

Хотя стилолиты<sup>1</sup> являются крупной разновидностью сатур, все же изменение размеров влечет за собой и появление новых свойств. Сутуры в основном — бугристые поверхности, стилолиты — шипы, связанные сутурными поверхностями. Размеры их в длину (высоту) в исключительных случаях могут достигать почти 1 м, обычно же они не превосходят нескольких сантиметров. Свободный заостренный конец стилолита, который может быть направлен и вверх и вниз, обычно бугристо зубчатый,



Рис. 110. Стилолиты игольчатого типа, верхний карбон Русской платформы. Уменьшена в 2 раза

а боковые поверхности покрыты продольными штрихами — нарезками, показывающими, что он лишь с усилием врезался во вмещающую его породу. Он легко обособляется от нее, так как обычно отделяется тончайшей глинистой пленкой, которая в больших стилолитах скопляется в значительную глинистую шапочку на его суженном конце. Маленькие стилолиты своей формой и штриховкой очень напоминают продуктиды (фото 116). Первоначально они и были описаны как органические остатки. Типичные стилолиты встречаются в двух разновидностях — более обычной конусообразной (фото 116) и более редкой, особенно поразительной — призматической (рис. 110), в которой отдельные выступы диаметром иногда всего

$1\frac{1}{2}$  см и менее вытягиваются в виде штрихованных колонок и тонких игол длиной 5 см и более. Как и сутуры стилолиты чаще встречаются в виде небольших групп и даже отдельных зубцов, но иногда переполняют породу и двигаясь в разных направлениях встречаются, пересекают и стачивают друг друга, теряя при этом свою правильную форму. Кроме описанных классических сатур и стилолитов, автору не раз приходилось встречать значительные толщи пород, переполненных не описанными в литературе образованиями такого же типа и происхождения, но заметно отличными от типичных. Они имеют вид стилолитов, как бы недоразвитых, без характерной зазубренной вершины, иногда без штриховки, местами с неопределенными, расплывчатыми формами, теряющимися в окружающей известково-глинистой массе, содержащей следы сдавливания в виде неправильно волнистых темных (более глинистых) полосок (фото 117). Нередко в том же разрезе наблюдаются все переходы от таких форм, которые целесообразно выделить под названием парастилолитов<sup>2</sup>, с одной стороны к типичным стилолитам, а с другой — к отдельным бесформенным желвакам известняка, погруженным в мягкую, часто рассыпающуюся глинистую массу.

Все типы стилолитовых образований встречаются всюду, как в тектонических, так и в платформенных областях и в породах любого возраста, но почти исключительно в известняках (или доломитах) особенно несколько глинистых. Лишь в очень редких случаях были описаны и изображены типичные мелкие стилолиты в кварцитах, аргиллитах, углях и даже метаморфических породах.

Для характеристики их распространения, разнообразия облика и влияния на породы следует привести примеры стилолитовых образований подмосковного карбона. Длинные, хорошо штрихованные стилолиты призматического типа встречаются здесь в виде отдельных групп в из-

<sup>1</sup> В переводе с греческого «каменные шипы».

<sup>2</sup> парз значит «у», «близкий к », т. е. разновидность.

вестняках и доломитах верхнего карбона. Классические стилолиты конусообразного типа длиной в несколько сантиметров с хорошо выраженной штриховкой и глинистым колпачком встречаются в виде отдельных экземпляров в визейских чистых известняках, а в одной из прослоев подстигмариевых известняков со следами корней наблюдался слой типичных, но сгromных стилолитов, длиной до 90 см с глинистой шапочкой до 5 см мощности. Развитие стилолитизации здесь настолько значительно, что местами от всего метрового слоя не остается ничего, кроме отдельных стилолитов. В белых известняках протвинских слоев (намюр) встречаются типичные стилолиты, но в местах обилия глинистых прослоев — возможно под влиянием процессов выветривания после их отложения — протвинская известняковая толща превращается иногда в скопление штрихованных кусков известняка неправильной зазубренной формы, перемешанных с кусками и листочками цветных глин.

Очень значительная стилолитизация наблюдается в некоторых пачках турнейских (упинских) известняков того же разреза, — по-видимому, там, где они содержат неравномерно распределенные примазки глины и отличаются резко выраженной текстурой смятия и взмучивания (фото 41). В этих случаях вся толща превращается в типичные парастилолиты или даже в скопление кусков известняка то ясно очерченных и заостренных книзу, то с облачными неопределенными и причудливыми контурами переходящих в глинисто-известняковые участки и местами в глины.

Стилолиты представляют существенный практический интерес. Развиваясь в изобилии, они, во-первых, совершенно изменяют состав и технические свойства первоначальной породы, во-вторых, приурочиваясь лишь к определенным стратиграфическим горизонтам и отсутствуя в других, часто являются прекрасными местными указателями возраста слоев; наконец, как это отмечается в американской литературе, процессы стилолитизации, создавая пористость или, напротив, закупоривая поры пород, влияют на нефтеносные свойства пород.

В основном вопрос о происхождении стилолитов можно считать решенным. Уже в достаточной мере доказано, что стилолиты, как и сутуры, являются результатом взаимодействия процессов сдавливания и растворения.<sup>1</sup> Если не говорить о возникающих время от времени явно ошибочных, иногда фантастических гипотезах, теперь можно обсуждать лишь вопросы о том, что является в процессе образования стилолитов основным — сдавливание или растворение, происходит ли стилолитизация в еще рыхлом осадке или в твердой породе и в силу каких причин среди перемежающихся толщ известняков одни стилолитизированы, а другие лишены стилолитов. Еще до сих пор высказываемое некоторыми авторами мнение, что стилолиты образуются только в незатвердевшем осадке, явно ошибочно, так как в этом случае они не могли бы разрезать другие стилолиты или перерезать твердые предметы, например раковины, и тем более не могли бы образовываться в кварцитах и метаморфических породах. Однако такие случаи наблюдаются не часто. Возможно, что некоторые стилолиты образовывались действительно еще в стадии диагеза в неокончательно затвердевшем осадке.

Появление стилолитов и их форма определяются, очевидно, в основном структурой и текстурой породы. В породах однородного состава и структуры и изотропной (беспорядочной) текстуры обычное давление и растворение не могут вызвать образования сколько-нибудь заметных сутур, тем более стилолитов. Напротив, флюидалные, смятые и другие текстуры этого типа или текстуры, характеризуемые включениями, более

<sup>1</sup> Этот процесс не более загадочен, чем тот, который приводит к образованию на отдельных участках дороги, сложенной однородным суглинком, глубоких выбоин (колен) в результате давления одних и тех же колес.

прочными или менее прочными, чем сама порода (раковины, комки глины и т. п.), дифференциально реагируя на растворение и давление, неизбежно должны вести к выделению в породе более устойчивых участков, которые, образовавшись, будут расти и все более обособляться от менее устойчивых частей породы. Породы с неоднородным пятнистым составом (например, известняки с неравномерно распределенными участками глинистого вещества) также должны особенно легко поддаваться дифференциальному воздействию давления и растворения и превращаться в беспорядочное скопление сжатых и смятых глинистых прослоек и линз с заключенными среди них парастилолитами и полурастворенными кусками известняка, часто лишенными штриховки и с расплывчатыми формами.

### Узловатая макротекстура

Узловатые макротекстуры близки по своему происхождению к парастилолитам, в отличие от которых они образуются, видимо, без существенного участия растворения, но при усиленном давлении, так как наблюдаются лишь в тектонических областях. Здесь при чередовании слоев двух типов известняка — более чистого и содержащего глинистую или иную примесь — прослой чистого известняка под влиянием сдавливания разрываются и собираются в миндалевидные скопления, едва связанные между собой или полностью разорванные и погруженные в облегающую их обычно тонкослоистую массу другой породы. В сущности то же происходит и с мощными толщами известняков, которые распадаются иногда на отдельные, расположенные по простиранию массивы. Возможно, что это явление имеет черты сходства и с образованием штоков каменной соли и особенно гипса.

### Текстура «конус в конус», или «фунтиковая»

Текстура «конус в конус» также встречается почти исключительно в тонких (1—20 см) прослоях известняка среди глинистых слоев, крайне редко в углях или других породах. Прослой с этой текстурой состоит из перпендикулярных к поверхности слоя стержней, сложенных как бы надетыми друг на друга полыми конусами. Апикальный угол конусов обычно около 30—60° (фото 118). Карбонатное вещество конусов имеет гофрированное или пloyчатое строение с продольной штриховатостью и обычно сильно загрязнено глиной. Иногда кальцит конусов замещается кремнеземом или гипсом.

Образования этого типа были описаны в свое время как органические остатки. Выяснению их происхождения посвящена обширная литература, не дающая, однако, вполне удовлетворительного решения вопроса. Обычно в них видят результат сдавливания, растворения и перекристаллизации под тяжестью вышележащих пород. Образованию конусов, видимо, обычно предшествует перекристаллизация кальцитового прослоя в игольчатые кристаллики кальцита, вытянутые перпендикулярно к слоистости. Поэтому довольно правдоподобно предположение Тарра, что давление и растворение приводит к образованию вместо стилолитов текстуры конус в конус в тех случаях, когда известняки состоят не из беспорядочно расположенных зернышек кальцита, а из слоечков, сложенных игольчатыми однообразно ориентированными кристаллами. Давление образует конические поверхности скольжения, угол между которыми и направлением осей кристаллов близок к углу ромбоэдрической спайности кальцита и углу, получающемуся при испытании строительных материалов на раздавливание.

Эти образования встречаются в отложениях различного возраста там, где среди глинистых пород залегают тонкие прослой известняков,

например в кавказском апте, в Крыму, в стешевской толще подмосковного карбона и др.

### Складчатые макротекстуры

Если давление вышележащих толщ может вызывать существенные изменения в слоях известняков (стилолиты, узловатые текстуры и т. п.), то естественно, что в более растворимых и потому более пластичных породах как гипс, ангидрит и особенно наиболее растворимые соли оно вызывает уже настоящие явления «течения». Так, сдавливаемый пласт соли «перетекает» к одному центру, создавая «соляной купол» поднимающий, сминающий и прорывающий горизонтально лежавшие на нем слои.

Смятия осадков могут вызываться не только давлением вышележащих толщ, но и рядом других причин, например, в результате процессов замещения, особенно в солях и при гидратации ангидрита с переходом его в гипс. Вследствие увеличения объема слоев в этих случаях могут возникать значительные смятия, еще увеличиваемые боковым давлением, которому легко поддаются солевые минералы, что и приводит к возникновению причудливо сложной складчатости с опрокидыванием складочек во все стороны (рис. 111; фото 119). Сложная складчатость пластичных полужидких слоечков возникает при подводных оползнях (см. рис. 40; фото 120) в результате наплывания этих вязких масс под действием сильного течения (см. рис. 108), при карстовых просадках на дне бассейнов, при оседании рыхлых осадков, по краю более устойчивого и массивного образования (коралловый риф и т. п.), при сдавливании осадка посторонним телом (айсберг и т. п.). От обычных тектонических складок эти макротекстуры отличаются тем, что в большинстве случаев смятию подвергаются не твердые породы, а незатвердевший осадок; в слоечках отсутствуют следы резких разрывов и они причудливо переплетаются. Кроме того, смятые пачки залегают среди недислоцированных слоев (см. рис. 40; фото 120)

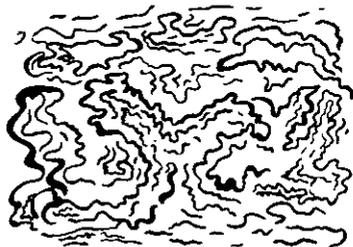


Рис. 111. Текстура резкого смятия (энтеролитовая), характерная для гипса

### МАКРОТЕКСТУРЫ, СОЗДАВАЕМЫЕ ПРИСУТСТВУЮЩИМИ В ПОРОДЕ ПОСТОРОННИМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ

#### Конкреции

Конкрециями называют выделившиеся в осадках или в породах — иногда при косвенном участии организмов — аутигенные минеральные новообразования иного состава (реже лишь иного строения) чем сама порода, небольшого размера (обычно от 1 см до 1 м<sup>1</sup>, редко несколько больше или меньше) изометрической, удлиненной и часто, что особенно

<sup>1</sup> Зерна глауконита и соли — образования типа конкреций, но очень малых размеров, — не принято называть конкрециями. Действительно, иначе все аутигенные минеральные новообразования, даже видимые лишь под микроскопом, как выделения глинистых минералов, микроскопические пылинки пирита, кальцита, опала и т. д., пришлось бы также рассматривать как конкреции, и термин потерял бы свое значение. Не следует называть конкрециями и любые окристаллизованные минеральные выделения, как кубики пирита, кристаллики солей, гипса, кварца, кальцита по той же причине, тем более, что такие выделения не редко встречаются внутри конкреций и оказались бы конкрециями конкреций. Несомненно, что границы между настоящими конкрециями и маленькими выделениями отдельных минералов иногда не резки. Жилы, т. е. минеральные заполнения трещин в породах как по своей пластинчатой форме, так и по происхождению ясно отличаются от конкреций и никогда за них не принимаются.

характерно для них, причудливой формы, нередко со следами концентрического строения.

Скопления конкреций одинакового минерального состава, характерные для фосфатных и кремнистых новообразований, иногда называют конкреционными породами.

Редко рассеянные конкреции, не меняя состава и строения самой породы, изменяют текстуру слоя или пачек слюев и, таким образом, являются одной из макротекстурных особенностей слюев. Так как конкреции образуются в тех же условиях, которые определяют образование и содержащей их породы, их минеральный состав, форма и комплекс, естественно, различны в породах разного состава и происхождения. Поэтому изучение конкреций, которое в сущности только начинается, может дать много ценных сведений об условиях образования содержащих их толщ и, как выясняется последними работами (Македонов и др.), может быть использовано для решения стратиграфических вопросов. Минеральный состав конкреций уточняет представления об условиях среды, в которой формировались или изменялись осадок или порода (восстановительная, окислительная, кислая, щелочная, континентальная, прибрежно-морская и т. д.). Их форма, издавна привлекавшая к себе внимание, зачастую прекрасно отражает даже мелкие подробности условий их образования.

По составу конкреции чаще всего бывают кремнистыми, кальцитовыми, фосфатными, пиритовыми, но могут слагаться и многими другими минералами. Они возникают обычно в результате выпадания в осадок или концентрации в нем или в породе какого-либо вещества в количестве, недостаточном для того, чтобы образовать самостоятельный слой, цементировать или заместить целиком весь осадок.

В зависимости от среды, в которой шло образование осадка, — наземной или водной и стадии процесса породообразования можно различать: 1) конкреции — продукты непосредственного осаждения — в континентальных не озерных условиях; то же в озерных и морских водоемах; 2) конкреции диагенетические; 3) конкреции эпигенетические.

Среди конкреций первой группы наиболее обычны железистые. Железо — один из наиболее распространенных элементов земной коры — мало подвижно. Освобождаясь в большом количестве в процессах выветривания, оно оседает особенно в виде окиси уже во время своего переноса на континентах, образуя рассеянные выделения у ключей, на поймах и лугах. Отлагаясь здесь вокруг корней растений, оно образует, например, нередко встречающиеся конкреции причудливой пальцеобразной формы. В более восстановительной среде: в болотах, торфяниках, в глинистых почвах железо отлагается в виде лепешкообразных, а в песках и сферических сидеритовых конкреций. В конкрециях этого типа, очень обычных в угленосных толщах, нередко наблюдаются мелкие кристаллические выделения пирита, гипса и других минералов, выделяющихся в трещинах конкреций, возникающих при их обезвоживании. В засушливом климате, в более щелочной среде из растворов выпадают карбонаты кальция нередко также по ходам корней и роющих животных («лессовые куколки»). В пустынных условиях, кроме того, образуются конкреции сульфатов и кремнистые корочки.

В процессе отложения осадка в озерных и морских водоемах образуется, вероятно, сравнительно немного конкреций. Здесь некоторые соединения, выпадая лишь местами и в небольших количествах, образуют не слон, а лишь небольшие сгустки — округлые комочки геля. На такой способ образования конкреций указывают находки округлых мономинеральных конкреций, покрытых по периферии обломками раковин, отсутствующих внутри их и, видимо, налипших на комок при его перекачивании по дну. Весьма вероятно, что сюда относятся и другие однородные

конкреции сферической формы, быть может подольские фосфориты, радиально-лучистое строение и наличие центральной полости которых указывает на их образование из округлых комков фосфатного геля, подвергшихся обезвоживанию и кристаллизации. Иного типа непосредственно осадочного происхождения конкреции образуются там, где подземными водами, как это предполагают Страхов и Виталь, вносятся в бассейн недостаточно растворимые при его физико-химических условиях соединения железа, карбоната Са или Mg и др. При этом образуются конкреции причудливо округлой натечной формы. Разными авторами описывались безусловно существующие карбонатные и сульфатные конкреции такого типа в засоленных бассейнах.

Большая часть конкреций образуется, видимо, в водных бассейнах в процессах *диагенеза*. В осадках идет непрерывное передвижение растворов различных соединений. Одни из них поступают сверху, другие, образуясь в результате химических реакций *диагенеза*, поднимаются снизу. Оказавшись на своем пути в соответствующих условиях, они вступают во взаимодействие с окружающим осадком. Так как они образуются в небольших количествах, то передвигаются не сплошным фронтом, а лишь по более доступным направлениям и, выпадая, цементируют не целый слой, а отдельные его участки, образуя конкреции. Форма этих конкреций отражает как бы окаменевшие пути передвижения раствора, которые определяются обычно структурой и текстурой осадка. В осадке, достаточно пористом, грубозернистом с беспорядочной текстурой, т. е. физически изотропном, должны возникать правильно сферические формы (фото 122, 125); в осадке микрослоистом, с меняющейся структурой слоек — причудливые, то расширяющиеся, то суживающиеся как бы точеные фигуры (фото 123). В крупнозернистом осадке с текстурой, измененной ходами животных или растений, вдоль которых растворы получили более легкий доступ, возникают удлиненные и наиболее причудливые формы в виде нанизанных на стержень шариков, конусообразных фигурок с пережимами. Текстура таких конкреций, образовавшихся в результате местной цементации осадка, повторяет его текстуру.

Передвижение растворенных веществ приводит, кроме того, к перегруппировке элементов, ранее беспорядочно рассеянных в осадке, и концентрации их около более крупных скоплений того же вещества, которые являются для них центрами притяжения (*сегрегация*). Такими центрами и очагами образования конкреций часто оказываются разлагающиеся минеральные тела (например, пирит, окись железа и т. д.) и особенно организмы — живые и мертвые, которые меняют химические условия окружающей среды, состав ее солей, величину pH и Eh. Вокруг таких тел происходит периодическое выпадение продуктов реакции, окружающих их своими отложениями. Так, вокруг животных остатков (фото 124, 126), образуются конкреции серного колчедана, фосфата, кальцита (за счет  $\text{CaCO}_3$  раковин), кварца или халцедона (губки), кальцитовые или глинисто-железистые. Конкреции этого типа грубо повторяют форму того образования, которое явилось центром притяжения. Обычно эта форма довольно простая: округлая, лепешкообразная (аммонит) и т. д., но в некоторых случаях (губки, особенно корни растений) может быть и крайне причудливой. Эти конкреции обычно имеют слоистое строение со следами нарастания, часто радиально-лучистое, иногда беспорядочно зернистое. В случае полного растворения или разложения центрального тела возникают полые формы, которые иногда неправильно описывались как *жеоды*.

Роль концентраторов вещества, видимо, иногда играют бактерии (например, при образовании черноморских железо-марганцевых конкреций). Такие конкреции занимают промежуточное положение между чисто

минеральными конкрециями и образованиями типа водорослевых известковых желваков.

Эпигенетические конкреции, вероятно, сравнительно редки. Они чаще могут быть приурочены к пористым трещиноватым и растворимым породам. В пользу эпигенетического или позднедиагенетического происхождения конкреции говорит наличие в ней больших пустот, пересечение слоев, особенно разного состава, плохая и не одинаковая сохранность органических остатков и другие признаки. Напротив, с безусловно более раннем происхождении конкреции говорит лучшая, чем в окружающей породе, сохранность органических остатков, текстурных особенностей, меньшая сдавленность, строгая приуроченность к одному слою и т. д.

Разновидностью эпигенетических конкреций являются «секреции», которые часто не включаются в конкреционные образования и даже противопоставляются им, так как в отличие от большей части типичных конкреций растут не от центра к периферии, а наоборот. Секреции по виду сходны с конкрециями, но образуются путем заполнения выпавшим из раствора веществом не мелких пор, а более крупных пустот в породе. Так как некоторые образования типа конкреций возникают в результате растворения материнской породы и непосредственно за тем следующего постепенного заполнения образующихся пустот, границу между конкрециями и секрециями нельзя считать очень резкой.

Форма секреций определяется формой первоначальной полости. Выпадающее вещество оседает на ее стенках, постепенно заполняя ее. Пока полость еще не заполнена обрастающими ее стенки кристалликами, это образование называют же о д о й, термином, который иногда неправильно употребляют для обозначения типичных конкреций с полостью, возникшей в результате дегидратации или растворения тела, вокруг которого росла конкреция.

Так как многие конкреции образуются осадками гелей богатых водой, то по мере их старения и обезвоживания в них возникают трещины, идущие или от периферии к центру, или от образовавшейся в центре полости к периферии, что делает их похожими в разрезе на высохший каравай хлеба и на жеоду. По стенкам трещин и в пустотах нередко выделяются отдельные хорошо образованные кристаллы различных минералов (фото 125). Если трещины исходят от внешнего края конкреции и целиком заполняются каким-либо минералом (иногда разрастающимся за пределы конкреции), их называют с е п т а р и я м и (от слова *septa*, т. е. перегородка) (фото 126). Вероятно, кристаллизация минералов в трещинах септарий в свою очередь способствует их расширению. Насколько велика сила кристаллизации, видно на прилагаемой фотографии белемнита, разорванного и скрученного вследствие роста конкреции, с которой он был связан (фото 127).

Кроме настоящих конкреций, встречаются образования, очень напоминающие конкреции, но по происхождению не имеющие с ними ничего общего и являющиеся, таким образом, псевдоконкрециями. В качестве примера можно указать твердые участки среди более рыхлых пород, которые имеют иногда такую же причудливую форму, как и конкреции, но представляют собой не результат частичной цементации осадка, а напротив, останцы, сохранившиеся при неполном расцементировании или другом разрушении ранее твердой породы (фото 128). Отличить их по морфологическим признакам от настоящих конкреций иногда невозможно. Так же трудно иногда отличить от конкреций некоторые известковые желваки, образованные сине-зелеными водорослями.

Другим примером псевдоконкреций являются к а т у н ы — сферические образования диаметром от нескольких сантиметров до 10—15 см. Катуны состоят из глины, цементирующей песчинки и неокатанные

обломки различных пород. Образуются они при сильных ливнях в глинистых оврагах, по руслу которых, как снежные комья, нарастая и принимая шарообразную форму, катятся обломки пород.

### Пятнистые, брекчиевидные, псевдоконгломератовые макротекстуры и макроструктуры

Как и конкреции, отдельные гальки изменяют не состав каждого куска породы, а общий характер целых пластов и свит, и являются таким образом макротекстурным признаком. То же надо сказать и о нижеописываемых образованиях.

Пятнистая и брекчиевидная макротекстуры наблюдаются чаще всего в известняках и доломитах. Они выражаются наличием в породе пятен, отличающихся от окружающей породы цветом, твердостью, устойчивостью при выветривании или составом. Псевдоконгломераты представляют обычно дальнейшую стадию развития пятнистых пород. Уже в начале выветривания пятнистая порода приобретает характер конгломерата, так как устойчивые «пятна» выделяются в виде более прочных псевдогалек на фоне выкрашивающейся породы. Пятнистые макроструктуры могут иметь различное происхождение.

Иногда «пятна» представляют собой плохо сохранившиеся и неопознаваемые органические остатки или следы деятельности организмов. Некоторые пятна образовались в результате перераспределения вещества при диагенетических и эпигенетических процессах, при выветривании часто в ничтожных количествах, но достаточных для того, чтобы окрасить участок породы, и являются таким образом зачатками не оформленных конкреций (например, так называемый «ландшафтный мрамор»). Иногда резко выраженная пятнистость (псевдоконгломерат, псевдобрекчия) возникает вследствие неполного изменения минерального состава породы, например частичной доломитизации, раздоломичивания, замещения доломита гипсом, ожелезнения, выветривания и т. п., или вследствие ее неполной перекристаллизации, или грануляции<sup>1</sup>, в результате которой участки породы выделяются на фоне господствующей части, как галька или щебень (фото 112). Сходство это может быть тем более обманчиво, что примеси красящих веществ, присутствующие в породах, иногда подчеркивают контуры ложных галек. При наличии в породе легкой трещиноватости последняя, открывая пути растворам, еще более резко подчеркивает границы ложных галек.

От таких пятнистых пород следует отличать пятнистые породы, являющиеся действительно брекчиями, но образовавшиеся не за счет приноса обломков с суши, а за счет раскалывания сильным волнением в мелком море уже слегка затвердевшего осадка. Обломки его по окончании бури оседают на дно, перемешиваясь с густой массой более молодого и рыхлого осадка, вместе с которым они были подняты волнением. Такие сингенетические или аутигенные внутрислоевые брекчии встречаются в породах нередко. Для примера можно указать, что только в районе Москвы такие аутигенные брекчии встречаются в слоях верейских (куски глины в песках), хованских, в верхах девона (обломки доломита в другом доломите, фото 16) и в некоторых известняках окской толщи, которые ранее описывались как «пятнистые известняки», но в действительности представляют собой обломки расколотого осадка, взвешенные в другом.

Геологическое значение таких аутигенных брекчий заключается еще и в том, что отражая характерные черты бассейна (мелководье, повто-

<sup>1</sup> Грануляция — превращение в микрозернистое состояние отдельных участков известняка в результате деятельности водорослей или чисто химических процессов, о чем более подробно говорится на стр. 282.

ряемость сильных бурь), они бывают приурочены к определенным горизонтам, в которых прослеживаются на огромные расстояния.

### ЦВЕТА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Окраска осадочных пород — существенный элемент их характеристики. Она нередко дает сведения о составе и, следовательно, о практических свойствах породы. Так, красный цвет кварцевого песка, обнаруживая присутствие в нем железа, показывает его непригодность для изготовления хорошего стекла. Некоторые редкие сочетания цветов указывают на присутствие определенных полезных ископаемых и таким образом являются поисковыми признаками. Цвет породы часто помогает решать вопросы палеогеографии, так как он обусловлен присутствием минералов, образующихся в условиях определенной среды отложения. Например, наличие обильного органического вещества и пирита указывает на восстановительную среду, красных и желтых гидроксидов железа — на окислительную и т. д. Однако это лишь указания, так как одна и та же среда может наблюдаться в различных областях осадкообразования, а породы проходят через разные стадии развития, следы которых могут сохраняться в них и после дальнейших изменений. Отражая состав и генезис породы, ее окраска оказывает помощь и при стратиграфических сопоставлениях.

Окраска может зависеть: 1) от цвета минералов, принимающих участие в составе породы, 2) от цвета мельчайших частиц, иногда в ничтожном количестве механически примешанных к ней, или в виде тонкой пленки одевающих ее зерна, 3) от ничтожного количества коллоидально-дисперсной примеси какого-либо вещества. Первичным цветом обычно является белый (цвет подавляющей части осадочных минералов), который изменяется или уничтожается разными красителями, из которых наиболее обычны органическое вещество (черный цвет) и окислы железа (желтый, бурый, красный цвета).

Белый цвет породы указывает, что первичная белая окраска бесцветных, т. е. лишенных цветового тона минералов групп кремнезема, карбонатов, фосфатов, большей части глинистых минералов и солей осталась в породе не загрязненной цветными примесями. Такие породы встречаются не очень часто.

Черный и темно-серый, почти черный цвета обычно обусловлены обильной тонкоразмельченной примесью органического вещества. Окрашенные им породы после прокаливания белеют. Реже черная окраска зависит от примеси соединений марганца. Тонко рассеянное сернистое железо окрашивает породу в синевато-черный цвет. Как правило, черные цвета указывают на образование породы в восстановительной среде. Значительно реже (в песчаных породах) темно-серый цвет может зависеть от обильной примеси песчинок темноцветных минералов или пород — магнетит, базальт и т. д.

Серые цвета различной густоты очень широко распространены. Красители те же, что и для черного цвета, но более разбавлены, т. е. присутствуют в породе в меньшем количестве.

Желтовато- или буровато-серые цвета, также широко распространенные, говорят о небольшой примеси окисного железа (иногда битумов).

Желтые, бурые и красноватые цвета разных оттенков очень распространены. Они обусловлены присутствием даже в небольшом количестве в той или иной форме (тончайшая примесь, песчинки, рубашки, т. е. пленки на зернах минералов) водной окиси железа. Они указывают на образование породы в окислительной среде при доступе кислорода и достаточном количестве влаги.

Чисто красный цвет более редок и обычно обусловлен присутствием в породе безводной или маловодной окиси железа. Он наблюдается в породах областей красноцветного выветривания, в латеритах, аркозовых песчаниках, калийных солях (окрашенных в ярко-красные цвета рассеянной в них примесью мельчайших иголочек железного блеска и т. п.). Этот цвет указывает на образование породы в условиях климата жаркого с периодами засухи или на принос в место отложения осадка материала из таких областей, а также на окислительный характер среды отложения осадка или на эпигенетическое окисление породы и дегидратацию желтых и бурых окислов железа. Прежние представления, что красный цвет указывает на образование породы в пустыне — ошибочны. В пустынях с их маловодностью условия не благоприятствуют окислению, а обильные выделения тонкорассеянных солей придают осадкам и породам блеклые, светло-серые оттенки.

Зеленый цвет осадочных пород бывает обусловлен обычно значительной примесью глауконита и лишь в исключительных случаях — соединений меди и хрома. Зеленоватые оттенки, нередкие в некоторых глинистых, карбонатных и песчаных породах, обычно обусловлены на платформах примесью тонкорассеянного глауконита или хлоритов, а в тектонических областях также примесью зерен эпидота, серпентина, хлорита и зеленоватых пород при отсутствии примеси ярко окрашенной окиси железа. Широко распространенное представление, что зеленая окраска обусловлена закисными соединениями железа, не точно, если не ошибочно. Достаточно напомнить, что в наиболее ярком зеленом красителе — глауконите — железо находится в окисной форме и лишь одна десятая его часть в закисной, тогда как железистые хлориты, содержащие закисного железа больше чем окисного, обладают лишь слабо выраженной зеленоватой окраской, а чисто закисный сидерит обычно бесцветен, часто желтоватый, буроватый, красновато-буроватый и лишь иногда слабо зеленоватый. То же подтверждают и многочисленные анализы различных пород, содержащих железо. Давно уже отмечена сопряженность зеленого и красного цветов. В красных толщах часто появляются зеленые прослои и пятна с бесформенными контурами. И наоборот, в зеленых слоях обычно наблюдаются пятна красного цвета, указывающие на переходы одной окраски в другую. Причина появления красной окраски сомнений не возбуждает — это результат окисления и образования ярко окрашенного красителя — красных и бурых гидратов окиси железа, подавляющих своей окраской все другие цвета. Появление зеленых пятен на красном фоне объясняется прежде всего исчезновением в отдельных участках красной окраски в результате восстановления просачивающимися водами окислов железа или, чаще, их выноса, после чего и остается обесцвеченное пятно зеленовато-серого цвета. Менее ясна причина появления зеленой окраски. Зеленый оттенок ее обычно выражен очень слабо, точнее это серовато-белый цвет с едва выраженным зеленоватым оттенком. Если учесть, что светло-серый цвет на фоне красного всегда должен казаться зеленым, надо думать, что в действительности здесь часто нет не только зеленого, но даже и зеленоватого цвета. В тех случаях, когда зеленый оттенок действительно имеется, он, вероятно, объясняется присутствием в породе незначительного количества хлоритов или глинистых минералов зеленоватого цвета.

В породах, где наблюдается переход одного цвета в другой, иногда лишь внимательное изучение в разрезе и в шлифе позволяет решить, какая из окрасок является первичной и какая вторичной. Вопрос о времени возникновения окраски имеет существенное значение, так как окраска указывает на условия среды, в которых образовывалась или изменялась порода. Эпигенетические изменения, глубинные и поверхностные, легко обнаружить, вскрыв изучаемый слой глубже. Окраска, секущая

слои, имеет явно эпигенетическое происхождение. Окраска, выдерживающаяся в определенных слоях, особенно если разноокрашенные слои чередуются, возникла в процессе осаждения или диагенеза. Окраска, обусловленная песчинками исходного материала (например, красные полевые шпаты), несомненно первичная. Однако часто вопрос остается спорным.

Синих и фиолетовых осадочных пород практически не существует, если не считать некоторых солей, об окраске которых говорится ниже. Единственный синий осадочный минерал — вивианит — встречается лишь в ничтожных количествах и пород не окрашивает. Синеватый или голубоватый оттенок некоторых пород может зависеть от присутствия воды в порах и, возможно, водных силикатов железа, мелкорассеянного сернистого железа, сидерита и некоторых глинистых минералов. То же надо сказать о фиолетовых цветах. Фиолетовые оттенки может быть могут зависеть от примеси марганцовых соединений или флюорита. Однако последний лишь иногда обладает фиолетовым цветом, а в осадочных породах встречается только как редкая примесь. Высказывалось предположение, что сравнительно яркие пурпуровые, фиолетовые, зеленые, синие окраски возникают в результате присутствия или смешения в породе соединений красного, зеленого, желтого, синего цветов. Однако это предположение невероятно. Яркие и чистые цвета некоторых пород и минералов, как флюорит, галит, ангидрит и другие, создаются совершенно иными причинами.

Происхождение окрасок, о которых шла речь ранее, обычно выясняется уже макроскопически и точно определяется под микроскопом (тонкая пыль, «рубашки», зерна). Лишь в более редких случаях бывают нужны химические анализы (открытие марганца, меди, хрома и т. д.).

Однако иногда даже комбинированное применение этих методов не позволяет уловить причину окраски. В этих случаях она объясняется наличием в породе ничтожного количества рассеянной коллоидальной примеси, которая может окрашивать среду в самые разнообразные цвета, зависящие не от цвета рассеянного вещества, а от степени его дисперсности и, вероятно, также от концентрации частиц и их строения. Чтобы пояснить сказанное можно указать, что золото в дисперсном состоянии дает яркую красную окраску — «кассиев пурпур», так изготавливают «рубиновое стекло». При коагуляции частиц в результате увеличения их размеров окраска раствора меняется. Красный цвет рассеянного золота переходит в ярко голубой. Синие цвета хлористого натрия объясняются присутствием свободного Na, возникшего в результате распада молекулы NaCl. При меньшей величине частиц коллоидно-дисперсного Na соль окрашивается им в желтый цвет. Красителями являются твердые коллоидные растворы и других элементов и соединений — серы, кальцита, сульфидов и др. Такого происхождения чистых ярких цветов целестина, флюорита и, вероятно, многих пород, в том числе, быть может, частью и «пестроцветов».

Значение окраски пород для выяснения их происхождения и стратиграфических сопоставлений давно подмечено геологами, но используется очень мало. В Америке была выпущена, затем переработана и снова издана на двух таблицах шкала цветов для полевого описания пород, позволяющая давать им объективные цветовые характеристики. Работы, посвященные изучению цвета и соответствующие таблицы, печатались и в Советском Союзе, но таблиц для характеристики цветов горных пород, к сожалению, не выпускалось. Лишь в исключительных случаях у нас применялось инструментальное изучение цвета пород в лабораторных условиях с помощью аппарата — фотометра, который позволяет определять три основных элемента цвета: 1) собственно цвет (длину волны отраженного света), 2) количество белого элемента («светлость»,

«насыщенность») и 3) количество черного («яркость», «тусклость»). Этот метод не применим в поле и может быть использован лишь для специальных работ.

Характеризуя цвет породы важно не забывать, что он зависит от ее состояния. Та же порода в природно-влажном и высохшем состоянии имеет различные цвета. После долгого хранения цвет меняется иногда до полной неузнаваемости (черный становится почти белым; синеватый—желтым и т. д.). Цвет породы кажется разным на солнце и в тени, в естественном расколе и в приглаженном срезе, в куске и в раздробленном состоянии и тем более в порошке<sup>1</sup>. По разному он воспринимается и в зависимости от обстановки: светло-серый на фоне красного кажется зеленым, а на фоне зеленого имеет фиолетовый оттенок. Он зависит не только от объективных причин, но и от субъективных свойств описывающего. Не говоря о дальтонизме, даже люди с нормальным зрением, не одинаково воспринимают цвета. В группе студентов из 20 человек одной и той же породе дается 4—5 отличных цветовых характеристик. У одного человека восприятие цвета меняется с возрастом и даже от его физиологического и душевного состояния. Поэтому издание сокращенных цветковых таблиц для полевого использования сделало бы описания разных авторов более сопоставимыми и предупредило бы появление названий вроде «чижиково-зеленого цвета», встреченного автором в одной солидной работе.

---

<sup>1</sup> В порошке породы цвет, вопреки тому, что иногда указывается в руководствах, обычно светлее, даже из черного он становится почти белым, как это известно на примере аспидной доски. Если же говорить не о породах, а о минералах, то дело сложнее: цвет «черты» может быть совершенно иным, чем цвет кристалла.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ  
ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД

---

ГЛАВА VI

**КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.  
ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ**

**ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Породы можно классифицировать либо по их происхождению, либо по их вещественному составу. Во всех случаях классификация должна быть простой, ясной и применимой на практике. Значительная часть имеющихся классификаций основана на генетическом принципе, иногда уклоняясь от него в интересах практической применимости. Примером генетической классификации может служить классификация Левинсон-Лессинга. Однако, как справедливо отмечает Пустовалов, уже основное ее деление на «первичные» и «вторичные» породы неправильно, так как породы обеих этих групп в одинаковой мере представляют собой продукт осаднения материалов, получившихся при разрушении материнских пород. При этом вторичные породы часто выпадают раньше первичных. Эта и другие ошибки в применении генетического принципа привели к тому, что классификация оказалась путаной и сложной. Так, известняк встречается во всех концах этой схемы и в девяти различных группах осадков, глины — в шести ее отделах и т. д. Неудивительно поэтому, что она не нашла применения на практике.

Неудовлетворительна, вследствие своей беспринципности, классификация Розенбуша, где на равных правах выделяются «семейства» то по генетическому (например, семейство химических осадков), то по химическому принципу (семейство железистых пород). В более удачной, но лишенной генетической основы классификации Лаппарана, не выдержан полностью и принцип вещественного состава.

Батуриным в тридцатых годах была предложена оригинальная, но очень сложная генетическая классификация, в основу которой был положен источник энергии, подготовляющий осадочный материал (глубинная энергия, солнечная энергия, энергия тяготения и др.).

В Америке довольно простая, но неудачная генетическая классификация еще давно была предложена Грэбо (породы пирогенные, атмосферные, т. е. золотые; гидrogenные, т. е. водные и биогенные), а в последние годы, помимо других, своеобразная классификация Петтиджона, основанная на идее о смешанном (полигенном) происхождении осадочных пород и роли тектонического фактора в их образовании, — интересная, но настолько сложная, что и сам Петтиджон ею не пользуется.

В России еще лет 50 тому назад крайне неудачную классификацию Мушкетова (см. стр. 330) заменила классификация Лучицкого. В основу ее был положен упрощенный генетический принцип с делением пород на обломочные, органогенные и химические. Так как она являлась большим шагом вперед и сейчас еще широко распространена, на ее критике необходимо остановиться подробнее. Прежде всего, несмотря на свою упрощенность, она практически очень неудобна, так как одна и та

же порода, например известняки, может оказаться во всех трех основных ее разделах. Более того, происхождение многих известняков, кремнистых и других пород не выяснено или спорно. Так, одни авторы считают мел, опоку, трепел и т. д. чисто химическими, а другие — органогенными породами, а известковые туфы заведомо не являются ни чисто органогенными, ни чисто химическими породами. Практическая непригодность этой классификации при современном уровне знаний, таким образом, очевидна. Кроме того, она и неверна: глины в ней причисляются к обломочным породам. Между тем, несмотря на наличие в некоторых глинах значительного количества мелко перетертого материала первичных минералов, сущность их определяется не этой примесью, а тем, что ведущую роль в них играют тонкодисперсные особые, преимущественно «глинистые» минералы, получившиеся в результате не раздробления, а химического разложения магматических минералов. Этим прежде всего и обусловлены характерные и своеобразные свойства глин, резко отличные от свойств обломочных пород, состоящих из обломков неизменных магматических минералов.

Однако объединить основные принципы генетической классификации с практически важной химической или минералогической классификацией, сохраняя при этом простоту и практическую применимость деления, возможно. Особенности пород прежде всего определяются условиями их происхождения. Естественно поэтому, что именно правильно подмеченные генетические признаки должны быть положены в основу общей классификации всех осадочных пород и, далее, в основу классификации каждой отдельной крупной их группы. Основывая классификацию на таком принципе, мы получим не случайные скопления и группировки отдельных пород, а единую цепь, отражающую историю их возникновения и развития. Такая классификация будет вместе с тем и наиболее применимой на практике. Если исходить из этого, то осадочные породы, как уже говорилось в главе об их происхождении, распадутся на три основные генетические группы:

1. Породы обломочные — продукты механического разрушения. Представляют собой наиболее грубую фазу рассеяния материнского вещества от псефитов до алевритов. В большей части, в результате отбора минералов по устойчивости, они состоят из кварца.

2. Глинистые породы — продукты химического разрушения материнских минералов, обычно уже на месте, почти без переноса, перешедшие в новые минеральные виды. По условиям образования и вследствие строения своей решетки они дают значительно более тонкую, часто коллоидальную фазу рассеяния вещества и в значительной части представляют собой продукт отбора соединений, наиболее легко выпадающих из растворов (гидраты глинозема, кремнезема и их соединений, гидраты окислов железа). Породы этой группы обычно содержат заметную примесь мельчайших частиц обломочного происхождения, что подчеркивает промежуточное положение этой группы между двумя другими.

3. Химические и биохимические породы — наиболее растворимые продукты химического разрушения материнских минералов, перешедшие в растворы не только коллоидальные, но и истинные (наиболее тонкая фаза дисперсии), более или менее далеко унесенные от места разрушения, выпавшие из растворов либо чисто химически, либо при прямом или косвенном участии организмов. Выпадая под действием различных факторов, они образуют ряд естественных семейств пород глиноземистых, железистых, марганцевых, кремнистых, карбонатных, фосфатных, сульфатных, галоидных.

Во все три основные группы, являющиеся в подавляющей своей части продуктами разрушения магматических пород, входят (обычно в качестве ничтожной примеси, но в редких случаях и в виде заметных

скоплений) в вещества, не прошедшие через стадию разрушения ранее существовавших пород.

В группе химических и биохимических пород из этих добавочных материалов реальное значение имеют вещества, почерпнутые из атмосферы и превращенные при участии солнечной энергии и организмов в угли, битумы, нефть. Во всех трех группах и особенно в группе обломочных пород могут играть заметную роль вещества, попадающие в осадки непосредственно из глубин при эффузиях. В дальнейшем описании такие породы выделяются как «осадочно-эффузивные» разности.

Кроме однородных пород, слагающих в основном три перечисленные группы, существуют и иногда имеют большое практическое значение породы резко смешанного состава. Мы рассмотрим отдельно особые вопросы, которые возникают при изучении и описании этих пород.

Каждую из трех выделенных основных групп можно разбить на более дробные подразделения, также основываясь на генетических моментах. Естественно, что в группах, имеющих разное происхождение, руководящие генетические моменты будут неодинаковыми. Так, в обломочных породах первым признаком является величина обломков (процесс разрушения), вторым в грубообломочных — форма, в песчаных — минеральный состав зерен (состав материнских пород и условия разрушения и изменения). В глинистых породах основным моментом являются условия среды, где происходило химическое разрушение материнской породы, которые и определяют преобладающую концентрацию тех или иных минеральных новообразований, и вторым — степень и характер дальнейшего изменения породы (перенос, затвердение). В химических породах (например, известняки, кремнистые породы) основным моментом является фактор, обусловивший выделение и концентрацию осадка (чисто химический, органический). Дальнейшие, более дробные подразделения внутри каждой подгруппы должны проводиться на основании менее важных признаков (структура, цементация и т. д.), которые также отражают, но уже менее важные, условия образования и которые тоже не могут быть одинаковыми во всех группах пород.

Кроме вопросов классификации, большое значение при описании пород имеют и вопросы их номенклатуры. Среди старых терминов много нерациональных, но ставших привычными, хуже то, что иные употребляются для обозначения нескольких пород или явлений, что вносит большую путаницу в научную литературу. Для ряда пород и явлений, выделение которых стало необходимым благодаря росту нашей науки, вообще нет терминов. Они создаются заново, иногда параллельно несколькими авторами, иногда неудачно и часто не входят в употребление или, что хуже, укореняются. Учитывая сказанное, мы будем руководствоваться следующими принципами:

1. Пользоваться старыми терминами, даже если они нерациональны, неудачны или применяются теперь не в том смысле, в котором были предложены их авторами (например, «диагенез»), если только они вошли в широкое употребление и не ведут к недоразумениям, не предлагая без крайней необходимости новых терминов.

2. Вводить новые термины, если для обозначения породы или явления, которое надо выделить, еще нет термина, а также и в том случае, если старые термины, вследствие путаницы в их употреблении, ведут к неискоренимым недоразумениям.

3. При создании новых терминов не пользоваться словами иностранных современных языков, а только русскими или греко-латинскими. Так, недопустим греко-немецкий термин «псефитово-шламмовый». Смешение русских и греко-латинских слов, как правило, также недопустимо, за исключением слов, в достаточной мере вошедших в обиход русского языка. Примерами допустимых и вошедших в употребление являются слова:

ультрафиолетовый, микрослоистый, микрозернистый, крупнокристаллический, гидрослюды, гидроокислы и т. д. В иностранной литературе такие смешения также не исключаются.

## ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

### ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ (ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНЫЕ)

Наряду с чисто осадочными обломочными породами существуют пирокластические эффузивно-обломочные породы, занимающие промежуточное место между осадочными и магматическими. Значение их изучения и классификации было справедливо подчеркнуто Шаталовым [105]. Так как этим породам в курсах магматической петрографии обычно почти не уделяется места, здесь необходимо хотя бы упомянуть о них. С ними не надо смешивать обломочных пород, состоящих из перетолженных обломков изверженных пород различного происхождения и возраста, которые принадлежат к нормальным осадочным образованиям, отличающимся лишь своим специфическим составом. Их следует называть вulkanогенными псефитами, песчаниками или алевролитами. Рассматриваются они поэтому не здесь, а вместе с обычными обломочными породами.

Настоящие пирокластические породы слагаются в большей части из материалов эффузивного происхождения, выпавших непосредственно в результате вулканических извержений. Среди них можно различать:

1. Агломеративные лавы — чисто магматические породы, которые здесь не рассматриваются.

2. Туфы и туфобрекчии — породы, также сложенные непосредственными продуктами вулканических извержений, в том числе как пепловым материалом, так и обломками вулканических пород, раздробленных и выброшенных силой извержения за пределы лавовых потоков. Эти чисто вулканические образования, естественно, могут содержать примесь осадочного материала. Однако, если они отложились недалеко от места извержения и количество осадочной примеси незначительно (условно, по Шаталову, не более 25%), их следует рассматривать не как осадочные, а как магматические образования и называть, в зависимости от величины составных частей, туфами или туфобрекчиями, различая в них разновидности по петрографическому составу и степени раскристаллизованности. Эти породы, как в сущности вулканические, здесь подробнее не рассматриваются.

Туффиты (туфогенные брекчии, песчаники и пеплы) — породы близкие к туфам, но содержащие меньшее количество пирокластических элементов (по Шаталову, от 75 до 25%). Несмотря на преобладание в них неосадочного материала, их можно рассматривать как своеобразную разновидность осадочных пород. Отлагаясь обычно после переноса ветром или водой в долинах, озерах и морях, их составные части приобретают следы окатывания и получают, кроме примеси осадочного материала, в том числе обломочных продуктов механического раздробления любых пород, и другие признаки осадочных пород — слоистость, осадочные минеральные новообразования (в цементе) и фауну.

По составу главной части (продукты извержений) иногда различают разновидности туффитов, аналогичные разновидностям, наблюдаемым среди туфов. Макроскопически отличить многие из этих пород от излившихся невозможно, если не удастся рассмотреть окатанные кластические зерна или обломки организмов. От других песчаников туффиты заметно отличаются характерной шершавой поверхностью, обусловленной острой угольной формой слагающих ее обломков. Цвета туффитов зависят от цвета слагающих их минералов и пород, частью от тонких примесей.

Под микроскопом видны неотсортированные зерна горных пород и минералов, свойственных эффузивам (плагноклазы, роговые обманки, авгиты, пемза, стекла и т. д.). Форма зерен неокатанная, с острыми углами. Встречаются и обломки осадочных пород. Цементом часто служит, кроме обычных осадочных минералов, материал тех же вулканических пород с примесью обломков осадочных, сильно размельченный и разложившийся с образованием новых минералов (халцедон, кварц, кальцит, глинистые минералы, окислы железа, цеолиты и др.).

Образования этого типа почти неизвестны на платформах, но обычны всюду в геосинклинальных областях, где они слагают мощные толщи, отмечая эпохи оживления вулканической деятельности.

Наиболее тонкие продукты извержений — пеплы — могут уноситься за многие сотни и даже за тысячу и более километров от места извержений и отлагаться прослоями и линзами среди нормальных осадочных толщ. Будучи настоящими продуктами магматических извержений, они все же могут содержать органические остатки. Отличить их от окружающих осадочных пород в шлифе нетрудно. Состоит преимущественно из обломков вулканических стекол, они частью аморфны, а их показатель преломления позволяет отличить их от изотропных осадочных минералов. Очень характерна и форма их обломочков (см. рис. 65) игольчатая (обломки пемзы или стеклянных нитей), пористая с флюидальной текстурой и т. д. Примером осадочных туфовых образований являются открытые Дубянским прослой вулканического пепла мощностью до 2 м, среди неогеновых и четвертичных толщ Воронежской, Курской и Тамбовской областей. По Луцицкому, эти туфы, химический состав которых не отличается от состава вулканических туфов Нальчика ( $\text{SiO}_2$  около 60—70%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 11 до 21% и т. д.), принадлежат к типу липаритовых и липарито-дацитовых пеплов и являются продуктом извержений кавказских вулканов, перенесенным ветром и отложенным в районах, отстоящих на тысячу километров и более от места извержения. Такие находки представляют не только практический интерес (гидравлические свойства породы), но имеют и научное значение, так как позволяют устанавливать возраст немых свит или уточнять время вулканических извержений, т. е. решать вопросы палеогеографии. Вероятно, туфы и тонкозернистый туфовый материал встречаются среди осадочных пород чаще, чем нам известно, но принимаются иногда за другие породы (опоки и т. п.).

Туффитовыми и песчаниками следует называть породы, близкие по происхождению к туффитам, но с ясным преобладанием осадочных компонентов (туфового материала условно от 25 до 10%). В своей господствующей части они являются нормальными осадочными породами, отличающимися лишь значительной примесью эффузивного материала. Употреблявшийся иногда для их обозначения термин «туфогенные породы» неудачен, так как указывает на господство туфового материала, что не соответствует их составу. Развита они в тех же районах, где и туффиты, с которыми они связаны постепенными переходами, но область их распространения несколько обширнее.

#### НОРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

При классификации обломочных пород основным генетическим моментом, естественно, является величина обломков, что уже давно учтено во всех классификациях. Обломочные породы могут быть рыхлыми или цементированными. Это свойство является вторичным и в классификации занимает второстепенное место. По основному генетическому признаку обломочные породы делятся на псефитовые (грубообломочные), псаммитовые (песчаные) и алевроитовые.

## Грубообломочные породы

Для грубообломочных пород наибольшее генетическое, а также и практическое значение имеет хорошо заметная у них форма обломков, на основании которой различают псефиты с неокатанными обломками (брекчий) и псефиты с окатанными обломками (конгломераты).

**Брекчий.** Брекчий — породы редкие. Мощных толщ типичных разновидностей они не образуют. Несмотря на это, они представляют большой интерес, так как на их составе, структуре и текстуре хорошо отражаются условия их образования, а следовательно, и условия образования включающих их толщ. Классификации брекчий, предложенные Масловым и Наливкиным, довольно близки. В основу классификации можно положить фактор, произведший раздробление и перемещение обломков, и место отложения. Таким образом, не говоря о более редких случаях, можно выделить следующие типы брекчий.

### *Брекчий, связанные с тектоническими процессами*

1. Брекчий вулканического происхождения, возникающие в результате раздробления пород при вулканических извержениях. Узнаются по обилию туфогенного материала.

2. Тектонические брекчий сдавливания с раздроблением без перемещения. Узнаются по однообразному составу обломков, обычно по отсутствию цемента и следам сильного раздробления.

3. Тектонические брекчий сбросов и надвигов. Узнаются по наличию зеркала трения и штриховки.

4. Брекчий соляных куполов. Узнаются по причудливому смятию и смещению осадочных пород разных горизонтов местного разреза.

5. Брекчий грязевых вулканов. Морфологически очень похожи на брекчий соляных куполов, но резче выражено раздробление и комплекс пород иной.

### *Брекчий поверхностных механических процессов*

6. Брекчий физического выветривания или осыпей. Узнаются по смеси неокатанных обломков разной величины пород местного разреза.

7. Брекчий оползней. Узнаются по однообразному составу обломков пород местного разреза преимущественно мягких и пластичных; характерны штриховка и полировка.

8. Брекчий силей (выносов горных потоков). Узнаются по сравнительно большому разнообразию состава, обилию мелкозернистого материала, следам грубой слоистости.

9. Ледниковые брекчий. Представляют переход к конгломератам. Узнаются по смеси обломков резко различного состава и величины со следами округления и штриховки на валунах.

10. Брекчий берегового приобья. Узнаются по однообразию состава (местные более древние породы) и заметным следам окатывания. Переходят в конгломераты.

11. Аутигенные брекчий подводного волнения. Узнаются по составу, тождественному с подстилающими породами, иногда с переходами от трещин в них к обломкам. Форма обломков угловатая или комковатая. Расположение — слоем, мощность небольшая. Основная масса флюидального строения.

12. Брекчий высыхания. Обломки плитчатые, состав местный; мощность небольшая. Следы осушения.

13. Брекчии карстовые (обрушения кровли пещер). Легко узнаются, так как образуются лишь в карбонатных и солевых породах, а также по составу (породы кровли).

14. Брекчии перекристаллизации и замещения. Возникают в результате неравномерной перекристаллизации или замещения породы по трещинам. Узнаются иногда лишь после внимательного изучения породы. Являются в сущности ложными брекчиями, так как образуются без раскалывания.

15. Брекчии разложения и растворения. Могут напоминать брекчии осыпей, отличаясь обилием глинистого материала и изъеденностью и закруглением обломков. Как и предыдущие — в сущности ложные брекчии.

Петрографический состав брекчий может быть разнообразным. В шлифах они изучаются лишь для определения отдельных обломков и состава цемента. Большее значение имеют макроскопические и полевые наблюдения. При изучении брекчий надо выяснять: 1) состав обломков, с указанием в процентах содержания отдельных компонентов, 2) их величину, которую следует определять точными замерами большого количества обломков, с указанием преобладающих размеров и средней величины, 3) их форму и степень угловатости (желательно измерение значительного числа обломков), 4) характер их поверхности (шершавая, гладкая, наличие штрихов, полировки и т. п.), 5) выветрелость, 6) взаимоотношения обломков между собой (вдавливания одних обломков в другие и т. п.), 7) состав цемента, 8) его строение, 9) его обилие или бедность, 10) взаимоотношения цемента с обломками, 11) крепость цементации, 12) цвет породы и его причина, 13) минеральные и органические включения, 14) текстура, тип слоистости, 15) мощность, 16) залегание, 17) взаимоотношение с подстилающими и покрывающими породами, 18) расположение обломков и их ориентировка, указывающие на характер и направление перемещавшей их силы.

Ответы на поставленные вопросы обязательны при всех работах. Степень точности и детальности цифровых данных (пункты 1, 2, 3) должна быть различной в работах разного типа. Подсчеты, замеры ориентировки и расположения, фотографирование и еще более важные зарисовки должны делаться при изучении грубообломочных пород прежде всего в поле, притом особенно тщательно. Приемы и методы, применяемые при этом, кратко излагаются в руководстве Рухина [11], а также в «Руководстве по геологической съемке» [8] и в «Спутнике полевого геолога-нефтяника» [12].

**Конгломераты.** Рыхлые окатанные псефиты с обломками разной величины и сцементированные их разности — конгломераты — более распространены, чем брекчии. Для выяснения условий образования пород они дают меньше материала, так как в результате переноса на большие расстояния потеряли связь с материнской породой. Между конгломератами и брекчиями существуют все переходы, и некоторые из тех генетических типов, которые были описаны выше как брекчии, можно было бы (что часто и делается) причислять к конгломератам (прибрежные, ледниковые, силевые, вулканические и другие).

Среди конгломератов можно различать морские, речные и предгорные (переходные между конгломератами и брекчиями), а также переходные ледниковые, выделяемые под генетическим термином «морены». Редкий случай представляют эоловые конгломераты. Псевдоконгломератами являются скопления желваков, образованных водорослями, а также конкреций. Подробнее о конгломератах можно прочесть в статье Хабкова [8], в которой дается и схема их описания и изучения.

Изучение конгломератов ставит те же задачи, что и изучение брекчий. Но здесь, кроме того, представляет большой интерес выяснение расположения и наклона галек, очень простое на платформах, но значительно более сложное в дислоцированных областях. Оно производится в поле компасом или на особо отмеченных в поле гальках, более точно в лабораторной обстановке с применением особых несложных приборов. Такие наблюдения позволяют устанавливать направление сноса, изменения его скорости, положение береговой линии и т. п.

В форме и окатанности галек иногда ищут критерий для различения морских и речных конгломератов. Высказывался взгляд, что плоские и хорошо окатанные гальки доказывают морское происхождение породы, однако имеются и другие мнения. Несомненно, что форма гальки всего больше зависит от ее исходного материала — осадочные породы дают обычно плоские гальки, магматические — более сферичной формы. Для эоловых отложений характерно присутствие галек с плоскими гранями, отшлифованными действием постоянных ветров (фассетированные трехгранники). Цемент должен изучаться в шлифе. Он может быть известковым, кремнистым, железистым, фосфатным, глинистым, песчаным. Часто он содержит мелко раздробленный материал крупных обломков, перекристаллизованный или сцементированный другим материалом, или слагается продуктами их разложения или перекристаллизации. Он может быть обильным с отдельными гальками («пудинги»), но иногда почти отсутствует, выполняя лишь небольшие промежутки между гальками тесно сдвинутыми, а иногда и вдавленными друг в друга (сдавливание и растворение).

Изучение конгломератов представляет большой интерес. Оно позволяет установить источник материала, сделать выводы о способах его переноса и накопления, уточнить вопросы стратиграфии и сопоставления разных свит. Так, обилие в конгломерате кусков известного типа эффузивной породы определяет последовательность эффузий и образования конгломератовых свит. Обилие галек глины или угловатость обломков указывает на близость источника питания, присутствие галек отсутствующих поблизости пород — на полный размыв соответствующих слоев и т. д.

Морские конгломераты (для которых характерна хорошая окатанность и однородность подбора по величине) указывают на наличие переывов в осадочной серии (трансгрессия, регрессия — базальные конгломераты), на существование сильных течений в мелком море, очень быстрое опускание дна или обвалы. Значительных мощностей они, видимо, не достигают. Континентальные конгломераты обычно указывают на наличие мощных потоков, размывающих молодые горы (часто хорошая окатанность), быстрых ручьев и рек, омоложенных изменением базиса эрозии (окатанность и сортировка посредственная), сильных ветров в пустынной области (трегранники), размывания ледникового материала (слабая окатанность, резко неоднородный материал).

На платформах конгломераты, как и брекчий, встречаются лишь в виде небольших прослоек. В горных областях они образуют толщи во много сотен и даже тысяч метров. Значительные увеличения их мощностей отмечают периоды усиления тектонической деятельности или относительных поднятий одних участков Земли над другими. Некоторые конгломераты получили в зарубежной литературе местные названия (спаргамит, веррукано и др.).

Практическое значение брекчий и конгломератов невелико. Рыхлые мелкообломочные разности используются как балласт. Плотные сцементированные, сложенные цветными гальками, дают красивый облицовочный материал и т. п. Иногда к конгломератам приурочены месторождения ценных минералов (золото, медь и др.).

## Пески и песчаники

### Общие сведения

Песками называют рыхлые породы, состоящие из продуктов физического выветривания, обломочных зерен псаммитового размера (1—0,10 или 2—0,05 мм). Если те же зерна достаточно прочно связаны друг с другом, породу называют песчаником. Состав зерен и цемента песчаных пород может быть очень разнообразным и смешанным.

Изучение песчаной породы имеет целью:

1. Определив ее состав и строение, правильно и точно ее назвать.
2. Подметить характерные ее черты, которые могут быть использованы для стратиграфических сопоставлений и выяснения палеогеографических особенностей места и времени ее формирования. Форма песчинок, их сортировка, состав, состав цемента и других аутигенных минералов и текстура породы часто дают указания для решения этих вопросов.
3. Определить практически ценные свойства породы, которые выясняются в основном уже в процессе ее изучения. Дополнительно требуются нередко специальные технические испытания.

### *Классификация. Условия образования и главные разновидности*

Известно несколько классификаций песчаных пород. Так, Гаддинг классифицировал их по месту отложения (морские, прибрежные и т. д.). Такая классификация непригодна в практическом отношении и часто несуществима на деле. Лаппаран, классифицируя часть их по составу цемента, описывал другие как особые типы. Кайе классифицировал их частью по составу цемента, частью по другим признакам и даже по возрасту. Другие классификации также случайны и невыдержаны. Между тем несомненно, что в песчаных породах в генетическом, да и в практическом отношении руководящим элементом являются зерна, обломки материнских пород, а не вторичный добавок к ним — цемент. Как справедливо отмечал В. М. Тимофеев, основное разделение их надо проводить по характеру зерен, а не цемента. Лишь внутри намеченных таким образом типов можно подразделить их на разновидности по составу и даже по строению цемента. В зависимости от того, представлена ли песчаная часть породы многими компонентами, присутствующими в большом количестве, или преимущественно одним минералом лишь с незначительной примесью других, пески и песчаники можно разделить на олигомиктовые (малосмешанные) с более редкой разновидностью практически мономинеральных, и полимиктовые, т. е. состоящие из многих компонентов, среди которых можно различать несколько разновидностей (табл. 12).

Эти две основные группы резко различаются не только по составу, но даже макроскопически по внешнему облику, а также по свойствам, по происхождению и по распространению.

Типичные полимиктовые песчаники встречаются почти исключительно в геосинклинальных областях и по их окраинам. Олигомиктовые и мономинеральные песчаники почти безраздельно господствуют на платформах и сравнительно редко встречаются в геосинклинальных областях, отмечая эпохи тектонического покоя, пенеппленизации суши и усиление процессов химического разложения.

Переходным типом между этими двумя группами являются редкие полимиктовые песчаники платформ (фото 132, 133), отличающиеся и от тех и от других по составу и по условиям образования и отмечающие возникновение крупных поднятий гранитных или других пород в соседних с платформой геосинклинальных областях. Указанное распределение этих пород во времени и в пространстве объяснить легко. Лишь горные области с их разнообразным составом пород, обилием интрузив-

## Классификация песков, песчаников, алевролитов и алевролитов

		Полимиктовые							
		Олигомиктовые		Полимиктовые					
Распространение		Преимущественно платформенные					Преимущественно геосинклинальные		
Название: Пески, песчаники, алевролиты, алевролиты		Мономинеральные (кварцевые, кварциты осадочные)	Олигомиктовые	Аркозовые	Разнородного состава	Аркозовые (типичные аркозиты)	Граувакковые (типичные граувакки)	Песчаники или граувакки туфитовые	Песчаники или граувакки разного состава
Состав цемента		Мономинеральный					Полимиктовый или отсутствует		
Состав зрел		Кварц	Кварц с не-большой, но заметной примесью слюды, полевых шпатов, глаукогита и др.	Кварц и полевый шпат преобладают	Состав разнообразный. Минералы и обломки разных пород. Тип мало разработанный	Полевой шпат и кварц преобладают	Обломки разных пород и минералов; полевые шпаты, преимущественно плагиоклазы	Состав в основном грауваккового типа, ножен. Тип мало разработанный	Состав зрел - разнообразный

ных и эффузивных толщ, сменяющихся на коротком протяжении благодаря косому положению дислоцированных слоев, с их огромным размахом высотных уровней, энергичным размывом, быстрыми и короткими потоками, могут давать тот смешанный и мало измененный материал, который характерен для полимиктовых пород.

Напротив, в равнинах с горизонтально лежащими однообразными преимущественно осадочными породами, длинными реками с медленным течением, благоприятствующим разложению менее устойчивых минералов и пород, имеются благоприятные условия для подготовки материала однородных олигомиктовых песков и песчаников.

Также понятна и роль тектоники в образовании того или иного типа песчаников. В эпохи поднятий или в районах местных поднятий при усиленном разрушении приподнятых участков и резком повышении переносимой силы рек полимиктовый материал продвигается далеко на платформы, отмечая среди пород совершенно другого типа события, происходящие за пределами их распространения. В процессах образования полимиктовых или олигомиктовых песчаных толщ играет роль и климат. Однако лишь в отдельных случаях он вносит заметные изменения в основную тектоническую закономерность их распределения. Обычно он лишь подчеркивает ее, так как именно на платформах преобладают условия, благоприятствующие химическому разложению, а в тектонических областях перенос совершается настолько быстро, что даже во влажном климате обломки пород не успевают заметно разложиться.

На фоне этого основного деления в песчаных породах каждого типа надо выделить более мелкие разновидности. Зерна мономинеральных песчаников практически почти всегда состоят из кварца, и классификация их должна строиться на составе цемента и на типе цементации. Таким образом их можно разделить на кварцевые песчаники с цементом кальцитовым, гипсовым, фосфатным, гидрогетитовым, глинистым, кремнистым и т. д. По строению цемента среди них можно различить: а) кремнистые кварцевые песчаники (кварцевые зерна, цемент  $\text{SiO}_2$  любого типа цементации, кроме цемента нарастания); б) песчаники-кварциты (цемент  $\text{SiO}_2$  типа нарастания, менее 50%); в) кварциты-песчаники (цемент  $\text{SiO}_2$  в большей части типа нарастания); г) кварциты, почти весь цемент типа нарастания (фото 26; см. также рис. 10).

В олигомиктовых песчаниках главным минералом почти всегда является кварц, слагающий обычно около 90% породы, а примесями (5—10%) песчинки полевых шпатов, слюд, хлоритов и лишь в особо редких случаях — обломки пород, а также роговые обманки, авгит и т. п. Более обычна и обильна бывает в них примесь зерен осадочных новообразований кальцита, фосфатов, пирита, глауконита. Лишь условно можно было бы отнести к песчаным породам такие исключительно редкие «пески», как скопления известковых оолитов у берегов Красного моря или гипсовые дюны Новой Мексики, где они образуются в условиях резко засушливого жаркого климата. По составу цемента среди олигомиктовых песчаников можно выделить те же различия, как и среди мономинеральных (см. фото 129, 130, 131). Полимиктовый цемент в них, как и в мономинеральных, не наблюдается, а строение цемента имеет второстепенное значение.

Полимиктовые песчаники платформ отличаются от олигомиктовых разнообразием и разнородностью состава зерен, а от полимиктовых песчаников тектонических областей цементом, который здесь бывает как и в олигомиктовых песчаниках, мономинеральным, обычно химическим образованием, четко отделяющимся от зерен. Они отличаются от типичных полимиктовых также в среднем меньшей величиной зерен и лучшей их окатанностью. Среди них можно наметить несколько разновидностей, обусловленных геологическими условиями областей отложения и пита-

различные. Даже небольшое знакомство автора с песчаниками угленосных толщ геосинклинальных областей показывает их принадлежность к граувакковому типу, но вместе с тем и особенности, отличающие их от типичных граувакк других геосинклинальных формаций. Особую группу граувакк представляют их разновидности, резко обогащенные туфогенным материалом — туффитовые песчаники (фото 136).

Редкую и своеобразную разновидность полимиктовых песков представляют гранатовые или магнетитовые пески, состоящие из зерен тяжелых минералов, преимущественно магнетита (до 64%), ильменита или граната. Они образуются за счет разрушения основных магматических пород в результате своего рода естественного шлихования подвижной водой в руслах рек и на побережьях морей, например в окрестностях Неаполя, на берегах Цейлона, Бразилии, Новой Зеландии, на атлантическом побережье США и в других местах; в Советском Союзе — на Батумском побережье, на берегу Каспийского моря, Ленкорани и среди пород Восточного Закавказья.

Классификация песчаных пород, основанная на петрографическом составе их зерен и тем самым отражающая условия и геотектоническую среду их образования, была впервые предложена взамен более старых беспринципных классификаций лишь в первом издании этого учебника. В начале сороковых годов она была введена с некоторыми изменениями и с иной терминологией в США, где быстро получила распространение. Разрабатываясь — с тем или иным успехом — в трудах нескольких авторов, она приобрела более широкое генетическое, но вместе с тем и схематизированное значение. Мономинеральные и олигомиктовые песчаники были объединены под названием «ортокварцитов» — песчаников устойчивых платформ, которым были противопоставлены как равнозначные типы граувакки — песчаники геосинклиналей в первой стадии их развития и аркозы, первоначально рассматривавшиеся как геосинклинальные песчаники посторогенной фазы, а позже более неопределенно, как песчаники прогибающихся участков платформ при наличии поднятий гранитных массивов. Граувакки позже были разделены на собственно граувакки, песчаники геосинклинальных областей и субграувакки — по составу, особенно по цементу, переходные между граувакками и аркозами — песчаники прогибающихся участков платформ, как и аркозы. Так, на основе генетической классификации песчаных пород в США возникло своеобразное тектоническое направление петрографии осадочных пород настолько укоренившееся, что в руководстве Петтиджона общая классификация всех осадочных пород, включая глины, химические и биохимические, построена на разделении их на три основные группы (свиты): граувакковую, аркозовую и ортокварцито-известняковую.

Это направление, безусловно интересное, в некоторых отношениях напоминает схемы распределения основных типов осадочных пород по геотектоническим областям и в зависимости от тектонических колебаний земной коры, которые одновременно в конце сороковых годов начал разрабатывать Страхов.

### *Изучение и описание песчаных пород*

Песчаные породы (как и другие) изучаются прежде всего макроскопически в поле, где только и можно увидеть многие характерные особенности породы; затем при камеральной обработке также обязательно макроскопически в штучках, параллельно с изучением шлифов; кроме того, часто лабораторными методами, а иногда еще с применением технических испытаний. При изучении рыхлых песчаных пород большую роль играют лабораторные методы механического и минералогического ана-

лизов. Цементированные песчаные породы, по составу и свойствам часто близкие к магматическим, изучаются преимущественно обычными методами в шлифах.

В последнее время всестороннее изучение осадочных пород иногда подменяется рассмотрением только их шлифов, а в некоторых случаях даже одним минералогическим анализом. Необходимо подчеркнуть вредность такого «исследования», при котором упускается из виду, что основным объектом изучения является сама макроскопически видимая порода с ее макротекстурами, цветом, рыхлостью или прочностью, с ее изменчивостью по вертикали и по простиранию, а не срез в шлифе ничтожного ее пятнышка, рассмотрение которого под микроскопом является лишь одним из методов ознакомления с деталями ее состава и строения, но не может дать полного и, следовательно, верного представления о ней. К тому же в шлифах могут быть изучены не все собранные образцы, и в поле остается вся порода с дробными колебаниями ее состава и строения даже в одном слое. Уже поэтому песчаные породы, как и все другие, должны описываться в поле в той мере, в какой это допускают возможности макроскопического изучения (например, определение при помощи лупы в среднезернистом песчанике формы и размера зерен, цвета, крепости и т. п.).

Ниже последовательно рассматриваются наблюдения, которые надо произвести для полного определения и описания песчаной породы, при этом особо разбираются те наблюдения, которые могут быть успешно сделаны макроскопически, те, которые могут быть произведены лишь под микроскопом, и те, для которых необходимо применение особых лабораторных методов изучения.

При изучении несцементированных песков иногда производят их искусственную цементацию, обычно же после промывания породы применяются лабораторные методы механического анализа для определения величины зерен и минералогического с иммерсией для определения минерального состава. Последний метод часто применяется (в том числе и при изучении сцементированных пород) не для полного определения породы, а лишь незначительного процента содержащихся в ней редких минералов для решения вопросов стратиграфии или палеогеографии. Химические анализы при изучении песчаных пород применяются редко. При работах, связанных с решением вопросов из области нефтяной геологии и гидрогеологии, производится изучение пористости, в редких случаях и технические испытания.

Для полного описания песчаной породы необходимо изучить: а) размеры зерен; б) их форму; в) цвет породы; г) минеральный состав зерен; д) включения минеральных новообразований и органических остатков; е) минеральный состав цемента и его вторичные изменения; ж) его строение и соотношения с зернами; з) крепость породы; и) текстуру породы; к) следы вторичных изменений зерен и цемента. Всюду должны приводиться, по возможности, количественные данные. Не осветив перечисленные вопросы, нельзя дать даже правильного названия и тем более точной характеристики породы. Еще недавно обычные обозначения породы одним, двумя словами, типичный пример чего представляют все еще встречающиеся названия такого типа, как «слюдистый песчаник» для обозначения породы, содержащей 5—7% листочков слюды на 95% зерен кварца, название без указания действительного состава зерен, цемента и всех прочих свойств породы теперь недопустимы. Они не дают представления о породе, не позволяют использовать ее для стратиграфических сопоставлений и для палеогеографических выводов, не дают и указаний, есть ли возможность найти в данном районе нужное сырье. Сообщить все необходимые сведения о породе в одном названии ее, хотя бы состоящем из 5—7 слов, невозможно, и поэтому краткие старые при-

ния. Внимательное изучение их состава дает поэтому много сведений о палеогеографии времени их образования и ценные указания для решения стратиграфических вопросов. В качестве типичных их примеров можно привести верейские и татарские песчаники Русской платформы (фото 132, 133).

Полимиктовые песчаники геосинклинальных областей могут быть как крупно-, так и мелкозернистыми, но они всегда резко разнозернисты с угловатыми зернами, состоящими из разных минералов и часто из обломков пород. Очень характерен их цемент, состоящий не из одного минерала, но также резко полимиктовый, а иногда и почти полное отсутствие цемента, причем зерна большей частью тесно сдвинуты и даже вдавлены друг в друга.

Из числа многих разновидностей этих пород надо выделить две наиболее широко распространенные и характерные, хорошо отражающие особенности тектонической обстановки времени своего образования — аркозы и граувакки.

Аркозы состоят преимущественно из зерен щелочного полевого шпата и кварца с небольшой примесью другого материала. Они обычно красного или серого цвета и микроскопически иногда почти неотличимы от гранитов и гнейсов, тем более что часто обладают лишь очень грубой слоистостью, напоминающей отдельность гранитов. Цемент в типичных аркозах обычно скудный и состоит из мелко перетертых и разложившихся обломков пород, зерен кварца, полевых шпатов, глинистых продуктов их разложения, выделений карбонатов, железистых и кремнистых минералов. В аркозах более древних или подвергшихся значительным тектоническим воздействиям цемент может быть сильно перекристаллизован, а иногда практически отсутствует, частью вследствие того, что обломочные зерна регенерированы за его счет, а частью в результате сильного сдавливания (фото 134) <sup>1</sup>.

Аркозы широко распространены в отложениях всех систем. Их появление всегда связано с поднятиями гранитных или гнейсовых массивов, при разрушении которых в геосинклинальных областях образуются типичные аркозы, а на платформах полимиктовые полевошпатовые песчаники.

Граувакки (фото 135, а, б) встречаются только в геосинклинальных областях. Микроскопически они иногда почти неотличимы от основных эффузивных пород. Они обычно темно-серого или почти черного цвета часто с зеленоватым оттенком, очень крепкие. По размеру зерен среди них наблюдаются переходы от песчаников в алевролиты и в гравелиты. Они всегда отличаются разнозернистостью. Форма зерен угловатая. Состоят лишь в небольшой степени из кварца, а также плагиоклазов, частью ортоклазов и в значительно меньшей мере других минералов (авгит, роговая обманка и др.). Большая и наиболее характерная часть зерен представляет обломки пород осадочных (особенно песчаников, кварцитов, кремней, аргиллитов), метаморфических и магматических, преимущественно основных, часто эффузивных и туфогенного материала. Цементом служит тот же материал, но тонко измененный, а затем и химически измененный, разложившийся, перекристаллизованный и перешедший в новые минеральные образования. В нем наблюдается превращение полевых шпатов в серицит; глинистых минералов (на другой

<sup>1</sup> Характеристики аркозов — старая Розенбуша и новые, даваемые американскими петрографами, сходятся в том, что аркозы состоят из зерен кварца и полевых шпатов. Цемент же их характеризуется разными авторами по-разному: «цемент преимущественно  $\text{CaSO}_4$ , окись Fe; глины нет», «цемент преимущественно каолиновый»; « $\text{SiO}_2$  редок в цементе»; а по Розенбушу, «цемент преимущественно кремнекислый». Розенбуш к тому же дополняет свое указание, что аркозы «богаты полевыми шпатами», замечанием, что их «полевые шпаты почти нацело превращены в каолин или мусковит». Характеристика аркозов, данная здесь, видимо, наиболее правильна.

стадии развития) в слюды, цеолиты и другие минералы; разъедание полевых шпатов и кварца с замещением их кальцитом и другими минералами, но также и разрастание кварца и полевых шпатов и их выделения в виде новых минералов. Цемент может быть и обильным и очень скудным, иногда он почти отсутствует. Обычно при небольших увеличениях он кажется очень обильным, но при самых сильных иногда почти исчезает<sup>1</sup>, так как то, что могло казаться основной цементирующей массой, распадается на ряд минеральных зерен: явно обломочных полевых шпатов, почти нацело разложившихся и превратившихся в скопление литосточков серицита, глинистых минералов и других минеральных зерен, новообразований разных стадий эпигенеза, иногда переходящего в метаморфизм.

Столь значительные изменения состава граувакк, делающие их изучение заметно более трудным, чем изучение аркозов, объясняются как мощностью покрывающих их толщ, так и тем, что это породы прежде всего геосинклинальные, т. е. испытывавшие особенно значительные тектонические воздействия. Если в дополнение к этому учесть, что все особенности граувакк (отсутствие сортировки, окатанности, ясной слоистости и т. п.) показывают, что они являются продуктом быстрого и недалекого переноса узко-местного материала, то станет ясно, что считать обязательным какое-то определенное процентное содержание их главных составных частей — невозможно. Лишь условно, по мнению автора, можно принять, что ориентировочно содержание первичных обломочных зерен достигает для кварца всего около 10%, первичных же, но частью не сохранившихся полевых шпатов 30—50% (из них явно сохранившихся иногда всего 2—3%), обломков пород 40—60%, «цемента», если не считать явных продуктов разложения обломочных зерен, 0—10%, так как иногда он в значительной мере заменяется вдавливанием зерен друг в друга.

Эта характеристика, основанная частью на наблюдениях автора, согласуется с характеристикой граувакк Розенбуша, в частности также стмечающего незначительное процентное содержание, а иногда и отсутствие цемента. В новейших работах американских авторов, отделивших ст граувакк, как особый тип песчаников, субграувакки — более близкие к аркозам, грауваккам дается характеристика, заметно отличающаяся от нашей. По их представлениям, граувакки отличаются от аркозов, да и других пород, не столько составом зерен, сколько количеством цемента, составляющего в них 20% или даже большую часть породы.

Еще в тридцатых годах, когда серьезное изучение геосинклинальных районов нашей страны только началось, геосинклинальные песчаники — граувакки были у нас, в сущности, неизвестны, и введение этого термина, появившегося ранее на Западе, казалось сторонникам старины лишним, если не вредным новшеством. В настоящее время граувакки хорошо известны не только петрографам, но полного единообразия в понимании термина нет и у нас, хотя ввиду генетического значения этой породы оно было бы необходимо. Принятые характеристики граувакк неспределенны и позволяют лишь отличать их от платформенных песчаников (в том числе полимиктовых) и аркозов. Между тем, изучив точнее, их можно было бы разделить на несколько разновидностей, характерных для разных областей и этапов геосинклинального осадкообразования. Так, вероятно, можно было бы выделять и точнее охарактеризовывать граувакки эффузивно-кремнистых, флишевых, молассовых, угленосных и других формаций геосинклинальных областей, безусловно существенно

<sup>1</sup> Малоопытные наблюдатели, рассматривая граувакку при недостаточных увеличениях, нередко находят в ней всего 1—3% полевых шпатов при 45% основной цементирующей массы. После внимательного изучения той же породы с самыми большими увеличениями те же наблюдатели убеждаются, что процентные соотношения диаметрально противоположны и действительного цемента не более 1—3%.

вычные названия (2—3 слова) необходимо сопровождать сжатыми характеристиками из 15—20 слов, примеры которых даются ниже.

1. Размеры зерен. В песчаных породах большое значение имеет величина зерен и степень их равно- или разнозернистости (механический или гранулометрический состав породы). Размеры зерен в большой мере определяют технические свойства породы и дают сведения об условиях ее образования. Они учитываются в ее названии и должны быть выражены в цифрах.

Размеры зерен рыхлой или некрепко сцементированной породы могут быть довольно точно определены уже в поле с помощью лупы. Для этого пользуются набором пробирочек с песчаными зёрнами определенной величины, с которыми и сравниваются зерна изучаемой породы или табличкой с нанесенными на нее точками разных диаметров (рис. 112), а чаще просто миллиметровкой из записной книжки. Конечно, таким путем устанавливается лишь наличие зерен определенной величины; количественные же соотношения их могут быть выяснены лишь ориентировочно. Примесь тонкого алевроитового и особенно пелитового материала легко определяется, если растереть породу между пальцами: «чистый» песок не пачкает руку, глинистый оставляет налет или примазку.

Макроскопически определить величину зерен прочно сцементированных пород можно лишь в крупнозернистых разностях или в породах с зернами, достаточно резко отличающимися от цемента (по окраске, твердости и т. п.). Даже в наиболее трудных случаях следует производить в поле все возможные наблюдения, отмечая степень их точности. В шлифе размер зерен определяется с помощью окулярмикрометра значительно более точно, но

все же далеко не совершенно, так как мы имеем здесь случайные разрезы зерен то через центр, то у края, то по длинному диаметру, то по короткому. К тому же в шлифе мы рассматриваем не среднюю пробу породы, а ничтожно маленький ее участок. Определение величины зерен естественно сопровождается указанием процентного содержания зерен разных размеров. Для точного их подсчета употребляется сетка, облегчающая подсчет, или особый счетный прибор (пушинтегратор). Однако, так как применение этих приборов требует затраты значительного времени, а получаемые результаты остаются недостаточно точными, при обычных ра-

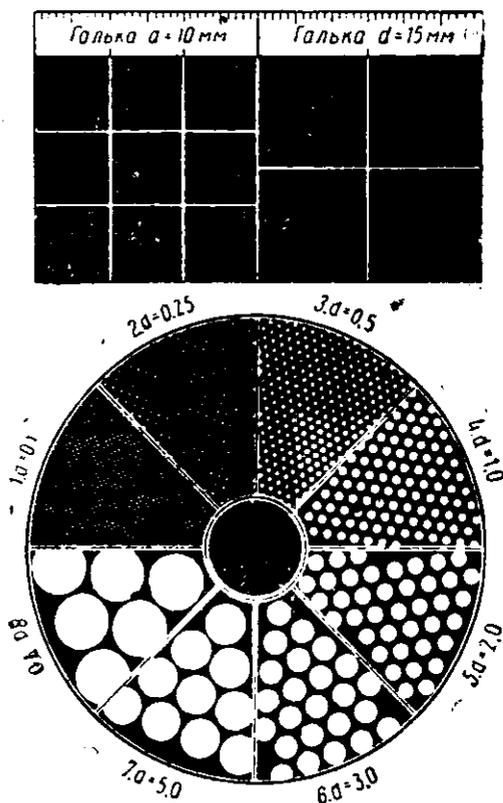


Рис. 112. Таблица Васильевского для полевого определения размера зерен  
d — диаметр кружков в мм.

Песок и гравий насыпают в центр круга и под лупой определяют размер зерен. Название породы определяется по преобладанию зерен того или иного размера. В полевой книге записывают номер (вместо названия) или, в случае разнозернистости, несколько номеров, причем впереди пишется номер преобладающей фракции. Такая же таблица с обратным отношением светлых и темных участков употребляется для определения размеров преимущественно темных зерен

ботах чаще ограничиваются подсчетом на глаз, т. е. ориентировочным. Между тем опыт показывает, что такие подсчеты очень не точны, вследствие того что у каждого наблюдателя есть свой индивидуальный «коэффициент ошибок», обычно с преувеличением, (реже) с преуменьшением числа подсчитываемых объектов. В результате этого подсчеты разных ав-

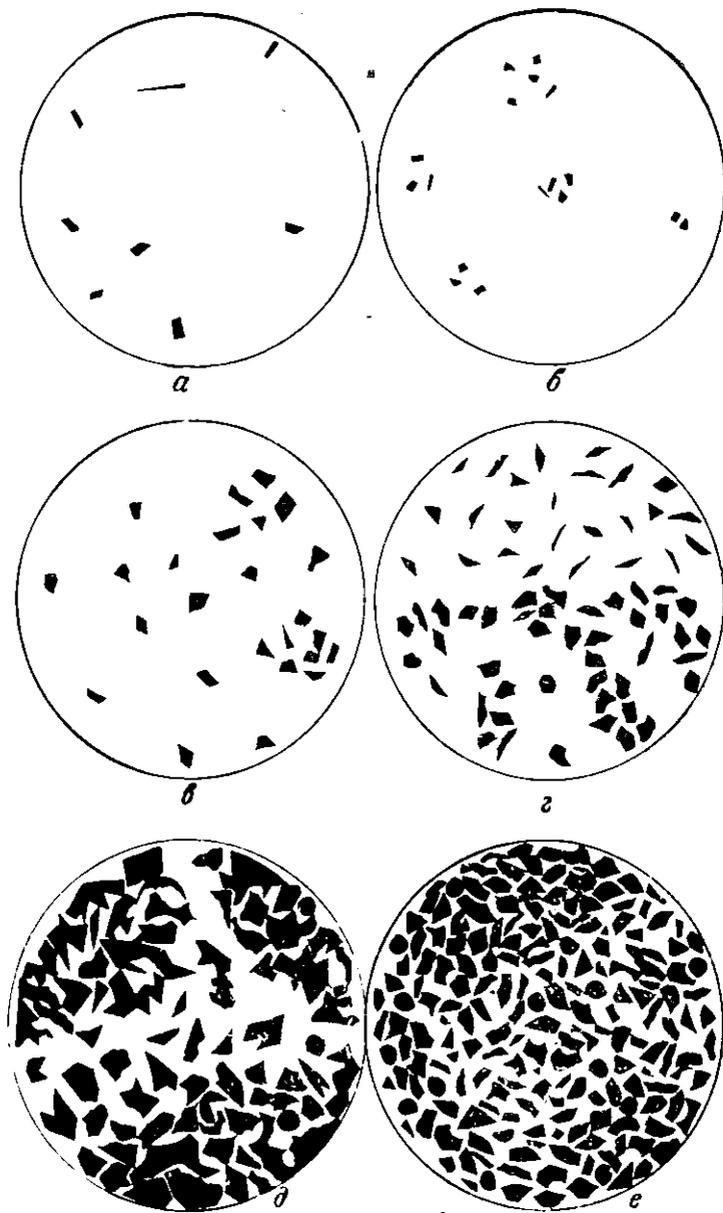


Рис. 113. Вспомогательные таблицы для определения процентного содержания отдельных составных частей пород  
 Содержание темных зерен: *a* — 1%, *б* — 1%, *в* — 5%, *г* — 15%,  
*д* — 50%, *е* — 50%

торов плохо сопоставимы, что сильно их обесценивает. Сведение к минимуму ошибок возможно при использовании специальных сравнительных графических таблиц процента содержания зерен (рис. 113). Применение этих таблиц, не отнимая у наблюдателя много времени, ориентирует его на правильный подсчет, выявляя индивидуальные отклонения.

Учитывая неточность и случайный характер подсчетов в шлифе, во многих случаях целесообразнее говорить не о точном процентном содержании зерен той или иной размерной фракции, а о «резком преобладании» (зерен такого-то размера), их «обилии», «редкости» или наличии «единичных» зерен. При этом всегда необходимо отмечать равно- или разнозернистость породы и наличие зерен непесчаных, т. е. гравийных, алевритовых и пелитовых размеров. Там, где требуется получение более точных данных и порода поддается расцементированию, применяют особые — лабораторные методы механического (гранулометрического) анализа. Применение этих методов, которые описываются в руководствах по лабораторному изучению осадочных пород, позволяет делить породу на части (фракции), состоящие из зерен определенных размеров и точно определять количество каждой фракции. Полученные таким образом данные обобщаются с применением особых графических и статистических методов и используются как для характеристики породы, так и для решения вопросов стратиграфии и палеогеографии.

Обычно считают, что наименьшая сортировка свойственна флювиогляциальным и силевым пескам; речные и морские сортированы лучше; хорошо обычно отсортированы прибрежные и всего лучше золотые. Надо учитывать, что степень сортировки зависит и от длительности обработки породы данным фактором, и от ее этапов. В реках или в море мы можем встретить идеально отсортированные пески, прошедшие через стадию золотой обработки, а в пустыне — не отсортированные, только что принесенные потоками.

2. **Форма зерен.** Форма зерен влияет на технические свойства породы и дает указания на условия переноса, отложение и на вторичные процессы, которым подвергалась порода (см. стр. 149). Наблюдения над формой зерен могут быть сделаны при полевом и микроскопическом списании лишь в грубозернистых и слабо сцементированных песчаниках. Резко угловатая форма зерен туффовых песчаников обычно заметна уже в поле. В шлифах форма зерен может быть определена значительно точнее: здесь легко различаются породы с преобладанием зерен угловатых, полуокатанных, окатанных, корродированных и регенерированных (см. рис. 90, 93), но более тонкие переходы между угловатыми и окатанными зернами точно установить нельзя, тем более, что каждое зерно видно лишь в одном случайном разрезе, который не дает представления о форме всего зерна. Более точные результаты получаются при изучении формы зерен под бинокулярной лупой. В редких случаях для определения окатанности зерен применяются особые методы их изучения. Нельзя забывать, что окатанность зависит не только от длительности процесса и факторов, которые произвели окатывание, но и от величины зерен. Там, где крупные зерна получают совершенную окатанность, мелкие могут остаться почти не окатанными.

3. **Цвет.** Цвет породы часто обусловлен цветом зерен и нередко их оболочкой, иногда тонко рассеянной примесью или цветом цемента. Он определяется микроскопически, описание его следует производить как в поле, так и при обработке. В очень редких случаях применяют лабораторные методы его определения. Определить цвет породы в шлифе нельзя, но изучение породы под микроскопом обычно позволяет установить причину окраски и иногда возможность использовать ее для стратиграфических сопоставлений и палеогеографических выводов.

4. **Минеральный состав обломочных зерен.** Обломочные зерна песчаной породы можно разделить на 3 группы: 1) преобладающие, которые и определяют характер породы, 2) примесь, в процентном отношении незначительную (1—10%), но микроскопически часто заметную и иногда существенно влияющую на свойства пород и 3) редкие минералы, содержащиеся в ничтожном количестве (0,5—2% породы

все вместе взятые). Редкие минералы в шлифах, естественно, не изучаются, так как могут быть встречены в них только случайно и на качество породы не влияют. Они важны для выяснения генетических и стратиграфических вопросов и как поисковые признаки. Там, где это нужно, их изучают с применением лабораторных методов.

При макроскопическом изучении породы обычно, за исключением крупнозернистых песков, выяснить минеральный состав зерен нельзя. Легче установить (часто по цвету, например, по пестрой крапчатой или однородной окраске), является ли порода полимиктовой или олигомиктовой; сравнительно часто устанавливается и обилие кварца. Однако даже здесь могут быть ошибки, так как полевые шпаты принимаются за кварц. Наличие железистых рубашек или обильной тонкой окрашивающей примеси еще более затрудняет макроскопические определения. Лишь примесь листочков слюды и глауконита легко заметна, чем и объясняются излюбленные геологами, но неправильные термины «слюдистые пески» и «глауконитовые пески».

При изучении минералов породы в шлифах обязательно применение не одного, а разных объективов. Только так можно получить достаточно полное и верное представление о минеральном составе зерен, цемента и с текстуре: при обычном увеличении (около  $\times 40$ ) мелкие обломочные зерна часто принимаются за цемент, остается незамеченной нерезко выраженная слоистость и т. д.

При изучении рыхлых песков для определения состава зерен обычно пользуются не шлифами, а иммерсионным методом. Для определения редких примесей всегда пользуются только методами минералогического анализа, которые описываются в руководствах по лабораторному изучению осадочных пород. Эти методы сводятся к разделению особыми приемами зерен одной из механических фракций на минералогические фракции (части), отличающиеся по удельному весу зерен, таким образом выделяются и концентрируются редкие (обычно тяжелые) минералы, после чего их определяют иммерсионным методом.

Определение минерального состава обломочных зерен как редких, так и господствующих, широко используется для стратиграфических и палеогеографических выводов, а также в поисковом и разведочном деле.

**5. Минеральные новообразования.** Минеральные новообразования присутствуют в песчаных породах в виде зерен, которые иногда принимаются за обломочные, особенно если они являются продуктом эпигенетических замещений обломочных зерен, и в виде тончайших рассеянных выделений, не говоря о цементе и обломках раковин, которые рассматриваются отдельно. Минеральные новообразования в виде зерен чаще всего бывают представлены глауконитом, фосфатами, пиритом, гидроокислами железа, кальцитом, доломитом, иногда гипсом, халцедоном, кварцем и др. О способах отличия аутигенных минералов от обломочных уже говорилось в главе о минералах (стр. 89). Наиболее важными признаками новообразований являются: полное отсутствие окатанности, причудливая форма, следы замещения ими органических остатков и минералов. Иногда невозможно с уверенностью отличить переотложенные зерна от аутигенных новообразований (например, переотложенный глауконит от аутигенного и др.). Необходимо отмечать колличество, размеры, расположение и сохранность минералов.

**6. Цемент.** Цементированность или рыхлость породы обуславливается химическими условиями среды ее образования диагенеза и эпигенеза, сдавливанием и дегидратацией. Чем древнее порода, тем сильнее должно было оказаться влияние этих факторов. Однако гораздо большее значение имеет тектоническое давление и повышение температуры в геосинклинальных областях. Многие платформенные палеозойские пески остаются и сейчас рыхлыми, а третичные породы в тектонических рай-

снах всегда прочно сцементированы. Рыхлость породы может быть и вторичным явлением — результатом растворения бывшего цемента, «расцементовывания», обычно связанного с поверхностным выветриванием.

Мономинеральный цемент, свойственный платформенным песчаникам, осаждается в процессах диагенеза или метадиагенеза из растворов, пропитывающих слои осадка или породы. Выпавший в порах песка химический осадок, который может быть представлен кальцитом, опалом, кварцем и многими другими минералами вплоть до флюорита, барита, аллофана, полевых шпатов, в зависимости от условий среды приобретает разное строение и иногда силой своей кристаллизации даже раздвигает зерна песка. Иногда и в платформенных породах наблюдается замещение одного цемента другим: кальцитовый замещается гипсовым или кремнистым, кремнистый кальцитовым и т. п. Так и в платформенных песчаниках может появляться смешанный (но не полимиктовый) цемент (фото 2). В этих случаях, изучая породу, необходимо по взаимоотношениям между обоими цементами выяснять последовательность их появления и тем самым историю образования породы.

В тектонических областях цемент обычно полимиктовый, представляющий собой продукт тонкого раздробления различных пород и минералов, которые часто подвергаются затем химическому разложению, перекристаллизации и процессам замещения. Его необходимо изучать при больших увеличениях, чтобы не принять обломочные зерна за цемент, правильно определить слагающие его микрозернистые минералы и выяснять последовательность протекавших в породе процессов минералообразования.

Любой цемент точно изучается в шлифах, но в случае мономинерального цемента и макроскопическое изучение иногда может дать довольно точное представление о его составе (вскипание с  $\text{HCl}$  — кальцит; желтая, бурая окраска — гидроокиси железа; размокание с водой — глина; блестящий шпатовый излом при отсутствии вскипания с  $\text{HCl}$  — гипс и т. п.).

7. Типы цементации. Свойства песчаной породы (ее прочность, водопроницаемость и др.) в большой степени зависят не только от состава цемента, но и от типа цементации, который определяется строением самого цемента и его взаимоотношениями с зернами. Типы цементации были рассмотрены выше (см. стр. 154—156 и рис. 95). Здесь следует указать, что при описании песчаника всегда необходимо определять тип его цементации, что за редкими исключениями возможно только в шлифе.

8. Крепость (прочность) породы. Крепость породы, или ее прочность, не следует смешивать, как это часто делается, с твердостью. Твердость определяется минеральным составом зерен и цемента породы. Примером наиболее твердого песчаника является кварцевый песчаник с кварцевым цементом. Однако такой песчаник может быть — как это показывает пример мезозойских кварцитов Подмосковья — крайне непрочным и рассыпаться под давлением пальцев. С другой стороны, песчаник с обильным гипсовым цементом, вследствие мягкости гипса, не может быть твердым и будет легко скоблиться ножом. Однако такой песчаник часто обладает значительной крепостью или прочностью, не крошится руками и даже используется для хозяйственных построек. Крепость породы, на которую, конечно, влияют и свойства слагающих ее минералов, прежде всего обуславливается типом ее цементации и сохранностью цемента. Ее следует определять уже в поле (ориентировочно: крошится, не крошится, колетса молотком легко, с трудом и т. д.), не откладывая до камеральной обработки, когда под руками имеется лишь один небольшой образец. Точное определение крепости производится путем особых лабораторных испытаний (испытания на раздавливание, на истирание, на морозоустойчивость и пр.), которые производятся лишь

при специальных работах. Изучение породы в шлифе часто позволяет выяснить причину той или иной степени ее крепости.

9. Органические остатки в случае их наличия должны быть определены и описаны с указанием их характера, размеров, сохранности, обилия, расположения и способа захоронения.

10. Текстура. Не может быть породы, у которой не было бы какой-нибудь текстуры, следовательно, она всегда должна указываться. Текстуры песчаных пород обычно хорошо заметны макроскопически. Вследствие грубости их зерна микрослоистая и другие даже тонкие текстуры в шлифах обычно заметны лишь при самых малых увеличениях.

Вторичные изменения. Необходимо отмечать все вторичные изменения зерен и цемента (разложение и окисление пирита, глауконита, полевых шпатов с их глауконитизацией, серитизацией, кальцитизацией, замещение одного цемента другим и т. д.), которые иногда хорошо заметны уже макроскопически, в других же случаях остаются проблематичными даже после изучения в шлифе.

### Химический состав песчаных пород

Так как песчаные породы, подобно магматическим, поддаются почти исчерпывающему изучению в шлифах, а их химический состав является производным трех разнородных и разновременных компонентов (песчинки, цемент, другие аутигенные минералы) точное определение его обычно не представляет большого интереса. Химические анализы их производятся поэтому редко. Исключением являются лишь мономинеральные кварцевые пески и песчаники (97—99%), представляющие ценное полезное ископаемое (динасовое и стекольное сырье), при оценке которого данные химического анализа играют большую роль. Характерное для песчаных пород высокое содержание  $\text{SiO}_2$  снижается цементом иного состава и в полимиктовых песчаниках, где кварц может почти вовсе отсутствовать. Примером могут служить анализы песчаников, приводимые в табл. 13.

Таблица 13

	1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{SiO}_2$	84,86	78,66	78,98	68,33	99,07—99,37	99,25—99,21	75,31—85,60	66,1
$\text{TiO}_2$	0,41	0,25	0,39	0,46	—	0,02	0,50—0,74	0,7
$\text{Al}_2\text{O}_3$	5,96	4,78	9,15	13,63	0,25—0,51	0,49—0,12	6,55—9,53	15,4
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	—	—	—	0,09	—	—	—	—
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,39	1,08	1,83	3,08	0,05—0,09	0,14—0,10	2,39—5,14	6,8
$\text{FeO}$	0,84	0,30	0,17	1,64	—	0,10—0,21	—	—
$\text{MnO}$	Следы	Следы	0,06	0,52	—	0,2—следы	—	—
$\text{CaO}$	1,05	5,52	2,80	3,93	0,08—0,16	0,09—0,07	1,10—2,44	2,3
$\text{MgO}$	0,52	1,17	0,68	2,28	—	—	0,53—0,90	1,8
$\text{K}_2\text{O}$	1,16	1,32	1,14	1,54	—	0,02—следы	—	2,2
$\text{Na}_2\text{O}$	0,76	0,44	3,25	(По разн.)	—	0,11—0,07	1,30—2,61	2,6
$\text{BaO}$	0,01	0,05	—	—	—	—	—	—
$\text{CO}_2$	1,01	5,04	1,53	—	—	0,02—0,08	—	—
$\text{SO}_3$	0,09	0,07	—	0,12	—	—	—	—
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,06	0,08	—	0,04	—	—	—	—
$\text{H}_2\text{O}$	1,74	1,64	0,15	—	—	0,05—0,02	—	—
П. п. п.	—	—	0,91	4,34	0,08—0,20	—	—	2,1
Сумма	99,86	100,41	100,04	100,00				

1 — средние цифры 371 анализа песчаников, употребляемых для строительных целей, по Стоксу (цитировано по Кларку); 2 — средние цифры 253 анализов песчаных пород, по Стоксу (цитировано по Кларку); 3 — полимиктовый песчаник Ленского района (Сибирь), по Герасимову; 4 — аркозовый песчаник из верхнепермских отложений Приуралья, по Пустовалову; 5 — кварцевый (стекольный) песок третичного возраста, Часов-Ярское месторождение (Украина); 6 — кварцевый (стекольный) песок юрского возраста, Люберецкое месторождение (Москва); 7 — кварцевый, несколько глинистый формовочный песок четвертичного возраста (ст. Канатчиково); 8 — граувакка из Мугуджар.

В результате уже макроскопического изучения породы макроскопически необходимо правильно ее определить и дать краткую характеристику, отмечающую главные ее особенности. Определения из двух-трех слов всегда недостаточны. Тем более они недопустимы, если порода была изучена как макроскопически, так и в шлифе. В этом случае следует давать либо два отдельных описания, либо, лучше, одно комбинированное, основанное на макро- и микроскопических наблюдениях; желательное (но не обязательно) придерживаться при этом одного определенного порядка, предпуская ему общее название породы (песчаник и т. д.). Некоторое затруднение при описании песчаников вызывает трехкратное перечисление минералов (главная часть, добавочная, цемент). В русской геологической терминологии не существует общепринятых правил в этом отношении, и, например, термином «фосфоритовый песчаник» одинаково обозначают песчаник из фосфоритовых песчинок, сцементированных  $\text{CaCO}_3$ , и песчаник из кварцевых песчинок, сцементированных фосфоритом, между тем породы эти совершенно различны в практическом, химическом и генетическом отношении. Чтобы избежать подобных неясностей, следует суффикс «е (о) вый» («кварцевый», «полевошпатовый», «гипсовый» и т. д.) употреблять только для обозначения главной составной части зерен. Добавочные минералы полезно обозначать предлогом «с» («с биотитом»), или с суффиксом «истый» (кварцевый, «слюдистый»); цемент, который вызывает больше всего неясностей, — не суффиксом, а словами: «с таким-то цементом». При наличии цифровых данных, хотя бы приблизительных (о величине зерен, процентном содержании разных фракций и т. п.) их следует приводить тут же в скобках.

Процентное содержание (фракций, минерального состава зерен и т. д.) можно рассчитывать как по отношению ко всей породе, так и по отношению к одним обломочным зернам, соответственно оговаривая это. Как пример полной макроскопической характеристики можно привести следующее описание (расчет в нем сделан на всю породу).

Песчаник среднезернистый<sup>1</sup> (60), глинистый (15), с гравием (4), среднеокатанный, красный, кварцевый с биотитом (4?), с железистыми комочками и обломками раковин, с карбонатным цементом, рассыпающийся, с беспорядочной текстурой, толстослойный.

После изучения в шлифе описание той же породы может принять следующий вид.

Песчаник среднезернистый (50), алевритистый (15), глинистый (5), с гравием (2), со среднеокатанными песчаными и плохоокатанными алевритовыми зернами. Красный от железистой рубашки и цемента. Кварцевый (95) с биотитом (5), частью разлагающимся, с мелкими выделениями пирита, окисленного в красные гидроокислы железа и со следами перекристаллизованных раковин. Цемент пор (27) карбонатный, мелкозернистый, очень слабый. Текстура в куске беспорядочная, в разрезе толстослоистая.

При желании дать еще более короткое, но все же достаточно ясное описание той же породы ее можно охарактеризовать так: песчаник среднезернистый (50), глинисто-алевритистый (20) с гравием (2), среднеокатанный, кварцевый (95) с биотитом (5), красный (Fe) с карбонатным цементом пор, рыхлый, с окисленным пиритом и следами раковин, с беспорядочной текстурой, толстослойный.

<sup>1</sup> Или точнее с «зернами размером около 0,25 мм». При употреблении условных терминов (среднезернистый и т. д.) следует указать, в каком значении они употребляются автором. Цифры в скобках, обозначающие процентное содержание, можно, сделав оговорку соответствующую оговорку, помещать без знака %.

Дальнейшее сокращение характеристики сделало бы ее неполной и неточной. Указывать в названии песчаной породы лишь господствующие минеральные виды, а минералы, присутствующие в количестве менее 5%, не указывать вовсе было бы неправильно, так как эта примесь часто существенно влияет на практические свойства породы и служит характерным стратиграфическим признаком при работе геолога. Лишь в крайнем случае описанную выше породу можно было бы назвать: «песчаник среднезернистый, глинистый, кварцевый (95) с биотитом, красный (Fe) с карбонатным цементом пор (27), рассыпающийся, со следами раковин толстослойный».

### *Примеры характерных разновидностей песчаных пород*

В качестве примеров чрезвычайно разнообразных разновидностей песчаных пород приведем следующие:

1. Мономинеральный кварцевый песчаник с кремнистым цементом — третичный (?) из Тульской области. Макроскопически крупно- и равнозернистый с прекрасно окатанными полированными зернами кварца, светло-серый, крепкий, с беспорядочной текстурой (фото 19, 20). В шлифе выделяются крупные (около 1 мм) округлые зерна кварца. Цемент базальный состоит частью из глобул несколько раскристаллизованного опала (слабо действующего на поляризованный свет), окаймляющего некоторые зерна кварца (цемент обрастания), частью из опала однородного, к которому в поровых участках примыкают полоски халцедона. Центральная часть пор выполнена из образований осадочного кварца, отличающимися от обломочных зерен значительно меньшими размерами, отсутствием пылеобразных включений газов, следами волокнистого строения и угловато причудливой формой, повторяющей форму промежутка между обломочными зернами.

2. Олигомиктовый кварцевый песчаник с гипсовым цементом из основания татарской свиты окрестностей г. Горького. Макроскопически песчаник мелкозернистый однородный желтовато- и розовато-красного цвета. Бросается в глаза зеркальный блеск излома, указывающий на налипание цемента прорастания. Мягкость крепкого цемента и отсутствие вскипания с HCl указывают на то, что он гипсовый. Макроскопически текстура неяснослыстая. В шлифе (фото 131) видны мелкие (0,1) хорошо отсортированные по величине и для такой величины хорошо округленные зерна кварца (97) с ничтожной примесью полевых шпатов (2). Окраска обусловлена железистой рубашкой зерен и редкими пылеобразными выделениями гидроокислов железа в цементе. Цемент (40) гипсовый, базальный, прорастания. Органических остатков нет. Текстура беспорядочная.

Однородность зерен по составу (кварц) и их окатанность говорят о том, что песчаник возник за счет переотложения старого осадочного материала, может быть не раз переходившего из породы в осадок и, возможно, прошедшего через эоловую стадию. Гипсовый цемент указывает на осаждение в выпаривающемся бассейне в условиях сухого климата, возможно, в близком соседстве с залежами гипса. Отсутствие ископаемых и чистые цвета (отсутствие органической окраски) породы говорят об условиях, по-видимому, неблагоприятных для жизни животных и растений или для сохранения их скелетов и органического вещества.

3. Полимиктовый песчаник верхов татарской свиты окрестностей г. Горького. Макроскопически песчаник грубо- и разнозернистый, красноватый, с характерной пестрой окраской (крапчатый), указывающей на смешанный состав зерен; содержит галечки глины и пестрых мергелей и ядра мелких пеллеципод; с известковым цементом, крепкий, текстура беспорядочная.

В шлифе (фото 133) видна резкая разнозернистость породы с преобладанием зерен размером 1—0,1 мм и редкой примесью гравия; окатанность зерен относительно слабая; преобладающая часть песчинок представлена обломками пород (средние размеры 0,5 мм) — яшм иногда со следами радиолярий, микрозернистых халцедоново-кварцевых, видимо, метаморфических пород, реже песчинок сильно разложившихся эффузивов; из минералов, кроме кварца, составляющего не более 30% зерен, и еще менее обильных полевых шпатов, встречаются единичные зерна роговой обманки и др.; редкие крупные песчинки (от 1 мм до размера гравия) лучше окатаны и представлены белыми, серыми и бурыми обломками карбонатных и глинистых, зероляпо, местных пород. Цемент известковый, базальный, беспорядочно зернистый. Цвет обусловлен рассеянной примесью окиси железа и цветом самих зерен. Текстура беспорядочная. Очень редко встречаются мелкие обломки раковин.

Присутствие яшм и порфиринов, отчасти полевых шпатов и других минералов и пород не местного происхождения указывает на обильный и быстрый принос нового материала из складчатой области, что можно объяснить только сильными поднятиями, происшедшими в области сноса после отложения нижележащей породы. Присутствие крупных зерен местных карбонатных пород и даже галечек глин указывает на энергичное размывание при недалеком переносе, т. е. на резкое усиление скорости рек. Бедность песка зернами кварца подчеркивает «свежесть» материала, отложившегося после быстрого переноса. Характер принесенных издалека песчинок (яшмы, эффузивы) позволяет установить и место поднятий — Урал, наиболее близкий пункт, где широко развиты эти породы. Значение этих выводов подчеркивается сравнением с вышеописанными песчаниками из низов того же разреза, отлагавшимися в совершенно иных, спокойных условиях, до начала поднятий, за счет размыва старого осадочного материала.

Такое сравнение интересно и потому, что дает возможность использовать петрографические признаки породы, обусловленные процессом горообразования, охватившим обширные области, для стратиграфических сопоставлений толщ на больших пространствах и для палеогеографических выводов. Оно интересно и тем, что показывает, как внимательно сделанное даже микроскопическое описание позволяет различать породы, которые при прежнем все еще иногда применяющемся способе описания обозначались бы одинаково — как «красные песчаники».

4. Граувакка (типичная) из палеозоя Тянь-Шаня. Макроскопически темно-серая, почти черная, очень крепкая, прочно сцементированная, однородная порода, в которой простым глазом заметны лишь единичные крупные зерна. Залагает толстыми пластинами, почти неотличима от основной эффузивной породы. В шлифе (фото 135, б) при  $\times 80$  оказывается грауваккой разнозернистой, сложенной резко угловатыми зернами, приближающимися по величине частью к 0,5 мм, частью к 0,05 мм и состоящими ориентировочно из обломков пород (60), кварца (15), полевых шпатов (10), сцементированных основной пелитово-алевритовой массой (15). При увеличении в 600 раз выясняется, что количество полевых шпатов значительно больше, но они трудно определимы вследствие сильной выветренности, а частью и не отличимы от других разложившихся минералов или обломков пород, цемент же, представленный преимущественно продуктами разложения полевых шпатов и других минералов, не превышает 2%, а местами и вовсе отсутствует (зерна вдавлены). Состав породы: обломки пород эффузивных, кремнисто-аргиллитовых и других (55), кварц (10), четко определимые полевые шпаты (15), сильно разложившиеся зерна, полевые шпаты и другие выветрелые минералы (15), слюды и близкие к ним минералы (3), микрозернистые

продукты выветривания и истирания, выполняющие промежутки между зернами и играющие роль цемента (2). Текстура беспорядочная.

### Алевриты и алевролиты

Алевритами у нас называют рыхлые обломочные породы, преобладающая часть зерен которых имеет размер от 0,1 до 0,01 мм или, по другим авторам, от 0,05 до 0,01 мм. Цементированные их разновидности называют алевролитами. Применение последнего термина для обозначения рыхлых их разновидностей ошибочно и вносит путаницу.

По своему происхождению алевритовые породы не отличаются от песчаных, являясь лишь более мелкой частью продуктов разрушения тех же материнских пород. Их перенос и отложение происходят под действием тех же факторов, но часто при большем участии ветра. Алевритовые породы по размеру зерен занимают промежуточное место между песчаными и глинистыми и в типичных разностях (0,05—0,01 мм) заметно отличаются от песчаных. Они широко распространены, но изучены мало, так как геологи описывают цементированные обломочные породы с размером зерен 0,1—0,05 мм обычно как тонкозернистые песчаники, к которым они и по виду и по свойствам действительно стоят ближе, чем к алевролитам, а породы размером зерен 0,05—0,01 мм как аргиллиты или глины, на которые алевролиты часто похожи, особенно если содержат примесь глинистого материала. Изучение их труднее, чем изучение песчаных пород. Мелкие зерна не так точно определяются в шлифах, как песчаные. Степень сортировки менее заметна, окатанность в типичных разностях отсутствует, так как зерна размером меньше 0,05 мм не поддаются окатыванию. Поэтому и предположения об условиях образования их менее точны.

По своим физическим и техническим свойствам типичные алевритовые породы иногда существенно отличаются от песчаных, особенно если они содержат заметную примесь глины. Они часто обладают свойством давать просадку при нагрузке, а при смачивании проявляют текучесть наряду со связностью. Это их свойство ведет к образованию суффозионного карста. Оно очень наглядно проявляется во флишевых толщах. Нижний член флишевого ритма (см. стр. 164) обычно представлен песчаным материалом, отлагающимся на этапе наиболее энергичной тектонической подвижки, но тем не менее залегающим в виде правильного наложения. Покрывающий же его алевролитовый прослой, в который песчаник переходит постепенно и который отлагался в уже более спокойных условиях, обычно отличается причудливо смятой текстурой (см. рис. 108) с опрокинутыми, разорванными и закрученными складочками, указывающими на сильное перемещение легко подвижных и вязких масс. При увеличении количества воды вязкая алевритовая масса теряет свою связность и как сильно намоченный песок расплывается, исчезает и текстура смятия. В случае же уменьшения количества воды текучесть и подвижность смоченного алеврита исчезает и создавшаяся текстура, как бы застылая, сохраняется. Именно алевритовые породы создают наиболее опасные при строительстве «плывуны».

К алевритовым породам можно отнести с некоторыми оговорками лёсс и многочисленные «лёссовидные породы», в которых иногда вследствие отсутствия или слабости их цементации пластичные свойства глинистых алевритов сохраняются. Однако, так как эти породы обычно содержат большую (до 50%) примесь глины, а иногда, кроме того, также песка и карбонатов, с ними целесообразнее познакомиться при изучении смешанных пород (см. стр. 319—324).

## ГЛАВА VII

### ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

#### ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Глинистые породы являются наиболее распространенной группой осадочных пород (около 50% всех пород). По своему происхождению они занимают промежуточное положение между чисто химическими, к которым более близки, и обломочными. Изучение их представляет исключительно большие трудности, так как обычно они слагаются смесью нескольких минералов.

Не удивительно поэтому, что до самого недавнего времени, даже у специалистов были очень смутные и противоречивые представления о самой сущности этих пород. Одни считали, что глины — это определенный минерал (каолинит), обычно загрязненный примесью различных мелко раздробленных материалов, другие считали, что глины — это породы, обладающие рядом определенных свойств, обусловленных не их минеральным составом, а состоянием крайней раздробленности минералов любого состава.

Лишь введение новейших методов исследования, особенно рентгенографического анализа и электронного микроскопа, решило этот старый спор, доказав, что «глины — это породы, которые состоят из мельчайших частиц (меньше 0,01—0,001 мм), притом в основной части непременно из глинистых минералов, присутствием которых именно и обуславливаются все специфические свойства глин».

Понятно, что глины, как и все другие породы, могут содержать примеси других материалов как обломочного, так и химического происхождения. Типичные глины отличаются от других пород пластичностью. Затвердевшие и неразмокающие их разности называют аргиллитами и частью сухарными глинами.

Так как глинистые минералы продукты не механического раздробления, а химического разложения магматических минералов в зоне осадкообразования, то уже из данного выше определения глин вытекает бесспорный вывод, что глины не обломочные породы, как прежде часто считали, а в основной своей части химические. Одно механическое измельчение, как бы тонко оно ни было, не может превратить материнскую неглинистую породу в глину. Тончайшее измельчение известняка дает не глину, а зубной порошок, фосфорита — фосфоритную муку, кремнистой породы — слабый абразив, галита — столовую соль; то же относится и ко всем другим породам.

К сожалению, даже до сих пор среди геологов широко распространено старое ошибочное представление, что глины — обломочные породы, основанное в одних случаях на неосведомленности, в других на силе

традиции. Оно поддерживается и тем, что по условиям своего образования глинистые породы обычно содержат более или менее значительное количество тонкодисперсного материала обломочного происхождения, который, однако, в отличие от глинистых минералов («глинистой субстанции») не является обязательной частью глин, а лишь допустимой примесью в них. Вводит в заблуждение иногда и то, что глинистые минералы, образующиеся только химически, в дальнейшем в большей мере, чем другие химические осадки, подвергаются переносу и переотложению. Однако понятно, что перемещение, которому нередко подвергаются и другие химические образования, не превращает их в обломочный материал. Это особенно справедливо именно для глин, которые сравнительно легко изменяют свой минеральный состав даже во время переноса в результате перехода из одной химической среды в другую. Заслуживает внимания и то, что тонко размельченный обломочный материал, который присоединяется к глинистым минералам во время их переноса, вследствие своей дисперсности быстро химически разлагается, превращаясь также в глинистые минералы. По Гриму, в глинах среди зерен размерами меньше 0,001—0,002 мм обломочные (не глинистые) минералы отсутствуют.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Глинистые минералы, а следовательно и глинистые породы, образуются в подавляющей части в процессах химического выветривания за счет разложения магматических и других пород. При благоприятных условиях климата, рельефа и слабом дренаже, таким образом, могут накапливаться значительные толщи элювиальных (остаточных) глин сравнительно однородного минерального состава, определяемого составом материнских пород и химическими условиями среды их образования. Для них характерно отсутствие ясной слоистости, иногда реликтовое строение, отражающее черты материнской породы, и присутствие неразложившихся при выветривании более устойчивых первичных минералов (кварц и др.). Однако чаще продукты химического разложения выносятся текучими водами с места разложения либо непосредственно вслед за своим образованием, либо при изменении условий рельефа и дренажа и отлагаются в речных долинах, озерах и морях. Эти наиболее распространенные водноосадочные глины возникают либо из  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , освободившихся при химическом выветривании и образовавших глинистые минералы, либо в результате стадийного разложения первичных алюмосиликатов, перешедших в глинистые минералы и затем перенесенных частью в виде коллоидальных растворов, частью в виде тонких механических взвесей. К этому основному материалу глин в процессе переноса примешиваются пелитовые продукты механического раздробления первичных минералов, которые вследствие своих малых размеров в дальнейшем, в большей части разлагаясь, также переходят в глинистые минералы.

Водноосадочные глины отличаются от элювиальных ясно выраженной четкой и иногда тончайшей слоистостью, нередко присутствием органических остатков и, обычно, меньшей однородностью своего состава. Эта их особенность объясняется частью смешиванием различных тонкозернистых минералов при их переносе, примешиванием песчаного, химического и органического материала, а также продолжающимися вследствие переменчивости условий среды во время переноса и после отложения переходами глинистых минералов из одного вида в другой.

Среди этих наиболее распространенных глин можно различать разности, резко обогащенные обломочным материалом и переходящие в глинистые алевролиты и песчаники; разности, обогащенные органическим веществом (битуминозные), органическими остатками (известковыми или кремнистыми); разности, чисто пелитовые, но с резко смешанным

составом глинистых минералов (полимиктовые); разности, хотя и не строго мономинеральные, но все же сложенные преимущественно одним глинистым минералом (олигомиктовые), обычно наиболее ценные.

Крайне редкой, пожалуй, даже проблематичной разновидностью глин являются глины биогенного (фитогенного) происхождения, возможно, играющие некоторую роль в составе угленосных толщ. Все организмы, особенно растения, накапливают в своих телах различные элементы. Злаки и хвощи содержат в значительном количестве  $\text{SiO}_2$ , а плауновые —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , который может составлять 39% их золы. После разложения органического вещества происходит накопление как своего рода золы — неразтворимого остатка, который в могучих лесах каменноугольного периода мог образовывать прослойки глин<sup>1</sup>.

Кроме обычных глин, образующих целые пласты и толщи, встречаются небольшие выделения глин среди других пород в виде примазок, жилок, линзочек и комков неправильной формы. Эти образования, генетически вполне аналогичные «кремням» кремнистых пород, часто представляют собой результат выполнения полостей или замещения других (обычно карбонатных) минералов, а иногда частью и растворения карбоната. Глинистые выделения этого типа, которые можно назвать ксеногенными (т. е. чужеродными), не редки, но в отличие от твердых кремней мало заметны. Примерами их являются глинистые примазки в стилолитах и парастилолитах, замещение аллофаном кораллов в упинских известняках Тульской области и др. (пример см. табл. 16, № 6 и 7).

Особую группу глинистых пород, существенно отличающихся от обычных пластичных глин, широко распространенных на платформах и в молодых слабо дислоцированных толщах, представляют аргиллиты. Твердые, неразмокающие глинистые породы. Аргиллиты широко развиты в геосинклинальных областях в складчатых толщах, где они почти полностью заменяют пластичные глины. На платформах они встречаются в нетипичных разностях лишь в скважинах на больших глубинах (глубже 1—2 км).

От типичных аргиллитов следует отличать редкие случаи первично твердых, неразмокающих глин, которые встречаются и в недислоцированных областях. Эти глины, которые, по-видимому, всегда принадлежат к мономинеральным разностям, обычно называют «сахарными» или «кремневками». Их твердость объясняется мало выясненными причинами, иными чем причина твердости аргиллитов.

Сводя все сказанное о происхождении и составе глин и учитывая то, что сделано в этом отношении Гримом, Седлецким, Викуловой, Гинзбургом, Петровым и др., можно дать следующую, пока все еще далеко не совершенную, классификацию глинистых пород. Приводимые в ней сведения о распространении разных типов глинистых пород чисто ориентировочны (табл. 14).

#### МАКРОСКОПИЧЕСКИЙ ОБЛИК ПЛАСТИЧНЫХ ГЛИН

Макроскопически обычные пластичные глины довольно однообразны. Обращает на себя внимание лишь их окраска иногда очень яркая — белая, желтая, красная, бурая, зеленая, но чаще серая и черная, обусловленная их поглотительными свойствами. Энергично поглощая красители, они сами приобретают свойства красителей. Тонкорассеянная примесь глинистого материала иногда окрашивает карбонатные кремнистые и обломочные породы. Излом их нередко однообразный, землистый или

<sup>1</sup> Эта гипотеза была уже давно высказана Стаутом; у нас Горецкий отмечал в угленосных толщах Донбасса, Кузбасса, Караганды наличие тонких, но очень выдержанных прослоев твердой кристаллической глины иллитового или каолинитового состава с необычно крупными кристаллами этих минералов (фото 35), вероятно, именно такого происхождения.

Таблица 14

Классификация глинистых пород

Стадия уплотнения и обезвоживания	Способ и условия образования	Состав						
		Олигомитовые, с ясным преобладанием одного минерала						
		каолиновые	гидрослюдистые	монтмориллонитовые	пальгорскитовые	прочие	Редко полимиктовые, но без существенной обломочной и химической примеси	
Линия пластичные пластформенных областей умеренных глубин	Остаточные (элювиальные) продукты химического разложения, реже растворения	Сравнительно не редки	Не редки ?	Редки. Часто связаны с эфузивным материалом	Редки	Очень редки	Не редки	
	Водноосадочные — результат выпадения из водной среды глинистых минералов а) образованных перешедшими в раствор $SiO_2$ и $Al_2O_3$ ; б) перенесенных в виде коллоидных растворов элювиальных продуктов разложения; в) то же перенесенных в виде тонкой взвеси; г) с примесью тончайше измельченного обломочного материала, частью перешедшего в глинистые минералы	Сравнительно редки	Сравнительно не редки, в том числе глауконитовая разность	Довольно редки	Редки	Очень редки	Подвально-шая часть глин	Распространены
	Органогенные (фитогенные) (концентрация $Al_2O_3$ и $SiO_2$ растительностью). Конкреционные (ксеногенные) выделения глинистого материала в других породах	Исключительно редки	Исключительно редки	?	?	?	?	?
Линия пластичные пластформенных областей умеренных глубин	Первой стадии уплотнения и обезвоживания а) массивные б) слоистые	Рассеяны и редки						
	Второй стадии уплотнения и обезвоживания с изменением текстуры (сланцеватые), переходят в метаморфические сланцы	Точно не изучены						
Линия пластичные пластформенных областей умеренных глубин	Первой стадии уплотнения и обезвоживания а) массивные б) слоистые	Точно не изучены						
	Второй стадии уплотнения и обезвоживания с изменением текстуры (сланцеватые), переходят в метаморфические сланцы	Точно не изучены						

раковистый. Часто они тонко- и микрослоисты, что иногда заметно лишь на свежем срезе или в шлифе. На высохших обнажениях тонкослоистые глины сильно крошатся и распадаются на листочки. Излом у них плитчатый, чешуйчатый. Редко встречающиеся глины с выделениями крупных зерен глинистых минералов или с глинистыми оолитами имеют зернистый песчаниковидный излом. Зернистый излом наблюдается также у глин с обильной песчано-алевритовой примесью. Эти глины, шершавые на ощупь, называются тощими или сухими. Каолиновые глины очень жирны на ощупь, в других глинах это свойство выражено иногда очень слабо.

Широко распространено заблуждение, будто глины легко отличимы по «свойственному им запаху печки». В действительности этот запах свойственен всем тонкодисперсным мелкопористым и поглощающим веществам и отнюдь не указывает на присутствие глины.

#### ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛИН И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Своеобразные свойства глин делают их ценными полезными ископаемыми, находящими себе разнообразное практическое применение. У разных глин эти свойства неодинаковы. Они обуславливаются многими причинами и прежде всего микроструктурностью глин и их минеральным составом.

Физические свойства глин, определяющие их практическое значение, изучаются в курсах полезных ископаемых и инженерной геологии. Поэтому здесь можно ограничиться лишь кратким их перечислением.

Наиболее хорошо известным из этих свойств является пластичность, т. е. способность влажной глины принимать под давлением любую форму и удерживать ее по устранению давления. Выяснению причин пластичности посвящена обширная литература. Ее объясняют пластинчатой формой частиц, тончайшим их измельчением, коллоидальностью значительной части состава глин, молекулярным притяжением и др. Степень пластичности зависит и от минерального состава глины. Она может быть повышена вылеживанием глин на воздухе и снижена разными прибавками и нагреванием. Дополнением пластичности является связность, т. е. способность не рассыпаться после высыхания, а сохранять полученную форму.

Связывающей способностью называют способность глины, не теряя пластичности, удерживать большое количество непластичных веществ.

Глины способны поглощать в больших размерах воду, которая проникает по трещинам и капиллярам не только между глинистыми частицами, но даже между слоями в решетке некоторых глинистых минералов, раздвигая их. Проникновение воды сопровождается набуханием породы, т. е. увеличением ее объема нередко до 45% и более. С поглощением воды связность глины увеличивается до известного предела, после чего уменьшается, и глина приобретает липкость, т. е. теряя связность, начинает приставать к посторонним предметам. Граница липкости и предел поглощения воды колеблются у разных глин. В отдельных случаях они достигаются при 30, 45 и даже 77% содержания воды.

Водопроницаемость глины невелика и при некоторых условиях приближается к нулю, что и обуславливает существование горизонтов подземных вод.

Под воздушной усадкой (усушкой) и огневой усадкой глин понимается их способность уменьшать свой объем при высыхании на воздухе или при обжиге. В разных сортах глин эти свойства различны. Пластичные глины монтмориллонитового состава обладают ими в сильной степени, и так как большая усушка и усадка могут сопровождаться образованием трещин, они в чистом виде непригодны для производства;

их приходится «отощать», прибавляя неподвергающуюся усушке примесь — песок и т. д.

Одним из важнейших свойств глин является огнеупорность, т. е. способность выдерживать высокую температуру, не сплавляясь. Полуогнеупорными глинами иногда (есть разные классификации) называют глины, сплавляющиеся между 1600 и 1650°, огнеупорными — между 1650 и 1745°; глины, сплавляющиеся лишь при более высоких температурах, называются высокоогнеупорными.

От температуры плавления отличаются температуру спекания глины, когда глина, еще не растекаясь, превращается в твердый черепок. Температура спекания обычно на 300—400° ниже температуры плавления. Огнеупорность глин определяется либо путем сравнения плавкости изготовленных из них конусов с эталонными образцами, плавящимися при известной температуре (конусы Зегера), либо термическим анализом. Огнеупорность прежде всего обуславливается минеральным составом глины. Так, каолины обладают высокой степенью огнеупорности, а монтмориллонитовые глины легкоплавки. На понижение температуры плавления большое влияние оказывают даже небольшие примеси определенных минералов («плавни»), причем играет роль не только их состав, но и величина зерен, процент примеси и т. д. Например, значительная примесь кварца увеличивает огнеупорность, а небольшая уменьшает.

Чрезвычайно важным свойством глин является их сильно выраженная способность ионного обмена с окружающей средой. Наиболее легко подвергаются обмену катионы  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{NH}_4^{++}$  (в порядке увеличения энергии, т. е. легкости замещения и влияния на свойства глины), а из анионов —  $\text{SO}_4^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ \*. Это свойство глин имеет колоссальное значение для живого вещества. Оно является основой земледелия. Элементы, необходимые для своего существования и роста, растения черпают из глин — главным образом путем катионного обмена. Например, вносимый в удобрениях в почву К удерживается в ней, предохраняясь от быстрого вымывания, и становится доступным для растений благодаря тому, что путем катионного обмена он задерживается глинами. Так же замещение непригодного для растений Na путем обмена на Ca делает почву пригодной для земледелия.

Замена катиона, поглощенного глиной, на другой ведет к изменению свойств глин, важных для разных практических целей (скорость и характер распада в воде, водопроницаемость, пластичность и др.). Искусственное введение в глину нужного катиона улучшает ее свойства и, наоборот, неосмотрительное изменение режима подземных вод при инженерно-геологических сооружениях может радикально изменить практически важные свойства предварительно изученных глин и привести к катастрофическим последствиям.

Способность обмена катионов различна для разных глинистых минералов; она колеблется в широких пределах и для одного минерала в зависимости от степени его кристалличности и размера частиц. В миллиэквивалентах на 100 г при pH 7 ее можно выразить следующими цифрами: каолинит 3—15; монтмориллонит 80—150; иллит 10—40; сепиолит-пальгорскит 20—30. У цеолитов та же способность выражается цифрами: 100—300, а у современных органических образований 150—500. Некоторой способностью катионного обмена обладают вообще все тонкораздробленные минералы вследствие того, что на обломанных краях кристалликов заряды некоторых элементов оказываются незамещенными. У глинистых минералов по этой же причине способность к обмену тем

\* Порядок энергии замещения дается по Гриму (1953). В руководстве Приклонского (1949), где свойства глины рассматриваются подробнее, чем здесь (на основании работ Охотина, Попова и др.), дается несколько иной порядок: Li — Na — K — Mg — Ca — Ba — Al — Fe.

больше, чем меньше размеры кристалликов. Для каолина и галлуазита именно это и является главной причиной их способности к обмену. У гидрослюда, хлорита, палыгорскита — причиной существенной, у монтмориллонита — незначительной. Второй причиной, порождающей способность к обмену, является замена  $Al^{+++}$  на  $Si^{++++}$ ,  $Mg^{++}$  на  $Al^{+++}$  и т. д., так как в этих случаях получаются неуравновешенные свободные заряды.

Способность обмена монтмориллонитовых глин на 80% обусловлена этой причиной. Третьей причиной, имеющей значение для каолинита и галлуазита, является замена H в OH катионом, способным в обмене.

Способностью к катионному обмену объясняется важнейшее свойство глин — их поглотительная способность. Поглощение глинами красящих веществ позволяет открывать незначительные примеси глин в других породах. Неодинаковое поглощение некоторых красок разными глинистыми минералами используется для их различения. Особенно важны эти свойства для технических целей. Некоторые «поглощающие» или «отбеливающие» глины (монтмориллонитовые) энергично поглощают органические соединения, масла, краски, основания и используются для отбеливания сукон, фракционирования нефтей.

Кроме перечисленных главных и специфических свойств глины обладают той или иной пористостью, различной прочностью в сухом и обожженном виде и т. д. Для выяснения технических свойств глины испытываются особыми приборами в специальных лабораториях.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИН И МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Кроме ведущей части глин — глинистых минералов, в наибольшей мере определяющих их практические свойства, в их состав входят чаще в небольшом, а иногда и в значительном количестве другие минералы как реликтовые, так и осадочные новообразования. Очень обычна примесь адеврита и песка любого состава. Из осадочных новообразований особенно часто встречаются: кальцит (преимущественно в виде раковин), органическое вещество, хорошо сохраняющееся в глинах, глауконит, пирит и марказит, фосфаты, сидерит, реже доломит, минералы группы кремнезема, окислы железа, марганца, гипс. Даже небольшие примеси этих минералов могут существенно влиять на практические свойства глин. Так, кварц уменьшает усадку и крепость. Может в одних условиях повышать, в других понижать температуру плавления. Полевой шпат может служить отошающей примесью и понижает температуру плавления. Слюда действует так же, но менее энергично. Известняк,  $F_2O_3$ ,  $MnO$  — сильные плавни,  $Al_2O_3$  повышает температуру спекания.

Естественно поэтому, что при изучении глин особенно важно определить их минеральный состав. Между тем задача эта очень нелегка. Разрешить ее полностью путем микроскопического изучения, вследствие тонкозернистости глин, невозможно. Химический анализ также не может дать точных сведений о минеральном составе глины. Так, большой процент  $SiO_2$  в анализе может быть обусловлен либо тем, что в составе глины видную роль играют минералы группы монтмориллонита, и тогда огнеупорность породы будет невелика, либо тем, что, будучи в основном каолиновой, глина содержит примесь зернышек кварца, в этом случае она может быть высокоогнеупорной.

Чтобы иллюстрировать сказанное, можно привести пример (см. стр. 220) анализа двух прослоев, взятых из одной пачки глинистых слоев (по Рейсу), которые при почти тождественном составе сильно отличаются по главной своим свойствам, очевидно, вследствие различия их минерального состава.

Таким образом, чтобы на основании анализа получить точное представление о свойствах глины, надо его расшифровать в минералогическом отношении (рациональный анализ). Для этого еще недавно приходилось

	I	II		I	II
SiO <sub>2</sub> . . . .	80,39	80,84	Сопротивление растя- жению, кг/см <sup>2</sup> . . .	13,6	19,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	9,82	8,09			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	2,88	2,25	Усушка, % . . . . .	4,8	8,6
CaO . . . . .	0,42	1,44	Пластичность . . . . .	Достаточная Не дает тре- щин	Высокая Трескается
MgO . . . . .	0,45	0,26	При высыхании . . . . .		
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,19	0,10	Спекание . . . . .	Конус 9	Конус 5
K <sub>2</sub> O . . . . .	Следы	Следы			
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,35	0,78			
H <sub>2</sub> O . . . . .	3,11	6,00			
	97,61	99,76			

делать дополнительные химические анализы вытяжек, полученных после обработки породы в щелоче или в кислоте. Учитывая различную растворимость разных минералов, которые предположительно могли бы присутствовать в глине, эти дополнительные данные минералогически расшифровывают анализ. Понятно, что эта дорогая работа не всегда давала точные результаты. Примером может служить известная история расшифровки минерального состава «синей кембрийской глины» (см. стр. 231—232).

В последние годы эта сложная и неточная методика вытесняется новыми более дешевыми и более точными методами определения минералов, входящих в состав глин. Из их числа еще в тридцатых годах получили значительное распространение иммерсионный метод, а затем термический и рентгенографический анализы, впервые давшие довольно точное представление о минеральном составе глин. С середины сороковых годов к ним присоединилось применение электронного микроскопа, наглядно показавшего, что многие «аморфные» минералы в действительности состоят из мельчайших кристалликов (см. рис. 53—56), электрографический метод и приемы окрашивания определенными красителями. Эти красители, окрашивая разные глинистые минералы в разные цвета, позволяют выявлять хотя бы в грубых чертах минеральный состав основной массы глинистых пород. Перечисленные методы, которые, при всех своих достоинствах, для полного выяснения минерального состава смешанных глин должны применяться, по возможности, в совокупности, описываются подробно в отдельных руководствах. Ознакомление с ними не входит в задачи этого учебника.

#### МЕХАНИЧЕСКИЙ (ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ) СОСТАВ

Размер частиц настоящих глин меньше 0,01, а в значительной части даже меньше 0,001 мм. Более крупные зерна, которые могут присутствовать в них, как и в других породах, представляют постороннюю примесь. Если количество этой примеси более 50%, породу, естественно, нельзя называть глиной, что не всегда соблюдается геологами, иногда ошибочно называющими глиной глинистые алевроиты, да и другие породы. Это положение не приложимо к глинистым минералам. Породу, состоящую из глинистых минералов, мы всегда называем глиной, даже если — в крайне редких случаях — отдельные зерна этих минералов имеют размеры крупнее 0,01 мм, тем более, что будучи очень хрупкими, они рассыпаются при анализе или техническом использовании породы.

Размеры зерен, слагающих глины, оказывают влияние на практические свойства породы. Уже поэтому их определение имеет большое значение и издавна применяется при изучении глин. Кроме того, разделение глин на фракции (части) по величине зерен имеет еще и другое важное значение. Изучение глин показало, что чем мельче фракция, тем более однороден ее минеральный состав, причем обломочные (неглинистые)

минералы в мелких фракциях ( $<0,001$  мм) практически отсутствуют, и они состоят лишь из глинистых минералов (прежде всего определяющих свойства породы), которые тоже до известной степени группируются по фракциям разных размеров. Это обстоятельство чрезвычайно важно, так как все методы изучения глин (рентгенография, термический анализ и др.) дают вполне четкие результаты лишь при изучении глин мономинерального состава и достаточно четкие при слабо смешанном составе. Поэтому применению этих методов всегда предшествует разделение породы на тончайшие фракции, которое и является первой стадией лабораторного изучения глин.

Точное разделение глин на отдельные мелкие фракции (0,005 и мельче) представляет большие трудности и прежде требовало иногда больше месяца для одного образца (методы отмучивания и др.). В настоящее время получило широкое распространение применение специальных приборов — центрифуг, позволяющих быстро и сравнительно легко производить эту работу. Эти лабораторные методы тоже описываются в специальных руководствах.

### СТРОЕНИЕ ГЛИН ПОД МИКРОСКОПОМ

Еще недавно изучение глин в шлифах не производилось и фотографии шлифов глин в первом издании этого учебника были, по-видимому, первыми в русской литературе. Необходимость такого изучения глин была подчеркнута работами Викуловой и Успенского и является теперь общепризнанной. Необходимо однако учитывать, что вследствие перемешивания и перекрывания в глинах мельчайших слагающих их частичек, а также наличия в них примесей (желтые, ярко-бурые цвета органических примесей, красные, буровато-желтые цвета окислов железа), точное определение даже показателей преломления и цветов интерференции в шлифах часто невозможно. Поэтому при изучении глин с помощью обычного микроскопа применяются два специальных метода исследования их не в шлифах.

Первым является уже упомянутый иммерсионный метод определения отдельных глинистых минералов (выделенных из породы размучиванием ее в воде) по показателю преломления в жидкостях с разными показателями. Этот метод имеет тот недостаток, что дает представления не о самой породе, а лишь о слагающих ее отдельных минералах.

Второй метод, предложенный Гримом и измененный у нас Викуловой, основывается на том, что частицы глины, размученные в воде, осаждаясь на подвешенном в сосуде стеклышке, принимают однообразную оптическую ориентировку и превращаются в своего рода «механический кристалл», ряд констант которого легко поддается определению:

Изучение глин в обычных шлифах позволяет выяснить следующие важные особенности породы:

1) относительное количество, оптические свойства и строение основной глинистой массы, которое дает указания на условия образования породы и может наблюдаться только в шлифе;

2) минеральный состав, размеры, относительное количество и особенности расположения алевритовых и песчаных зерен;

3) минеральный состав осадочных минеральных новообразований и органические остатки;

4) текстуру породы.

Проведенное таким образом изучение глины в шлифе с ненарушенным строением породы, давая возможность выяснить взаимные отношения между разнородными составными ее частями, позволяет уточнить ее место в классификации, облегчает расшифровку химического анализа и дает указания на условия ее образования. Изучение микростроения основной глинистой массы при широком внедрении его в практику,

вероятно, позволит установить связи между происхождением и техническими свойствами глинистой породы, с одной стороны, и микроскопическим типом ее строения — с другой. Оно позволяет, в частности, различить два типа глин: 1) глины явно химического типа и 2) глины со значительными элементами обломочного характера.

Среди глин первого типа можно различить следующие структурно-текстурные разновидности<sup>1</sup>.

1. Строение основной массы псевдоаморфное. Порода не действует или почти не действует на поляризованный свет, но в электронном микроскопе состоит из явных мельчайших кристаллов. Обломочная примесь обычно отсутствует. Иногда имеются следы оолитового строения или сферической сегрегации вещества (фото 137; рис. 114, а). Иногда видны зачатки кристаллизации в виде отдельных «волокон», действующих на поляризованный свет, или мельчайших кристалликов, заметных лишь при большом увеличении и сильном освещении. Нередко наблюдаются отдельные порфиновые выделения более крупных пачек каолинита или других глинистых минералов. Текстура беспорядочная. Иногда встречаются органические остатки. Эта разность, по-видимому, чаще встречается среди первичных глин, остаточных и осадочных, непереотложенных (сахарные глины, мягкие каолиновые глины с раковистым изломом и др.). Она довольно редка.

2. Строение зернисто-кристаллическое. Порода в основном состоит из относительно крупных или мелких пачек глинистого минерала — обычно каолинита или иллита (рис. 114, б), иногда глауконита. Разновидность сравнительно редкая.

3. Строение кристаллическое, оптически ориентированное. При одном николе порода однообразна; при скрещенных николях все поле зрения или значительные его участки угасают почти одновременно, как один кристалл (фото 138; рис. 114, в). При внимательном рассмотрении и при значительном увеличении видно, что в действительности затемнение и просветление являются неполными, как в кристалле с мелкими включениями. Порода состоит из тончайших листочков, сложенных мельчайшими, обычно неразличимыми частичками, из числа которых большая часть, но не все, обладает почти единой оптической ориентировкой. В типичных разностях обломочная примесь и минеральные новообразования чаще отсутствуют, органические остатки более обычны. Текстура часто очень тонкая, микрослоистая, часто едва заметная даже под микроскопом. Макроскопически обычная глина разной жирности, пластичности и окраски. Встречается чаще первой разности (см. табл. 16, № 2 и 8). Единство оптической ориентировки чешуек глинистых минералов в глинах этого типа обусловлено, видимо, как их формой, так главным образом и тем, что при выпадении еще в растворе коллоидальные частицы располагаются группами одинаково ориентированных мицелл, причем более крупные группы оказывали направляющее воздействие на своих соседей. Возможность выпадения из воды взмученной глины в виде ориентированного осадка используется при изучении глин. Отмечено также, что при пропускании электрического тока через глинистый раствор находящиеся в нем частицы принимают одинаковую ориентировку. Глины этого типа представляют собой, вероятно, продукт замедленной коагуляции вдали от берега частиц, сохранившихся в суспензии после выпадения первой, большей части глинистого материала. Несомненно, что они образовывались только в спокойной среде и не подвергались позднему взмучиванию. По-видимому, они обладают очень тонкозернистым механическим и однообразным минеральным составом (выпадение в условиях определенной среды). Подавляющая часть их ос-

<sup>1</sup> Некоторые структурно-текстурные типы глин были впервые описаны французскими авторами (Урбен и др.), у нас Викуловой и автором.

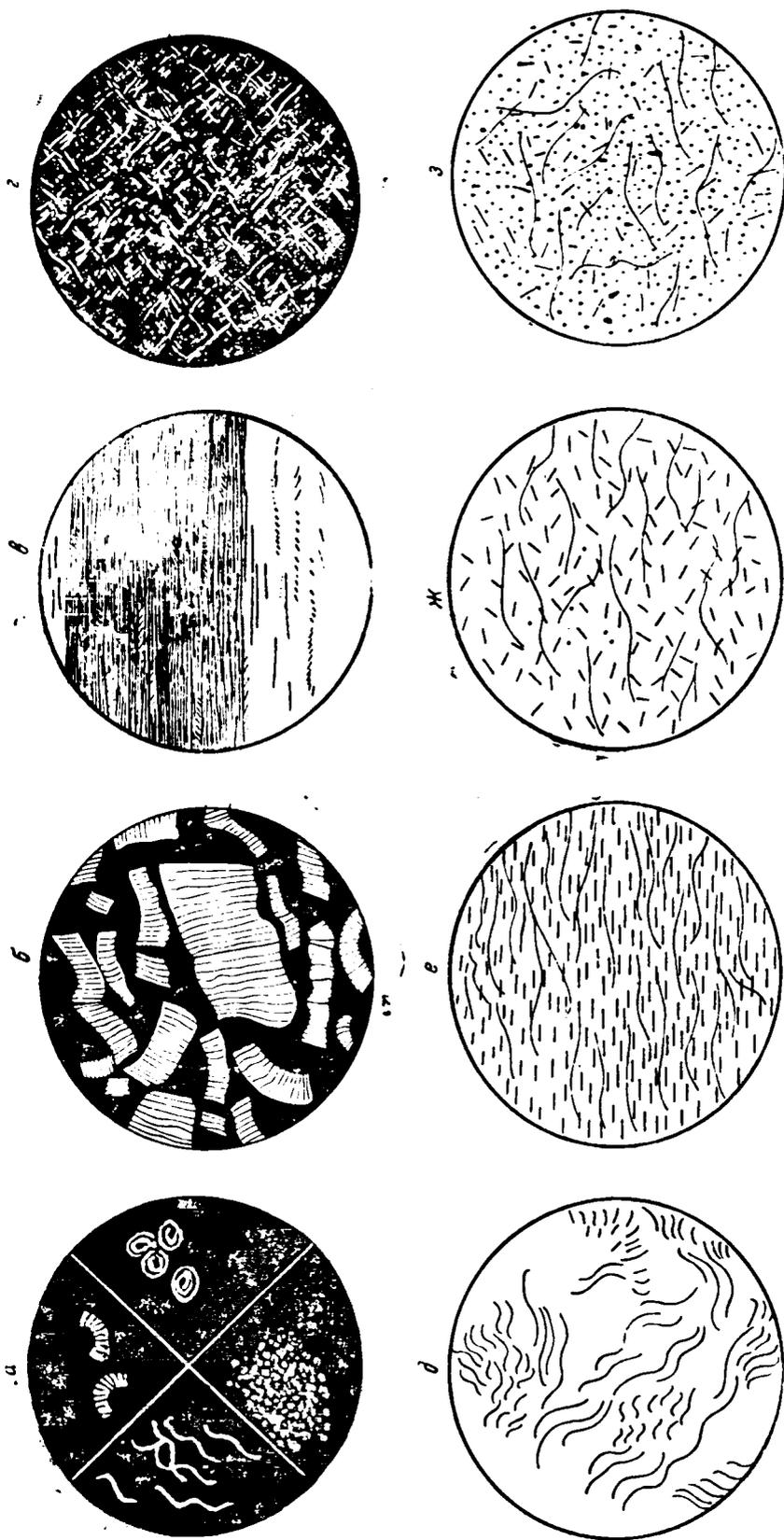


Рис. 114. Схемы микроскопического строения глины. По Швецову

а — глина аморфная, частично раскристаллизованная; б — глина, состоящая из сравнительно крупных пачек пластинчатого строения; в — глина с почти однообразной ориентировкой мельчайших кристаллических пластинок; г — глина спутанно-волокнистого строения; д — глина струйчато-хлопьевидного строения; е — глина, состоящая из ориентированных листочков глинистых минералов; ж — глина, состоящая из беспорядочно расположенных листочков глинистых минералов; з — глина, в значительной части состоящая из пелитовых частиц различных минералов

новой массы слагается глинистыми минералами (осадочными новообразованиями) без заметного участия реликтовых обломочных минералов. Ориентированность частичек более заметна в глинах, подвергавшихся повышенному давлению.

4. Строение кристаллическое сетчатое. При наличии в глине предыдущего типа значительной песчано-алевритовой примеси комплексные пластинки одновременно угасающих «механических монокристаллов» (в разрезе шлифа — волокна), огибая крупные зерна этой примеси, переплетаются, образуя как бы своеобразную сетчатую ткань (фото 139; рис. 114, з). Это строение представляет лишь сравнительно редкую разновидность предыдущего типа.

5. Строение кристаллическое спутанно-волокнутое, струйчатое, хлопьевидное, обломочно-волокнутое и др. В шлифе при одном никеле порода часто однородна. При скрещенных николях видно беспорядочное переплетение действующих на поляризованный свет угасающих и просветляющихся как бы нитей, волокон, пучков (рис. 114, д), хлопьев, чешуи, широких струй иногда с участками беспорядочно микрозернистого строения. В редких случаях порода состоит как бы из обломков этой или одной из ранее описанных разновидностей глин. Глины этого типа представляют, вероятно, результат позднейшего взмучивания или раскалывания глинистого осадка одного из ранее описанных типов глин. Они слагаются обычно в основном также глинистыми минеральными новообразованиями. Это один из наиболее распространенных текстурно-структурных типов глин.

6. Строение преимущественно однородное микрозернистое. Основная масса глины состоит из микрозернистого вещества с агрегатной поляризацией, однообразие которого, даже при скрещенных николях, лишь местами нарушается примесью постороннего обломочного, органического или химического материала, а также горизонтальными или причудливо изогнутыми волокнами или более широкими прожилками однородного светлого одновременно угасающего глинистого вещества. Этот тип строения широко распространен среди глин.

По мнению автора, глины этого типа являются первым продуктом выпадения коллоидального глинистого вещества, принесенного в море и в большей части быстро свернувшегося с образованием беспорядочных скоплений частиц, не успевших принять закономерное ориентированное расположение как в третьем типе. Рассекающие иногда эту однообразную микрозернистую массу прожилки ориентированного глинистого материала представляют в одних случаях, возможно, взмученные пленки глинистого осадка третьего типа, в других трещины высыхания (обычно подводного) коллоидального осадка, позже заполненные ориентированными выделениями глинистого минерала.

Среди глин с элементами обломочного характера наблюдаются две главные разновидности.

7. Переходное глинисто-кластическое строение. При одном никеле заметно неоднородное строение породы, гораздо яснее видимое при скрещенных николях. В разрезе шлифа основная масса в большей части состоит из очень маленьких, но обычно заметных уже при небольшом увеличении листочков глинистых минералов, к которым часто в некотором количестве примешаны пелитовые частицы других минералов (фото 140; рис. 114, е, ж). Примесь алевритовых и песчаных зернышек и органических остатков нередка. Текстура может быть и беспорядочной и микрослоистой. При вращении столика в случае беспорядочной текстуры общий характер картины не меняется (за исключением угасания алевритовых и песчаных зерен). В случае микрослоистой текстуры возможны неясные следы затемнения при вращении столика. Изучая шлиф при больших увеличениях, часто можно найти, кроме отдель-

ных песчинок и господствующей массы пелитовых, слабо заметный фон беспорядочно волокнистого строения. Глины этого типа по своему облику в шлифе очень близки к предыдущему шестому типу и практически часто от него не отличимы. Они близки к нему и по происхождению, отличаясь тем, что в них большая часть основной массы является продуктом не выпадения из коллоидальных растворов, а переноса в виде взвеси глинистых частичек размером крупнее коллоидальных. По составу минералов — не реликтивно-обломочных, но осадочных коллоидальных глинистых, — как и по происхождению (размыв, а не раздробление) они ясно отличаются от обломочных пород. Происхождение таких глин ничем не отличается от происхождения переложенных каолинов, которые, кажется, никем не относятся к обломочным породам. Встречаются они нередко. Вероятно, сюда надо отнести верейскую глину (см. табл. 16).

8. Собственное кластическое строение. В шлифе при одном никеле порода имеет обычно пестрый вид: много включений, обломочных, частью и аутигенных минералов и органических остатков. Основная масса микрозернистая. При вращении столика со скрещенными николями заметного изменения и затемнения не наблюдается, так как основная масса породы состоит из беспорядочно расположенных пелитовых зернышек различных минералов. При больших увеличениях иногда можно заметить слабый фон спутанно-волокнистого строения глинистых минералов. Текстура обычно беспорядочная, реже слоистая. По способу образования и составу значительной части компонентов этот тип глин стоит к обломочным породам ближе, чем другие (фото 141; рис. 114, з). Смена в разрезе других глин этой их разностью может указывать на значительное усиление процессов механического выветривания и силы переносящих факторов. Встречается эта разность нередко.

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛИН

Число только опубликованных химических анализов глин даже в одной советской литературе исключительно велико.

Представление о разнообразии состава глин различного возраста, их облика и свойств дают табл. 15 и 16.

Средний состав глинистых пород, вычисленный Кларком, выражается такими цифрами (в %):

SiO <sub>2</sub>	58,10	H <sub>2</sub> O	5,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	TiO <sub>2</sub>	0,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,02	CO <sub>2</sub>	2,63
FeO	2,45	SO <sub>3</sub>	0,64
MgO	2,44	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17
CaO	3,11	BaO	0,05
K <sub>2</sub> O	3,24	C	0,80
Na <sub>2</sub> O	1,30		
			100,00

Большее значение, чем эти средние цифры, для понимания химического состава глин представляют сведения о возможных колебаниях этих компонентов в разных типах глин. Всегда, если не говорить о крайне редких и нетипичных их разностях (как, например, магниезальные глины), главными и обязательными их составными частями являются SiO<sub>2</sub> (чаще всего от 40 до 70% породы) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (чаще всего от 10 до 35%). Постоянными компонентами являются также входящие в основной состав минералов, частью поглощенные K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O (вместе 1—5%, причем K<sub>2</sub>O всегда преобладает, что характерно для осадочных пород), кроме того, H<sub>2</sub>O (около 5—15%) и TiO<sub>2</sub> (0,5—1,5%). Весьма часто встречается Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0—7%). MgO может встречаться в значительных количествах, если в состав глины входят магниезальные глинистые минералы. Нередки в небольших количествах карбонаты Ca и Mg, а также органическое вещество.

Таблица 15

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
		Огнеупорные		Строительные			Кирпичная		Поглотительные		
SiO <sub>2</sub>	48,04	33,0—76,85	50,27	45,56—68,03	59,45	57,55—61,33	63,28	44,40	48,05—66,82	34,51	
TiO <sub>2</sub>	2,24	0,3—3,0	—	—	1,44	—	1,48	—	—	—	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,88	14,37—38,0	7,55	7,33—17,12	20,55	17,82—20,55	13,99	16,14	16,28—37,52	31,33	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	0,50—2,0	3,30	2,18—3,39	3,16	5,64—7,65	4,68	3,17	0,27—3,01	20,09	
FeO	—	—	0,47	0,47	2,54	—	—	—	—	—	
CaO	0,70	0,5—0,6	16,74	8,10—16,74	2,82	0,64—2,82	1,99	9,19	0,06—4,09	0,55	
MgO	0,02	0,02—1,5	1,03	0,88—1,67	1,89	1,83—2,93	1,06	3,01	0,34—5,41	1,09	
K <sub>2</sub> O	0,17	—	1,24	1,18—1,24	2,20	—	1,68	0,14	—	—	
Na <sub>2</sub> O	0,09	—	0,94	0,94—0,70	0,64	—	—	—	—	—	
SO <sub>3</sub>	0,08	—	0,92	0,89—0,92	0,60	—	—	—	—	—	
П. п. п.	12,59	5,52—15,12	—	4,64—15,56	5,11	—	0,25	—	—	—	
Органическое вещество	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
H <sub>2</sub> O	—	—	4,34	—	—	—	5,62	—	—	0,28	
CO <sub>2</sub>	—	—	12,85	10,70—19,90	—	—	—	—	—	5,43 + 11,76	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,11	—	—	—	—	—	—	—	
Cl	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	100,72	—	99,91	—	100,40	—	—	—	—	—	

1. Огнеупорная глина. Ст. Ляная Воронежской обл. Температура плавления 176°. Механический состав: фракция 0,05—0,25 мм—0,43%; 0,01—0,05 мм—0,75%; 0,01 мм—98,82%. Минеральный состав: от 81 до 91% каолинита. Возраст: юра-мел? 2. Сводный анализ огнеупорных глин Латвийского месторождения, по Викуловой. 3. Глина мергельная строительная из Киева (спондиловая, палеогеновая). 4. Сводный анализ спондиловых глин УССР, по Викуловой. 5. Строительная лепная глина (сибирская) из Челябинска (Южная часть), очень легкоплавкая. Механический состав: фракция 0,05 мм—0,29%; 0,01—0,005 мм—3,09%; 0,01—0,005 мм—47,9%; 0,005—0,001 мм—13,73%; <0,001 мм—32,02%. По Землячскому, состоит из лейтосовых частей преимущественно полевых шпатов и хлоритоподобных минералов, частью слюды и кварца. Водные силикаты алюминия не содержит. Новые данные (Успенского) показывают, что она в основном состоит из серпичитоподобной слюды, чешуйки которой расположены в основном оптически параллельно. 6. Сводный анализ кедровских строительных глин Ленинградской области, по Викуловой. 7. Глина кирпичная. Делювиальная, из Московской области (Люблин по р. Клязьме). Механический состав: фракция 0,25 мм—0,75%; 0,05—0,01 мм—18,75%; <0,01 мм—75,50%. Возраст четвертичный. 8. Поглощительная «суховальная» глина (кедровка) из Краля. 9. Сводный анализ поглощительных (облеивающих) глин разных месторождений, по Викуловой. 10. Батумская красная глина из Чаковы (по Польнову, Романову, Грабовской) с глубиной 1,15 м, не переработанная, первичная, остаточная на магнитических породах. Механический состав этих глин обычно следующий: каолинит + бейделлит + гидроксиды железа.

Относительное количество в глине  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  определяется характером господствующего в глине глинистого минерала. В каолиновых глинах количества  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$  почти одинаковы, в монтмориллонитовых и магнезиальных резко расходятся в сторону увеличения содержания  $\text{SiO}_2$  и сокращения  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Резкое увеличение содержания  $\text{SiO}_2$  обычно обусловливается наличием песчаной примеси.

#### ПРИМЕРЫ ХИМИЧЕСКОГО, МЕХАНИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИН

В табл. 15 приводится ряд анализов глин из разных областей Советского Союза, разного возраста (кембрий, юра, мел, палеоген, четвертичная эпоха), разного состава и различных практических свойств (огнеупорные, строительные, кирпичные, отбеливающие), а в пояснении к ней даются анализы отдельных типичных глин и сводки нескольких анализов глин определенного типа (по Викуловой).

Для того чтобы дать более точное и объективное представление о химическом и особенно минеральном составе глин, участвующих в сложении обычных осадочных толщ, без специального подбора их с точки зрения предвзятой идеи или их промышленной ценности, в табл. 16 приводится еще ряд анализов. В этих анализах освещается химический состав и, поскольку это позволяют, микроскопическое рассмотрение и термические анализы, минералогический состав всех главнейших глинистых пачек нижнего и среднего карбона запада Русской платформы, последовательно отлагавшихся за этот долгий период в различных условиях среды морской, прибрежной и континентальной.

Материалы для таблицы почерпнуты в небольшой части из работы Викуловой и Искуля, главным же образом из работы по изучению московских глубоких скважин, где рассмотрение глин в шлифах производилось под руководством автора, а термические анализы расшифровывались Сыромятниковым. Эта таблица с анализами и довольно точной расшифровкой минерального состава всех главных глинистых слоев и прослоев обширной территории за время, охватывающее два главных отдела каменноугольной системы, представляет интерес в двух отношениях.

Во-первых, она показывает, что подавляющая часть известных нам глин является глинами осадочными полимиктовыми и что эти глины в основной массе состоят не из реликтовых минералов, но из осадочных новообразований, преимущественно коллоидных глинисто-слюдистых минералов. Стоит отметить, что отсутствие в разрезе карбона глин обломочных, т. е. сложенных в основном продуктами раздробления ранее существовавших пород, нельзя объяснять особенностями рельефа каменноугольного периода, так как в течение прослеженной эпохи в областях сноса Московского бассейна более чем дважды происходили резкие поднятия, в результате которых в бассейн поступал обильный песчаный материал.

Во-вторых, она иллюстрирует сказанное раньше о судьбах и истории глинистых пород. Из приведенных примеров видно, что в континентальный угленосный период в результате разложения магматических минералов в соответствующих климатических условиях возникали и в кислородной континентальной среде выпадали чистые скопления каолинита, что с наступлением морских условий (тульская эпоха) каолин в морской щелочной среде постепенно замещался монтмориллонитом и, быть может, еще в больших размерах гидрослюдами или минералами типа палыгорскита. Этот процесс достиг кульминационного пункта в алексинскую и особенно в серпуховскую эпоху, когда каолинит исчез почти целиком и был заменен монтмориллонитом. С новым длительным отступанием моря на суше повторился тот же процесс, и в высококовское время

снова ненадолго появились каолиновые глины. С возвратом моря каолин снова исчез и господство получили выпадающие в щелочной среде серицит, палыгорскит, монтмориллонит.

## ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ГЛИН И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

### Общие сведения

Подавляющая часть глин имеет смешанный минеральный состав. Чисто мономинеральных глин почти нет. В практическом отношении наиболее ценными являются некоторые довольно редкие олигомиктовые глины — преимущественно каолиновые и монтмориллонитовые. Наиболее чистые разности встречаются среди континентальных особенно элювиальных пород.

Смешивание минералов в глинах происходит при их переносе и отложении, когда к продуктам выветривания, образовавшимся в одной химической среде, примешиваются глинистые минералы, образовавшиеся в других условиях, а также продукты тончайшего механического размельчения. Смешиванию способствует и то, что глинистые минералы, попадая во время переноса и после отложения в новую среду, начинают постепенно переходить в новые разновидности.

В процессах такого приспособления не только одни минералы заменяются другими, но возникают и своеобразные глинистые минералы — помеси или сростки, описывавшиеся ранее как самостоятельные минералы, например, монотермит и бейделлит. Последний представляет собой, вероятно (Викулова), минеральный сросток каолинита и монтмориллонита — продукт постепенного перехода каолинита в монтмориллонит; а монотермит — разность, переходную от каолинита к бейделлиту. Прекрасный пример такого замещения приводит Викулова для мезозойско-третичных отложений Западной Сибири, где «при переходе от континентальных отложений к морским наблюдается постепенная смена в глинах каолинита монотермитом, затем бейделлитом, и последнего железистым монтмориллонитом». Такое распределение минералов объясняется тем, что каолинит, образовавшийся в кислой континентальной среде на суше, окружавшей Западно-Сибирскую низменность, при переносе в морскую щелочную среду постепенно, образуя промежуточные разности — минералы-сростки, переходил в монтмориллонит.

Приведенный пример не только объясняет причину редкости мономинеральных глин, но и показывает, какие большие перспективы в деле выяснения палеогеографии разных времен открывает только начинающееся точное изучение минерального состава глин.

Для правильного использования этих возможностей важно точнее выяснить, какие условия благоприятствуют образованию и сохранению тех или иных глинистых минералов. Изучение современных осадков приводит к следующим выводам. На континентах в кислой среде преобладает образование каолинита, особенно в теплом и влажном климате, но в этих же условиях образуются галлуазит, аллофан, гидрослюды. В условиях сухого, полусухого, теплого и умеренного климата в нейтральной и щелочной среде в разных обстановках, в частности в почвах, а также в соленых озерах, в щелочной среде образуются гидрослюды и монтмориллонит. Образованию последнего особенно благоприятствует наличие вулканического материала. В сухих пустынных бассейнах при наличии Mg и Ca образуются минералы группы палыгорскита, сепиолит и другие. Гидрослюды устойчивы в очень разнообразных условиях и образуются как в континентальной, так и в морской среде.

В морях среда (щелочная) благоприятна для образования монтмориллонита и особенно гидрослюд, но исключает образование каолинита.

Каолинит, принесенный с суши, медленно, но устойчиво исчезает, переходя в гидрослюду и хлоритовые слюды. Наличие каолинита в морских осадках указывает на обильный принос этого минерала. Его отсутствие — на источник сноса, бедный каолинитом, и на медленность накопления осадка. В общем современные морские глинистые осадки отличаются резко смешанным составом, для которого характерно преобладание гидрослюд, меньшее количеством монтмориллонита, присутствие переходных «минералов-сростков» и небольшое количество каолинита.

По данным Грима, в ископаемых континентальных осадках — породах — подугольные глины слагаются каолинитом или иллитом с примесью галлуазита. Для засушливых областей характерно присутствие палыгорскита, сепиолита. В морских породах преобладают гидрослюды (50—100%). Каолинита мало (0—50%), особенно в палеозойских породах. Монтмориллонит изобилует в породах, начиная с мезозоя, причем его количество периодически то резко возрастает, то сокращается. В палеозойских породах он практически отсутствует, как предполагает Грим, вследствие того, что при повышенном сдавливании его непрочная решетка разрушается, а с поглощением калия он переходит в минералы типа слюд.

### Водноосадочные полимиктовые глины

Из сказанного видно, что наиболее устойчивыми во всех условиях являются минералы типа гидрослюд, которые и составляют значительную часть обычных наиболее распространенных и разнообразных полимиктовых водноосадочных глин. Практическое применение глин даже этой, наименее ценной их разности, очень велико и разнообразно. Они дают материал для изготовления кирпичей, черепицы, грубой гончарной посуды, труб, клинкера (спекшиеся кирпичи для облицовки и для мощения дорог); для пористой пемзовидной массы (керамзит), глазури (легкоплавкие глины); для изготовления красок (мумия, охра — богатые железом разности), они используются как водоупор и во многих других производствах, не считая их роли в сельском хозяйстве. Эти глины встречаются всюду в большом количестве. Более редки лишь в горных областях, где они заменяются аргиллитами.

### Каолиновые глины

В настоящее время нет необходимости говорить об ошибочности старых предположений, будто образование каолинов связано с поствулканическими процессами. Это нормальные осадочные континентальные преимущественно элювиальные породы, образующиеся в кислой среде в условиях теплого влажного климата и часто входящие в состав древних кор выветривания (например, на Урале, где они слагают мощные толщи). Нередко их залежи являются и продуктом переотложения (преимущественно в озерах) первичных элювиальных накоплений.

Макроскопически каолины обычно отличаются белым цветом, они очень жирны на ощупь, часто рыхлы, но иногда и довольно прочны, мало пластичны. В шлифе они могут быть изотропны, в некоторых случаях показывают слабые следы кристаллизации, иногда хорошо раскристаллизованы и состоят из относительно крупных пачек листоватого каолинита. В элювиальных разностях присутствуют остаточные зерна кварца, реже и других минералов. Переотложенные каолиниты состоят из мелко раздробленных пачек каолинита. Посторонний материал представлен не остаточным кварцем, а органическими остатками и минералами, примешавшимися во время переноса или на месте отложения. Часто заметна слоистость. Каолины угленосных толщ обычно черные или темно-серые от обильной примеси органического вещества. Своеобразной разновидностью каолинов являются сухарные глины, встречающиеся в подошве угленосных толщ (Подмосковный бассейн и др.). Они

отличаются значительной крепостью и хрупкостью, обладают раковистым или близким к нему изломом. в воде не размокают, обычно неслоисты, белого или светлого цвета. Часто имеют характерное брекчиевидное строение (обычно угловатые куски равной величины, белого цвета среди основной темно-серой массы). Иногда содержат обильную примесь растительных остатков. В редких случаях имеют оолитовое или зернистое строение. Под микроскопом основная масса их обычно изотропна, с редкими включениями крупных пачек каолинита, но изучение под электронным микроскопом показывает, что она состоит из прекрасно образованных мельчайших кристалликов. Происхождение сухарных глин точно не выяснено. По мнению Викуловой, они представляют собой коллоидальный осадок мелководных озер, выпадавший в виде необратимого геля. Очень вероятно предположение Зхуса, что их особенности объясняются отложением в озерах не из коллоидальных, а из ионных растворов, притом с примесью свободной окиси алюминия. Имеются и другие предположения об условиях их образования. Химический состав каолинов см. табл. 15 и 16. Во многих залежах каолинов в их состав, наряду с каолинитом, входит галлуазит. Там, где процесс химического разложения завершался выпадением свободных гидроокислов алюминия, в каолинах встречается небольшая примесь бемита или гиббсита. Каолины являются одной из ценнейших разновидностей глин. Они используются как высокоогнеупорный материал, для изготовления фарфора, бумаги и в других производствах. Поглотительные их свойства низкие.

С каолиновыми толщами иногда бывают связаны образования а л о ф а н о в, твердых (тв. 3), но очень хрупких пород с характерным жирным блеском, обычно окрашенных в яркие желтые, красные, зеленоватые или серые цвета. Эти редкие и оригинальные образования иногда ошибочно принимаются за другие минералы. В Подмосковном бассейне их разрабатывали под названием «бокситов», как породу относительно богатую алюминием и содержащую примесь гиббсита. Крупные месторождения каолиновых глин известны в нижнем карбоне Русской платформы, на Украине, на Урале; в меньшем количестве — в Сибири, на Кавказе, в Средней Азии, в Крыму.

#### Монтмориллонитовые (фуллеровы, отбеливающие, бентонитовые) глины

Монтмориллонит образуется на континентах в значительном количестве в почвах, особенно в засушливых областях и в щелочной среде.

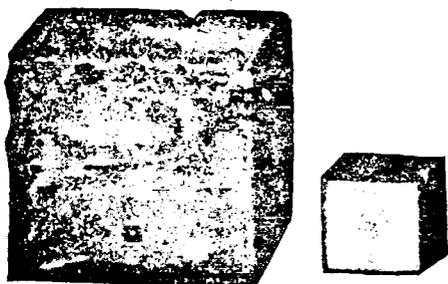


Рис. 115. Увеличение объема бентонита при насыщении водой. По Гофману и др.

Образуется он и в море. Более или менее чистые скопления его очень редки. Отмечено, что в значительных размерах он получается за счет разложения и расстекловывания вулканических пеплов с образованием типичных бентонитов, представляющих в этом случае пример эффузивно-осадочных пород. Среди монтмориллонитовых глин можно различать, по Викуловой, две главные разновидности; сильно разбухающие натровые с преобладанием Na над Ca, Mg и K и не разбухающие

кальциевые с преобладанием Ca над Na и Mg.

Бентонитами называют глины, состоящие преимущественно из монтмориллонита, часто с примесью иллита, каолинита и нередко значительного количества кристобалита, выделяющегося за счет избытка кремнезема, остающегося при раскristализации вулканического стекла. Термин

«бентонит»<sup>1</sup> применяется иногда и к глинам другого происхождения, если они обладают такой же высокой поглотительной способностью и отличаются теми же характерными особенностями. Типичные бентониты очень пластичны, коллоидального состава, имеют часто восковидный облик, при смачивании сильно вспучиваются (рис. 115). На выходах они отличаются скудностью растительности, после дождя превращаются с поверхности в студнеобразную массу, которая при высыхании сморщивается. Внешний облик глин с большим содержанием монтмориллонита может и сильно отличаться от описанного здесь облика типичных бентонитов. Представление об их химическом составе дает табл. 15. В шлифе они обычно действуют на поляризованный свет и обладают спутанно-волокнистым или ориентированным строением. Иногда наблюдается реликтовая структура по пеплу.

Поглотительные глины, в большей части, вероятно, монтмориллонитовые, являются ценным минеральным сырьем (фракционирование нефтей, очищение тканей и др.). Огнеупорность их низка. У разных поглотительных глин свойства очень неодинаковы. Наиболее крупные месторождения поглощающих глин известны на Северном Кавказе (Нальчик), в Закавказье, в Крыму, в Поволжье.

### Глины «обломочные»

Как уже указывалось, еще недавно большинство геологов считало все глины, пожалуй кроме каолиновых, обломочными породами. В настоящее время, если и нельзя отрицать существования глин обломочных, т. е. состоящих в подавляющей части из обломочных реликтовых минералов, то стало ясным, что они являются большой редкостью (особенно на платформах) и в литературе с достоверностью, по-видимому, не описаны<sup>2</sup>. Сказанное хорошо иллюстрирует история изучения «синей кембрийской глины», приводившейся как пример «обломочной глины».

По определению Фростеруса, впервые изучившего эту глину, она состоит в главной массе из хлопьевидного вещества и содержит всего 26% кварца и полевых шпатов. Земятченский, производя расшифровку ее химического анализа методом вытяжек, пришел к выводу, что она состоит «главным образом из полевых шпатов и хлоритоподобных минералов, частью из слюды и мелких зерен кварца» при отсутствии «водных силикатов алюминия». Более позднее изучение той же глины Болдыревой дало на первый взгляд снова иные результаты, показавшие, по мнению невнимательных читателей, что она представляет собой хороший пример обломочной глины (74% кварца и всего 15,3% полевых шпатов при 7,3% слюд и хлоритов). Произведенное еще позже Успенским микроскопическое изучение показало, что ее главным компонентом является «оставшийся не замеченным предыдущими исследователями серицитоподобный минерал», значительная часть чешуек которого обладает однообразной оптической ориентировкой, что говорит против его обломочного происхождения.

Таким образом, анализы кембрийской глины доказывают лишь трудность изучения глин и необходимость применять при этом различные методы, но не существование реликтово-обломочных глин. То, что для доказательства существования обломочных глин приходится использовать разноречивые анализы, говорит скорее о крайней редкости этих глин.

<sup>1</sup> По местности Бентон в США. Флоридиновые глины и фуллеровы земли—аналогично-го же типа поглощающие глины, названные так по районам, где они были обнаружены.

<sup>2</sup> Существование глин, состоящих в подавляющей части из обломочных минералов пелитовых размеров, если они содержат известное количество глинистых минералов, не противоречит данному выше (стр. 213) определению понятия «глина», так как именно наличие этой примеси и придает соответствующей породе «глинистый» характер. Так и фосфориты содержащие максимум 38%, а иногда всего 16%  $P_2O_5$ , мы называем все же фосфоритами по их ведущему компоненту.

Этот вывод подчеркивается тем, что анализ Болдыревой в действительности не противоречит данным Фростеруса и Успенского, так как Болдырева определила, как это у нее и написано, минеральный состав не кембрийской глины, а алевритовой примеси к ней (фракция 0,05—0,1 мм), которая составляет не часть глины, а постороннюю примесь к ней.

Насколько ошибочны старые представления о распространенности обломочных глин, наглядно показали и исследования Горбуновой, доказавшей (под руководством Казакова), что подмосковные черные юрские глины в действительности на 80% состоят из глауконита и других глинистых минералов и, таким образом, являются химической глиной.

## АРГИЛЛИТЫ

Аргиллитами называют породы, на первый взгляд почти не отличающиеся от глин, но твердые, с трудом скоблящиеся ножом, не размокающие в воде, лишенные и других характерных особенностей обычных глин, которые делают глины ценными полезными ископаемыми. Они как бы замещают глины в тектонических областях, а на платформах встречаются лишь в скважинах на очень больших глубинах. Из сказанного видно, что они представляют продукт сильного сдавливания обычных глин с полной их дегидратацией, некоторым нарушением строения их решеток и частью с их перекристаллизацией. В отдельном шлифе они не отличаются от глин, но сравнение ряда шлифов показывает большую ориентированность глинистых минералов, большую раскристаллизованность, обилие слюдяных минералов и других минеральных новообразований, характерных для поздних стадий эпигенеза.

Аргиллиты являются продуктом первой стадии изменения глин на пути их превращения в метаморфические кристаллические сланцы, в которых первичный глинистый материал уже совершенно изменен и превращен в новые метаморфические минералы. Промежуточное место между чисто осадочными породами — аргиллитами — и настоящими метаморфическими кристаллическими сланцами занимают глинистые слюды, зерен кварца, хлоритов с примесью полевых шпатов, рутила, пирита и гранатов. Однако эти породы обнаруживают столь значительные следы термальных или динамических изменений, что их правильнее не включать в число осадочных пород.

Среди аргиллитов можно различать: 1) аргиллиты, текстура которых не изменена тектоническим давлением и которые распадаются на две разновидности — массивную (просто аргиллиты) и микрослоистую плитчатую, колющуюся на плитки по слоистости; 2) аргиллиты, разбитые в результате тектонического давления трещинами, создающими сланцеватость — ложную слоистость, не имеющую никакого отношения к действительной слоистости и обычно маскирующую ее. К сожалению, геологи смеивают слоистость со сланцеватостью, называя иногда сланцеватыми глинами и даже сланцами пластичные глины платформенных областей, распадающиеся по слоистости на плитки, что представляет в практическом отношении вредную ошибку.

Термины «сланцеватые аргиллиты», «аргиллитовые» или «аспидные» сланцы можно применять только к тем аргиллитам, в которых распадение на плитки обусловлено не первичными осадочными явлениями, а вторичными тектоническими воздействиями. Попутно следует отметить другую совершенно недопустимую ошибку, когда те или иные породы называют просто сланцами, забывая, что этим термином характеризуется лишь один из признаков породы, к тому же признак вторичный. Этот термин не дает никакого представления о составе породы, не говоря о

других ее свойствах, так как сланцеватыми («сланцами») могут быть и известковые, и аргиллитовые, и кремнистые, и иные, в том числе прежде всего кристаллические, т. е. магматические и метаморфические породы.

До чего доходит иногда злоупотребление термином «сланец» показывает пример одного крупного геолога, писавшего даже о массивных (т. е. не сланцеватых) сланцах.

**Аргиллиты неслоистые и микрослоистые.** Макроскопически аргиллиты могут быть разнообразны. Цвета их обычно темные.

Так как в промышленном отношении аргиллиты не представляют существенного интереса, они изучены очень мало, описываются часто крайне небрежно даже макроскопически, не говоря уже об изучении в шлифах, и принимаются даже в ответственных работах за роговики, мергели, сланцы (?), за кремнистые породы и другие, что естественно может приводить к грубейшим ошибкам и выводам. Только изучение в шлифе позволяет правильно определить и назвать эти породы. Под микроскопом среди них можно найти следы разных «микроскопических типов» строения глин, но, видимо, преобладает строение, ориентированное с более или менее выраженным одновременным угасанием при скрещенных николях. В этих породах оно обусловлено, вероятно, не условиями осаждения, а вторичным сдавливанием. Можно предполагать, что обломочные элементы в аргиллитах, как породах тектонических областей, играют большую роль, чем в платформенных глинах.

Отличать плитчатые аргиллиты от массивных необходимо потому, что распадение на плитки сообщает им иногда качества, имеющие практическое значение (кровельные сланцы и др.), которых лишены массивные аргиллиты.

Среди плитчатых аргиллитов можно отметить как разновидность глинисто-известковые плитчатые аргиллиты, богатые  $\text{CaCO}_3$ , битуминозные плитчатые аргиллиты, «кампелитовые» аргиллиты, богатые углистым веществом и пиритом. Многие породы в этой группе известны в литературе по тем ископаемым, которые они содержат (граптолитовые сланцы и др.). Такие названия являются чисто стратиграфическими терминами, а петрографически неправильны.

**Сланцеватые аргиллиты, аспидные сланцы, филлиты.** Макроскопически сланцеватые аргиллиты представляют собой твердую тонкозернистую породу, колющуюся на тонкие плитки, плоскость которых обычно не совпадает с плоскостью наслоения. Цвет их часто бывает серым, почти черным, но также и других окрасок. Часто наблюдается шелковистый отлив породы. Под микроскопом видно, что в этой уже слегка метаморфизованной породе значительная часть компонентов заметно перекристаллизована с образованием кварца, серицита, слюд, рутила и других минералов, иногда располагающихся розетками вокруг обломочных зерен. Настоящие аспидные сланцы содержат значительное количество углистого вещества. В породе иногда еще сохраняются следы органических остатков.

Разновидностью аспидных сланцев являются грифельные сланцы, отличающиеся тем, что они разбиваются двумя системами трещин кливажа, в результате чего получаются каменные палочки. Кровельные сланцы — те же аспидные сланцы, но менее равносторонние и более разнообразных цветов. Филлитами называют обычно породы этого же переходного типа, но представляющие дальнейшую стадию метаморфизма.

Аргиллиты — одна из наиболее широко распространенных пород во всех горных областях Советского Союза.

**Порцелланиты или горелые породы (глиеж).** Совершенно своеобразной и редкой разновидностью аргиллитов являются глины, обожженные подземными пожарами. В зависимости от своего состава и степени обжига они превращаются в легкие фарфоровидные черепки, в которых мож-

но находить хорошо сохранившиеся отпечатки растений и животных, или же в пористые шлаковидные массы. Используются в качестве гидравлической добавки к портланд-цементу.

#### ОПИСАНИЕ ГЛИН ПОЛЕВОЕ (МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ) И В ШЛИФАХ

Изучив глину, ее следует, как и песчаную породу, правильно и достаточно полно и ясно назвать и охарактеризовать. При макроскопическом описании глины необходимо: 1) назвать породу и более заметные примеси, меняющие ее состав, и далее указать: 2) цвет (в сухом, во влажном состоянии), 3) свойства (жирная, сухая, пластичная, не размокающая, карбонатная и т. д.), 4) макроскопически заметные минеральные примеси, обломочные и новообразования, 5) органические остатки, 6) текстуру. Описание следует, по возможности, сопровождать хотя бы ориентировочными количественными данными.

**Пример описания.** Глина алевритистая (25), слабо вскипающая, темно-серая с бурыми пятнами, сухая, размокающая, с небольшой примесью слюды и мельчайших зернышек пирита, с растительными остатками, микрослоистая (0,5 мм) в результате послойного расположения пирита и растительных остатков.

При изучении породы в шлифе макроскопическое описание следует дополнить, а именно: 1) уточнить цифровые данные; 2) описать характер господствующей глинистой части — основного фона породы, отмечая его общий характер, цвет, мономинеральность или полиминеральность, обломочный или химически-осадочный облик; если можно, форму, величину, состав, расположение пелитовых компонентов, их показатели преломления и двупреломления, микротекстуру глинистой части (ориентированные волокна, спутанно-волоконистая, хлопьевидная, аморфная и т. д.); 3) охарактеризовать минералы обломочные; 4) минералы новообразования; 5) органические остатки; 6) общую текстуру всей породы в шлифе; 7) следы вторичных изменений.

**Пример уточненного описания той же породы.** Глина (80) алевритистая (15). Большая часть основной массы состоит из беспорядочно расположенных (агрегатная поляризация) мельчайших листочков и зернышек глинисто-слюдистых минералов, с примесью пелитовых же частичек, вероятно, разлагающихся полевых шпатов и, может быть, кварца. Около 30% породы представлено выделениями глинистого минерала спутанно-волоконистого строения с пок. пр. больше канадского бальзама. Алевритовая часть (15%) — зерна кварца и мусковит. Имеются включения зернышек пирита (2), частью окисленных; растительных остатков (2) и обломков остракод (1), послойное расположение которых создает нерезкую микрослоистость.

Пример более подробного описания глинистой породы см. стр. 235 (Глауконититы).

В настоящее время при серьезных работах уже нельзя ограничивать описанием глин только макроскопически и в шлифе. Изучение, если не каждого образца глин, то по крайней мере, каждого из типов, выделенных при рассмотрении пород макроскопически и в шлифе, должно быть произведено с комплексным применением упоминавшихся выше новых точных методов изучения.

#### ГЛАУКОНИТОВЫЕ ПОРОДЫ (ГЛАУКОНИТИТЫ)

В последние годы число осадочных пород увеличилось появлением новой породы, состоящей более чем на 50% из глауконита, который ранее был известен лишь в виде примеси к другим породам. Впервые глауконитит был описан Ренгартен из третичных отложений восточного Урала. К зернам, частью, несомненно, аутигенного глауконита, состав-

ляющего до 50 и даже 80% породы, примешаны песчинки кварца (до 10%), остатки кремневых организмов и другие компоненты. Основная масса породы слагается опалом, частью халцедоном с примесью глинистых минералов. Глауконититы, видимо, иногда связаны постепенными переходами с кремнистыми породами (опоки) и песчаниками. Глауконититы, еще более богатые глауконитом, слагающим не только зерна, но и основную массу породы, найдены в силуре Эстонской ССР. Наконец, подмосковные черные юрские глины, считавшиеся типичной «обломочной глиной», в результате исследований Горбуновой, оказались породой, состоящей на 40—80% из слабо окрашенного глауконита с радиоляриями и обильной примесью органического вещества. Так как в настоящее время глауконит считается глинистым (иллитовым) минералом, эти открытия как бы теряют свою неожиданность, а глауконититы могли бы рассматриваться наряду с каолинитом и бентонитом, как одна из разновидностей глин. Однако, учитывая своеобразие глауконита и его место в истории изучения осадочных пород, глауконититы условно описаны здесь, как самостоятельная порода.

Пример подробного описания глины глауконитовой (юрская, оксфордская глина Подмосковья).

Макроскопически в обнажении — густо-черная пачкающая, однородная, очень вязкая глина со следами мелких аммонитов, часто пиритизированных, и очень маленьких гастропод. В сухом состоянии очень крепкая. Заметна ничтожная примесь мельчайших (доли миллиметра) блестящих светлых пластинок. На ощупь несколько жирная, но скорее шершавая, что отражает наличие примеси мелкозернистого материала. Излом ступенчатый, отражающий неясную слоистость породы. Слабо вскипает с HCl. В шлифе при увеличениях около 50 видно, что основная масса (около 50% породы), густо окрашенная черным органическим веществом, почти непрозрачна и едва просвечивает у краев шлифа. Она состоит из почти не действующих на поляризованный свет мельчайших частей глинистого вещества с низкими цветами интерференции с показателем преломления больше канадского бальзама и содержит значительную (но не поддающуюся точному учету в малопрозрачном шлифе) алевритовую и пелитовую примесь зерен кварца и обрывков серицита и, быть может, иллита, немного полевого шпата, а из осадочных новообразований — мельчайшие зернышки пирита и кристаллики гипса, продукта окисления пирита, кальцит микрозернистый в виде обломков раковин и иногда почти целых мелких фораминифер и глауконит типичный микрозернистый, но лишь слабо желтоватый, с поляризацией в зеленоватых тонах. Глауконит определим и сохраняет свою прозрачность лишь там, где он остался незагрязненным органическим веществом благодаря тому, что выделился в полостях радиолярий правильно сферических в разрезе или иногда слегка сдавленных. Принадлежность этих довольно обильных в породе сферических тел к радиоляриям доказывается наличием на них иногда следов характерного для радиолярий сетчатого строения.

При больших увеличениях (около 300) хорошо видно, что полости раковин и другие заполнены не всегда глауконитом, но иногда частью ничтожными выделениями опала, а также маленькими хорошо образованными кристалликами, почти изотропными, с показателем преломления ниже канадского бальзама и с резким рельефом — осадочными цеолитами. Текстура неясно микрослоистая (расположение листоватых частиц и сплюснутых радиолярий).

Изучение глинистой части породы лабораторными методами показало, что она на 50—70% состоит из глауконита.

## ГЛАВА VIII

### ПОРОДЫ ХИМИЧЕСКОГО И БИОХИМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

#### ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

К этой группе относятся породы, возникшие за счет веществ, освобожденных при химическом выветривании или вынесенных из глубин и выпавших в осадок в результате выпаривания или химических реакций, в том числе при косвенном участии организмов или концентрации в их телах и скелетных частях. Сюда же относятся породы, образованные за счет газов атмосферы и воды.

Лишь некоторые химические породы — известняки, доломиты, силициты — имеют значительное распространение, сравнимое с распространением обломочных и глинистых пород. Описанию этих пород и уделяется в этом курсе основное внимание. Остальные химические породы, встречающиеся редко, но являющиеся особенно ценными полезными ископаемыми (каустобиолиты, соли, бокситы и др.), подробно изучаются в курсах полезных ископаемых. Поэтому они описываются здесь более кратко, но все же так, чтобы дать достаточное представление о них и о их взаимных связях с другими осадочными образованиями.

Учитывая это, естественно было бы начинать описание химических пород с карбонатных и кремнистых образований, дополняя его краткими сведениями о других породах. Однако таким образом мы не получили бы правильного общего представления о химических породах и их взаимоотношениях. Как уже указывалось ранее (глава II), разные соединения отличаются разными свойствами и особенно неодинаковой растворимостью, что и определяет прежде всего место и условия их осаднения. Основываясь на этом, мы уже выделили группу глинистых пород, состоящих главным образом из малоподвижных соединений Al и Si, которые в большей части остаются на месте разложения материнских образований. Придерживаясь и далее того же порядка, мы должны прежде всего познакомиться с породами, образованными гидроокислами Al — латеритами и бокситами, тем более, что они, как и глины, являются частью также остаточными образованиями и, таким образом, представляют собой промежуточное звено между глинами и чисто химическими породами. Непосредственно вслед за ними следует рассмотреть породы, сложенные другими малоподвижными соединениями, железистыми, иногда также образующими элювиальные накопления. К подгруппе малоподвижных химических пород относятся и соединения несколько более растворимые — марганца и кремнезема. Вторую подгруппу составляют уже значительно более растворимые и подвижные соединения фосфатов, а также карбонаты кальция и магния. Химические соединения обеих этих подгрупп имеют то общее, что они выпадают из обычных не-

участках с соответствующей величиной рН. По-видимому, так совершается в пределах профиля разделение продуктов разложения и образование различных его горизонтов — каолинового, латеритного и железистого. Многие считают, что поднятие растворов кверху в период засухи ничтожно и не имеет значения.

Для образования латеритного профиля, согласно этим представлениям, необходимы: 1) определенный климат; 2) наличие материнской породы, богатой алюмосиликатами и достаточно пористой или трещиноватой (глины неблагоприятны); 3) рельеф не слишком резкий, при котором быстро стекающие воды не могли бы достаточно энергично разлагать породу, а образующиеся продукты разложения быстро бы сносились; но и не слишком плоский, при котором не выносились бы растворы щелочей и кремнезема; 4) большой промежуток времени при неизменных условиях, необходимый для завершения этой медленно протекающей работы, и 5) определенные величины рН, благоприятствующие выносу  $\text{SiO}_2$  и щелочей и выпадению полуторных окислов. Привлекались для объяснения образования латеритных профилей и другие факторы, однако приведенное объяснение, несмотря на некоторые неясности, наиболее обоснованно.

### Бокситы. Общие сведения. Происхождение

Лет через 50 после получения первых данных о латеритах во Франции в департаменте Бо (Ваух) в мезозойских толщах была найдена своеобразная порода, которая по месту своего нахождения была названа «бокситом». Позже такая же порода была найдена в отложениях разного возраста в пунктах различных по климату и рельефу.

Микроскопически бокситы часто сходны с латеритами. Также нередко имеют бобовое (пизолитовое) строение, но более разнообразны и иногда отличаются от них то цветом — белым, желтым, темно-зеленым, серым, почти черным, то рассыпчатостью или большой твердостью, однородным микрозернистым строением, раковистым изломом, что делает их более похожими иногда на яшмы (фото 143) или другие породы, чем на латериты. В других случаях они имеют ясно выраженное обломочное и слоистое строение (фото 144).

Бокситы представляют очень трудный объект для изучения под микроскопом. Лишь в светлых разностях в шлифе можно наблюдать волнисто-концентрическое строение «бобовин» (фото 145) и установить, что оболочки их представлены то шамозитом, то гидроокислами железа или гематитом, то алюминиевыми минералами. Иногда кроме пизолитов и оолитов обычных встречаются сложные и разломанные. Иногда заметна примесь обломочных зерен, особенно кварца, часто разъедаемого кристалликами гиббсита. Определение минерального состава в шлифе часто невозможно частью вследствие густой окраски тонкорассеянными окислами железа, частью вследствие мельчайших размеров зерен алюминиевых минералов (фото 44, 45), которые нередко находятся в коллоидно-дисперсном состоянии и на поляризованный свет не действуют. Обычно лишь в трещинках породы, между концентрирами пизолитов и т. д. можно рассмотреть вторичные выделения маленьких кристалликов бемита, диаспора, гиббсита. Большую роль поэтому при исследованиях бокситов играет их изучение под микроскопом не в шлифах, а в иммерсии, химические анализы, кривые нагревания, рентгенография и другие методы. Представление об их минеральном и химическом составе дают табл. 18 и 19.

Они показывают, что минеральный и химический состав, а также внешний облик латеритов и бокситов в основном сходны. Естественно поэтому, что их стали объединять в одну породу, иногда называя просто латеритами разности, бедные глиноземом и непригодные в качестве

концентрированных растворов при изменениях величин рН, Еh, температуры, в результате жизнедеятельности организмов и т. д. Гораздо более резко отличаются от них породы третьей подгруппы, солей — сернокислых и галоидных соединений, которые не выпадают в массовых количествах ни в результате жизнедеятельности организмов, ни в результате изменений рН и Еh, а только из растворов сильно концентрированных выпариванием. Кроме разной степени растворимости большое влияние на условия выпадения из раствора тех или иных веществ оказывают организмы, обладающие способностью извлекать из растворов нужные им соединения. Благодаря организмам, элементы, получившие название «биогенных» — именно фосфор, кремний и кальций, получают возможность накапливаться в больших массах, не загрязненных посторонними примесями.

### АЛЛИТЫ (АЛЮМИНИЕВЫЕ ПОРОДЫ)

Термин «аллиты» был предложен для обозначения пород, состоящих в основном из минералов гидроокиси алюминия, часто со значительной примесью окиси железа, получивших названия латеритов и бокситов.

#### Латериты. Общие представления. Происхождение

Латеритами называют поверхностные образования, встречающиеся среди молодых третичных и четвертичных отложений в странах с жарким и влажным климатом. В высоких широтах они не известны. По господствующему мнению, латериты, как и элювиальные глины, представляют собой оставшиеся на месте продукты разложения магматических пород, но подвергшиеся наиболее полному разложению и десилификации.

Минеральный состав латеритов неоднороден. Помимо главного их компонента — алюминиевых минералов — преимущественно гидраргиллита, частью бёмита и их нераскристаллизованных разностей, они содержат  $TiO_2$  и очень значительное количество гидроокисей железа, гематит, а также каолинит и примесь различных неразложившихся или обломочных минералов. Однако латеритами в районах их развития называют также и сходные с ними по виду образования, не содержащие свободного глинозема. Любопытно, что порода, к которой впервые было применено название «латерит» (в Малабаре, Индия), имеет каолиново-железистый состав и свободного глинозема не содержит.

Макроскопически латериты обычно красные, с поверхности иногда почти черные, а также розовые, белые, серые и пятнистые, часто с крупными пустотками, иногда заполненными гиббситом или глинкой. Нередко наблюдается пизолитовое (бобовое) строение. Иногда они твердые, в других случаях рыхлые. У глиноземных латеритов порошок, смоченный водой, не превращается в вязкую массу, как глина, а расплывается. В свежем виде некоторые латериты легко режутся, но на воздухе твердеют, почему и используются как строительный материал, — кирпичный камень (см. фото 142). Отсюда происходит их название (later — по латыни кирпич). Удельный вес колеблется от 2,45 до 3,25; тв. от 2 до 7. В шлифе, вследствие обилия железистых минералов, латериты мало прозрачны, и слагающие их мелкие минералы обычно неразличимы. В трещинах и порах иногда выделяются кристаллики гиббсита.

Происхождение и состав латеритов долгое время были неясны. Первоначально их считали железистой породой, а в конце прошлого столетия обнаружили, что латериты Сейшельских островов состоят из свободного глинозема (гиббсита). Тогда же (1899 г.) русский почвовед Глинка высказал предположение, что латериты являются остаточными продуктами выветривания и образуются в условиях влажных

тропиков, где разложение идет до конца, т. е. до выделения свободного глинозема. Лет 40 тому назад в результате новых исследований в тропических областях Индии, Австралии, Мадагаскара и Южной Америки была четко сформулирована (особенно Гаррасовицом и Фоксом) гипотеза, согласно которой они являются частью своеобразной и мощной коры химического выветривания магматических пород, получившей название «латеритного профиля».

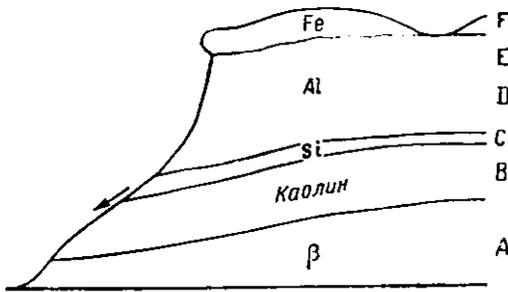


Рис 116. Схема латеритного профиля. По Фоксу (упрощено)

В несколько упрощенном виде латеритный профиль, отражающий и условия образования латеритов, выглядит так (см. рис. 116).

Неизменная кристаллическая порода (A) в верхней части сильно каолинизированная (B) покрывается чешуйчатым прослоем (C), состоящим из каолинита, обогащенного выделениями кремнезема (предполагаемая поверхность стока вод, выносивших из разреза

( $\text{SiO}_2$ ). Над ней залегает пористый кавернозный латерит (D) с большим содержанием железа и выше зона (E), наиболее обогащенная алюминием. Венчается разрез железисто-марганцевой шляпой (F), содержащей уже небольшой процент алюминия.

О химическом составе отдельных горизонтов профиля, достигающего мощности 20—40 м, но иногда и более 100 м, дает представление сводная табл. 17, составленная Фоксом по данным из разных районов Индии.

Таблица 17

	F	E	D	C	B	A
$\text{SiO}_2$	3,20	0,66—3,66	2,36	64,85—41,88	37,31	47,44
$\text{TiO}_2$	2,40	8,90—2,56	1,76	? — 7,76	3,33	1,71
$\text{Al}_2\text{O}_3$	10,40	58,40—56,88	46,63	22,05—23,47	27,85	16,75
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	70,00	1,31—5,52	23,67	2,80—10,55	17,35	4,10
FeO	—	—	—	—	—	10,79
CaO	—	—	—	1,45—?	—	10,63
MgO	—	—0,44	1,20	1,08—1,77	0,76	6,54
Щелочи	—	—	—	—	—	?
$\text{H}_2\text{O}$ при 105° C	14,00	31,54—30,12	24,49	5,12—14,75	13,40	2,20

Расположение горизонтов в латеритном профиле и современное распространение латеритов рисуют условия их образования в таком виде.

Для образования латеритов необходим жаркий климат с чередованием периодов засухи и ливней. В периоды ливней обильные воды, проникая по трещинам породы, разлагают алюмосиликаты и в создавшейся щелочной среде выносят из породы кремнезем, накапливая нерастворимый в этих условиях алюминий. В периоды засухи породы, высыхая, глубоко растрескиваются, подготавливая таким образом пути для проникновения вод периода дождей, а в трещинах не прекращается и химическая работа вод, более скудных, но содержащих более концентрированные растворы. Засухи и обводнения, периодически чередуясь, разрушают породу поочередно механически и химически, что ведет к глубокому ее разложению. Вытягивание растворов кверху по капиллярам вследствие высушивания при засухе и их поднятие вместе с водами, наполняющими трещины во влажные периоды, ведет к перемещению и перегруппировке продуктов разложения и их выносу, или выпадению в

Таблица 18

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	5,04	4,95	2,79	4,99	12,06	3,89
TiO <sub>2</sub>	2,16	2,16	1,46	0,92	3,30	4,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52,87	52,96	34,89	52,07	27,55	31,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,32	26,85	41,89	30,72	30,74	40,16
FeO	1,02	0,87	—	—	5,38	0,87
MnO	0,16	0,07	—	—	0,03	0,03
CaO	0,19	0,03	0,64	0,46	0,30	0,17
MgO	0,37	0,07	0,18	0,29	0,24	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,22	}	0,01	}	}	}
K <sub>2</sub> O	—		0,04			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,06	—	—	0,68	0,33
CO <sub>2</sub>	0,07	0,74	0,04	0,06	0,18	0,20
H <sub>2</sub> O	0,76	0,46	0,56	0,60	3,68	1,60
П. п. п.	11,52	11,72	17,73	12,81	15,66	16,32
	99,81	99,85	100,23	103,10	99,96	99,77

1 — плитняково-яшмовидный боксит североуральского месторождения «Красная Шапочка» (девон); 2 — красный марауший оолитовый боксит; то же месторождение, 3 и 4 — два образца бокситов Подсосенского месторождения Тихвинского района (нижний карбон); 5 — каменистый боксит Соколовского месторождения на Урале (нижний мел), 6 — боксит рыхлый, то же месторождение.

Таблица 19

Минералы	1	2	5	6	Примечание
Кварц . . . . .	0,3	0,5	0,5	0,1	Встречаются также гиббсит, бёмит, гётит, может быть каолинит и др.
Шамозит . . . . .	3,2	2,8	17,4	2,8	
Диаспор . . . . .	60,5	66,8	—	—	
Гидраргиллит . . . . .	—	—	30,6	46,0	
Гематит . . . . .	25,3	26,9	30,7	40,1	
Гели SiO <sub>2</sub> и TiO <sub>2</sub> . . . . .	8,8	8,0	15,7	7,6	
Остальное . . . . .	1,9	1,0	5,1	3,4	
Сумма . . . . .	100	100	100	100	

Номера образцов в таблицах те же.

алюминиевой руды, а глиноземными латеритами и бокситами — промышленные разности. Так как несмотря на большое сходство эти породы все же отличаются по времени и месту своего образования, а также по характеру залегания, целесообразнее их различать, называя латеритами четвертично-третичные элювиальные образования тропических стран, а бокситами близкие к ним породы, образовавшиеся в различные эпохи, вероятно, различными путями, но всегда обогащенные свободным глиноземом.

Исходя из сказанного взаимоотношения между бокситами и латеритами и основную схему их классификации можно представить в следующем виде.

Таблица 20

Состав	С незначительным содержанием свободного глинозема	Свободный глинозем преобладает
Происхождение		
Водно-осадочные	Глинистые и железистые породы с примесью свободного глинозема (непромышленные бокситы)	Бокситы

Бокситы — алюминиевая руда, важнейшее полезное ископаемое, но в отличие от глин, известняков и др. — порода довольно редкая. В нашей стране они были впервые обнаружены лишь в годы первой мировой войны в Тихвинском месторождении, которое долгое время, несмотря на поиски, оставалось у нас единственным. Немалую роль в безуспешности поисков играло в свое время полное незнание геологами осадочных пород. Встречая бокситы, они принимали их за бедные, непромышленные железные руды или другие породы. Совершенно неясны были и представления об условиях образования бокситов, без знания которых невозможны успешные поиски.

**Происхождение бокситов.** Если происхождение латеритов, образований почти современных, вызывает у некоторых авторов сомнения, то не приходится удивляться, что происхождение бокситов остается и сейчас все еще точно не выясненным. Естественно было бы предположение, что залежи бокситов — ископаемые латеритные месторождения. Однако многие их особенности, отсутствие соответствующего строения и последовательности горизонтов, часто наблюдаемое залегание не на кристаллических породах, а на закарстованной поверхности известняков (фото 146) показывают, что большую их часть нельзя рассматривать, как сохранившиеся латеритные профили. Поэтому получило широкое распространение предположение, что они представляют собой продукт переотложения материалов латеритного выветривания, подобно тому как водно-осадочные глины часто являются продуктом переотложения элювиальных глинистых толщ. Высказывались и другие, менее распространенные предположения: что они — продукт растворения известняков, содержащих рассеянную примесь бокситовых минералов («терра росса»); продукт энергичного разложения пород с участием серной кислоты, и даже продукт осаждения окиси алюминия, освободившегося при обычном выветривании. В нашей стране первые поиски бокситов основывались на предположении, что они представляют собой остатки латеритных профилей. Малявкин, изучавший Тихвинское месторождение, совершенствуя гипотезу «переотложения латеритных месторождений», указывал, что переотложение свободного глинозема могло совершаться путем переноса не только механического в виде сравнительно грубых зерен, но и в коллоидальных растворах.

Большие успехи в поисках бокситов были достигнуты в 30-х годах, когда на Урале были открыты новые месторождения существенно иного типа, чем Тихвинское. Изучение этих месторождений Архангельским привело его к выводам, что залежи бокситов представляют собой не элювиальные толщи, а водно-осадочные морские и озерные химические отложения. Отличие гипотезы Архангельского от гипотезы Малявкина заключалось в том, что Малявкин считал обязательным условием водного отложения бокситов предварительное накопление окислов алюминия в особых условиях выветривания, т. е. в латеритных профилях, материал которых затем подвергался переотложению. Архангельский же считал эти условия необязательными. Высказывая предположения, что и тропические «латеритные профили» являются быть может образованиями не элювиальными, а водно-осадочными, он полагал, что уже при обычном достаточно энергичном выветривании алюминий может отделяться от кремния и несмотря на свою малую растворимость переноситься речными водами, и выпадать в морях и озерах. Гипотеза Архангельского, освободив геологов от предвзятой идеи обязательной связи месторождений бокситов с латеритными элювиальными профилями, сыграла положительную роль. А так как широко развернувшиеся в те же годы поисковые работы привели к открытию целого ряда бокситовых месторождений, эта гипотеза получила у нас на ряд лет почти всеобщее признание и легла в основу дальнейших поисков бокситов.

Однако в теоретическом обосновании этой гипотезы было не мало уязвимых мест, именно недоучет почти полной невозможности (при обычном выветривании) освобождения алюминия в сколько-нибудь значительных размерах, затем его переноса в природных водах и того, что обычно он должен захватываться кремнеземом, находящимся в избыточном количестве, и образовывать с ним глинистые минералы. Эти и другие неувязки заставляли искать более удачного решения вопроса. Неудивительно поэтому, что и в последующие годы продолжали появляться новые гипотезы (органогенная, эффузивно-вулканическая) обычно еще

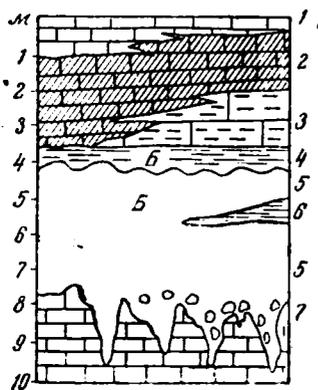


Рис. 117. Схема обычного залегания бокситов. По Бушинскому

1, 2, 3 — известняки и известково-глинистые породы кровли; 4 — боксит темный; 5 — боксит красный; 6 — темный прослой в боксите; 7 — искарстованная поверхность известняков

менее обоснованные и неудачные. Вместе с тем открытие и изучение новых месторождений все более говорило в пользу гипотезы Малявкина о водно-осадочном образовании большей части бокситов за счет переотложения продуктов латеритного выветривания, как механическим путем, так и в виде коллоидальных растворов. В настоящее время она и принимается большей частью советских геологов, тем более, что новыми находками, по-видимому, поколеблено основное возражение против «латеритной» гипотезы — якобы отсутствие следов такого профиля в бокситовых месторождениях. В пользу ее говорит и обычная приуроченность залежей бокситов к закарстованной поверхности известняков. Наиболее типичное для них залегание в СССР Бушинский рисует, как это показано на схеме рис. 117. Однако вопрос остается все же не вполне решенным. Некоторые авторы (Горецкий) придают исключительно большое значение сернокислотной гипотезе и в поисках источника серной кислоты связывают образование бокситовых залежей с болотными условиями. Бушинский отрицает роль серной кислоты и считает, что глинозем освобождается от кремнезема в условиях влажных и переменных влажных тропиков не только в коре выветривания, но и в илу ручьев, рек и озер. При этом происходит вынос кремнезема вместе с другими более растворимыми соединениями и накопление окислов алюминия, железа и титана. Переотложение бокситового материала, по его мнению, может совершаться переносом текучими водами как в виде суспензий, так и в виде песка и галек одновременно с выветриванием.

На первый взгляд при изучении бокситов может показаться странной редкость и бедность их залежей, так как содержание алюминия (8,4%) в земной коре заметно превосходит содержание железа (5,1%) и почти в 2,5 раза содержание кальция, образующего мощные, встречающиеся на каждом шагу толщи известняков. Однако это противоречие легко объясняется тем, что Al, вследствие своей плохой растворимости, редко имеет возможность выпасть в чистом виде, и особенно тем, что в первичных породах он исключительно тесно связан с кремнием, а отделившись в последней стадии химического разложения, вновь легко соединяется с ним, образуя толщи глинистых пород. Главная же трудность скорее заключается как раз в объяснении того, каким образом, несмотря на все неблагоприятные условия, все же иногда образуются более или менее чистые месторождения бокситов. Для их образования требуется совпадение следующих, редко осуществляющихся условий:

1. Получение свободного глинозема, возможное: а) при наличии пород достаточно богатых алюминием и не слишком плотных, водопроницаемых; б) в условиях либо выветривания, благоприятных для

выноса  $\text{SiO}_2$  и накопления  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (определенный климат, рельеф и длительное время — пример чего мы видим в латеритных профилях), либо при наличии больших количеств серной кислоты, когда  $\text{Al}$  будет выноситься, а  $\text{SiO}_2$  осаждаться (чего, однако, не наблюдается в бокситовых районах).

2. Перенос освобожденного глинозема, возможный в значительном количестве: а) при величине рН не более 4, б) в соединении с органическими кислотами, допускающими его передвижение даже при рН до 7, в) в соединении с  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , г) в виде суспензий.

3. Осаждение в чистом виде, возможное: а) при отсутствии значительных количеств  $\text{SiO}_2$ , которая вызвала бы образование не бокситов, а глин, б) при отсутствии одновременной садки обломочного или глинистого материала, в) при подщелачивании воды, переводящем окись алюминия в нерастворимое состояние (чем и объясняется частая приуроченность бокситов к поверхности известняков) или разрушение органических соединений, способствовавших переносу. Подмечено, что отложение бокситов нередко связано с началом трансгрессивной серии.

Все сказанное позволяет предполагать, что образованию бокситовых месторождений благоприятствуют следующие условия:

1. Длительное химическое выветривание местности, превращенной в волнистую полуравнину в условиях жаркого и влажного климата, благоприятствующего выносу кремнезема и накоплению глинозема.

2. Опускание страны (поднятие уровня моря), вызывающее подъем грунтовых вод и тем самым, как считает Страхов, облегчающее перенос продуктов химического разложения.

3. Перенос глинозема этими водами на короткие расстояния до местных понижений, впадин и прибрежных частей наступающего моря в условиях химической среды, благоприятствующей растворению (и выносу) кремния и осаждению глинозема иногда даже с замещением кварца (фото 46).

Практическое значение. Бокситы применяются главным образом для получения алюминия, частично для изготовления огнеупоров и адсорбентов.

## ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

### Минеральные разновидности, облик и химический состав железистых пород

Распространенное представление, что разрабатываемые железные руды являются магматическими образованиями, ошибочно. Подавляющая часть железных руд — нормальные осадочные породы, хотя, конечно, слагающий их материал как материал и других осадочных пород, получался за счет разрушения магматических образований.

Макроскопический облик и свойства железистых пород определяются прежде всего их минералогическим составом. Сульфидное железо (марказит и пирит) в виде мельчайших микроскопических зернышек, видимых лишь под микроскопом, имеется почти в каждой осадочной породе, но заметные скопления его встречаются много реже, образуя лишь конкреции разнообразной формы, которые только в редких случаях разрабатываются для добычи серной кислоты (фото 40, 41, 42).

Лептохлоритовые (шамозитовые) породы (фото 39, 43) отличаются зеленым или зеленоватым цветом (при окислении переходящим в бурый) и обычно оолитовым или пизолитовым, реже однородным микророзернистым строением, иногда различимым лишь в шлифе. Они образовывали, вероятно, значительные скопления, которые легко окислялись и переходили в бурые окисные руды. В шлифе их строение обычно хорошо различимо.

Сидериты (фото 3, 33, 34) обычно имеют вид сплошных мелко- и микрозернистых слоев и толщ, рыхлых или достаточно твердых серого или светлого голубоватого цвета, с поверхности и по трещинам в результате окисления обычно переходящего в темно-бурый. Встречаются также в виде округлых конкреций, особенно в глинистых и углисто-глинистых породах. В шлифе прозрачны и отличимы по высокому показателю преломления.

Бурые железняки иногда первичные, а в других случаях представляющие продукт окисления сидеритовых или лептохлоритовых руд, отличаются большим разнообразием строения. Среди них наблюдаются: 1) бобовые и оолитовые разности (фото 43) с зернами величиной от долей миллиметра до 20 мм в диаметре; 2) «монетные» (современные озерные) в виде плоских эллипсоидальных образований, обрастающих какое-либо постороннее тело; 3) конкреционные, из сростков различной формы и величины; 4) корковидные образования причудливой формы; 5) мелкопористые «сотовые руды»; 6) крупночешуйчатые руды, состоящие как бы из ряда коробок, и так называемые «жеодистые». Это строение со следами ритмического выпадения указывает на перемещения гидратов окиси железа в пределах месторождения, с быстрым выпадением в трещинах породы или на метасоматические замещения других пород. В шлифе бурые железняки непрозрачны или лишь слабо просвечивают.

Гематитовые «железистые полосчатые кварциты» или «железистые джеспилиты», образовавшиеся в результате окисления, а затем некоторого метаморфизма первоначально отложившихся лептохлоритовых или сидеритовых руд, резко отличаются от всех описанных выше типов железных руд. Они представляют собой очень твердую однородную полосчато микрослоистую породу, слагающуюся тонко чередующимися прослоями, реже смесью мелкозернистого кварца и темного красновато-бурого или серого гематита с примесью магнетита и мартиита. Более глубокие части залежей нередко состоят преимущественно из магнетита, который в некоторых месторождениях, в результате окисления и других вторичных изменений, превращен в наиболее богатые мартитовые руды.

Представление о главных типах железистых пород и их взаимоотношениях дает схема их классификации (табл. 21).

Таблица 21

Происхождение \ Состав		Смешанные, преимущественно окисные (бурые железняки)	Смешанные, преимущественно шамозитовые	Смешанные, преимущественно сидеритовые	Джеспилитовые преимущественно гематитовые с магнетитом и мартитом
		Элювиальные	Очень редки	—	—
Водно-осадочные	Озерные и речные	Редки	Редки	Редки	—
	Морские	Обычны мощные толщи, часто вторичные	Не редки. Значительные толщи	Не редки. Значительные толщи	—
Криптогенные (измененные)		—	—	—	Основная масса железистых пород

Представление о химическом составе железистых пород дают анализы различных их типов, приведенные в табл. 22, по данным Архангельского и Копченовой. Из анализов видно, что все руды содержат некоторое количество примесей, частью механических — песчаных и гли-

нистых, частью аутигенных минералов — прежде всего  $\text{SiO}_2$ , затем соединений марганца, а также алюминия и фосфора; встречаются в ничтожных количествах, но практически и теоретически очень интересные и характерные примеси V, As, Cr, Ni, Co, Cu и других элементов, переходивших в раствор и выпадавших, вероятно, вместе с железом. В наибольшем количестве эти малые компоненты встречаются в окисных морских рудах, в наименьшем — в сидеритовых рудах, где они почти отсутствуют.

Таблица 22

	1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{SiO}_2$	19,27	16,98	4,13	12,50	1,09	6,55	16,88	20,96
$\text{Al}_2\text{O}_3$	8,12	11,70	—	12,95	0,73	2,49	3,09	4,98
$\text{TiO}_2$	0,29	0,24	—	—	0,12	—	0,32	—
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	35,10	44,43	78,77	57,43	75,86	39,72	1,04	5,66
$\text{FeO}$	—	Нет	—	—	12,18	27,66	41,62	26,11
$\text{MnO}$	—	—	—	—	—	—	—	—
$\text{Mn}_2\text{O}_3$	—	5,08	—	—	—	—	—	—
$\text{MnO}$	13,19	—	—	0,42	0,12	0,07	2,33	0,16
$\text{CaO}$	2,61	1,70	1,10	0,48	0,78	1,38	3,17	4,32
$\text{MgO}$	1,06	3,43	—	0,86	0,09	1,10	1,41	7,85
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	—	—	—	2,04	—	—	—	—
$\text{P}_2\text{O}_5$	2,45	2,14	0,57	0,37	0,061	0,41	0,05	0,12
$\text{V}_2\text{O}_5$	0,068 *	0,08	—	—	Нет	Нет	—	—
$\text{As}_2\text{O}_3$	—	0,08	—	—	0,008	—	—	—
$\text{BaO}$	1,24	—	—	—	—	—	—	—
$\text{NiO}$	—	—	—	0,48	—	—	—	—
$\text{SO}_3$	Нет	—	—	0,15	—	—	—	0,22
$\text{CO}_2$	—	—	—	—	—	—	26,42	—
П. п. п.	17,11	11,45	—	11,54	7,66	15,89	Летуч.	—
$\text{H}_2\text{O}^+$	—	—	11,67	—	—	—	2,62	—
$\text{H}_2\text{O}$	—	—	1,70	—	—	—	1,44	—
	100,51	100,31	97,94	99,22	98,789	93,13	100,71	69,78

1 — карельская бобовая озерная руда; 2 — керченская железная руда; 3 — хоперская руда (оолитовый бурый железняк); 4 — халиловская руда бобовая; 5, 6 — руды района Курской магнитной аномалии; 7 — сидеритовая руда Выксунского района (Горький); 8 — присамурская сидеритовая руда, юрская (Кавказ)

### Главные типы железистых пород и условия их образования

Большие скопления железистых минералов — железорудные месторождения — встречаются не часто. Их редкость и сравнительно небольшие размеры особенно заметны, если вспомнить, что содержание в земной коре железа (5,1%) примерно в полтора раза больше, чем содержание кальция (3,6%), слагающего огромные толщи такой распространенной породы, как известняки. Это противоречие объясняется тем, что железо значительно менее подвижно, чем кальций, и не является как кальций элементом биогенным. Хотя выделение его из материнских пород при выветривании не встречает таких трудностей, как освобождение алюминия, но перенос, особенно в окисной форме, затруднен. При величинах pH от 3 до 5, наблюдающихся в континентальных водах, оно почти нерастворимо. При более обычных на континентах величинах pH 6—7 оно растворимо в ничтожных количествах. Легче его перенос может осуществляться в виде коллоидов, особенно с помощью органических кислот, в серноокислых растворах и в двухвалентном более растворимом состоя-

нии, а выпавшее в осадок железо переносится механически. На всем пути своего передвижения, начиная от места выветривания, железо рассеивается, выпадая в виде небольших выделений или примесей к другим образованиям ничтожных и тончайше рассеянных, но очень заметных благодаря желтым и ржаво-бурым цветам или иризирующим пленкам у выходов ключей. Кроме того, оно поглощается глинами и идет на образование их железистых разностей — нонтронита и глауконита. Отложившись в водных бассейнах, эта рассеянная примесь железа восстанавливается в процессах диагенеза и образует сидерит, хлорит или тончайшие, часто невидимые, но вездесущие мельчайшие выделения пирита или марказита (см. фото 40, 41, 42).

Выпадает железо по-разному, в зависимости от формы переноса. Переносимое в окисных растворах, оно осаждается уже в результате ничтожного увеличения рН; из коллоидных растворов — в результате коагуляции, особенно при повышении температуры или солёности воды; переносимое в виде гуматов (или с органическими кислотами) — в результате разложения органического вещества; переносимое в виде бикарбонатов закисное железо — в результате его окисления или перехода в карбонат. Известную роль в его осаждении иногда могут играть и организмы (бактерии и водоросли). Железо, все же сохранившееся в растворе после всех этих потерь и составляющее 2,75% солей, растворенных в речных водах, должно выпасть почти полностью в прибрежной приустьевой области моря, где величина рН резко повышается, а солёные воды осаждают и коллоидальные частицы. Так как донесенное до моря железо составляет ничтожную часть выпадающих у побережья песчаных и глинистых осадков, то ясно, что лишь при особенно благоприятных сочетаниях условий здесь могут накапливаться чистые осадки железистых минералов.

Железо накапливается так же, как алюминий и глины, и прежде всего в виде элювиальных толщ или кор выветривания, материал которых затем может переотлагаться. Необходимым условием для образования элювиальных железистых залежей является наличие подходящего исходного материала — коренных пород с повышенным содержанием железа, климат — как и при образовании латеритов — жаркий и влажный (тропический) и определенный рельеф — холмисто-равнинный. Эти месторождения приурочены преимущественно к складчатым областям. К континентальным месторождениям принадлежат и озерно-болотные руды, распространенные в пенепленизированных областях древней складчатости, но также и на платформах. Таковы ископаемые липецкие, тульские и другие залежи, а также образующиеся и сейчас во многих северных озерах. Мощность и площадь, занимаемая этими месторождениями, не велики. Климат, как показывают наблюдения над современными озерно-болотными рудами, видимо, не играет существенной роли; вероятно, он обычно умеренный, но всегда влажный. Безусловно необходимо наличие на не слишком большом расстоянии исходного материала, богатого железом, т. е. выходов основных магматических пород или осадочных, богатых железом (глауконит и т. п.), и определенный рельеф. В этих условиях, особенно при наличии обильной растительности, отфильтровывающей песчано-глинистый материал, образование железорудных залежей возможно, но не может быть значительным. Своеобразный тип континентальных речных руд оолитовых гидрогетит-шамозитового состава описан недавно Формозовой в Северном Приаралье.

подавляющая часть ископаемых железорудных накоплений представляет собой прибрежно-морские или шельфовые осадки в основном геосинклинальных областей. Особенности этих месторождений, по Страхову, указывают на их образование всегда в условиях тропического или

субтропического климата. Условия происхождения морских прибрежных руд, в отличие от элювиальных и озерно-болотных, не вполне ясны. Дело в том, что хотя подавляющая часть железа, приносимого реками, выпадает именно в этой области, но здесь же отлагаются и гораздо более значительные массы песчано-глинистых осадков, не считая карбонатных, кремнистых и других. Страхов ищет объяснение образования морских железных руд в приносе железа не реками, а подводными и прибрежными ключами, причем устраняется засорение осадка песчано-глинистым материалом. Некоторые авторы придают преувеличенно большое значение деятельности осаждающих железо организмов и т. д. Вопрос остается недостаточно ясным. Несомненно лишь, что для образования железорудной залежи во всяком случае обязательно: 1) отсутствие привноса сколько-нибудь заметного количества песчано-глинистого материала, 2) наличие в области сноса исходного материала, относительно богатого железом и 3) влажный климат, особенно тропический или субтропический. Лишь для морских руд эффузивно-осадочного происхождения причина обогащения осадка железом (привнос его с эффузиями) вполне ясна.

### Распределение железистых пород во времени

Решение вопроса об условиях образования морских железорудных толщ затрудняется тем, что ни в современную эпоху, ни в четвертичную они не образовывались и не образуются. В настоящую эпоху небольшие, но нередко разрабатываемые железорудные накопления возникают лишь на континентах, в коре выветривания и в озерах областей с влажным климатом.

Небольшие морские железорудные залежи разных типов, кроме железистых кварцитов, встречаются в отложениях всех периодов, но сравнительно крупные известны только в отложениях третичных, юрских, каменноугольных и силурийских, периодически в течение периодов мелового, триасового, пермского и девонского, сходя почти на нет. Главная же часть осадочных железистых пород, притом морских (железистые кварциты), сосредоточена в докембрии, лишь частично переходя в кембрий. Количество этих руд настолько велико (по некоторым подсчетам более 3000 млрд. т), что даже учитывая длительность докембрия, вероятно значительно превосходящую длительность остальных эр, вместе взятых, придется признать, что в докембрии накопление осадочного железа происходило много интенсивнее, чем в последующие эпохи. Условия отложения железистых кварцитов истолковывались различно. Вероятно железо отложилось в них первоначально преимущественно в виде сидеритовых и лептохлоритовых руд, впоследствии окислившихся, а затем несколько метаморфизованных. Некоторые особенности их строения подтверждают это предположение, например, ромбоздрическая форма некоторых зерен гематита и кварцита, указывающая на замещение этими минералами первоначально отложившегося сидерита. Эти руды, отличающиеся от всех остальных своим микрослоистым строением и отсутствием терригенной примеси, образовывались, вероятно, на большем расстоянии от берегов, чем руды всех позднейших периодов. Возможность более далекого продвижения в море растворов железа в то время объясняется физико-химическими особенностями докембрийских морей — меньшей их соленостью (которая осаждает коллоиды у берегов) и большим содержанием углекислоты, поддерживавшей карбонаты в растворе. Мощности этих осадков объясняется, вероятно, частью благоприятными условиями их отложения, частью отсутствием в то время обширного покрова осадочных пород и выветриванием на континентах преимущественно магматических пород, богатых железом.

## МАРГАНЦОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Марганцовые породы, более редкие, чем железистые, очень близки к последним по условиям происхождения и распространению. Широко рассеянный в виде мелких выделений марганец лишь в исключительных случаях встречается в значительных скоплениях.

### Внешний облик, минеральный и химический состав

Марганцовые породы слагаются преимущественно окисными марганцовыми минералами (см. стр. 111), возникшими, вероятно, большей частью в результате окисления первоначально отлагавшегося родохрита или силикатов марганца.

Окисные марганцовые руды обычно темные, иногда черные с землистым, иногда крупнозернистым изломом, твердые или мягкие. Строение их часто конкреционное и оолитовое, с хорошо образованными, иногда очень крупными (более 2—3 мм) пизолитами с ясно выраженными концентрическими оболочками (фото 47). Карбонатные руды, светло-серые, розовые, мелко- и мелкозернистые, иногда тонкослоистые, часто почти не отличимы от известняков. Характерен большой удельный вес и особенно черная маркая корочка на выветрелых поверхностях породы. Они залегают сплошными слоями, отдельными линзами и в виде конкреций.

Марганцовые породы часто содержат много примесей, особенно часто глины, железа и кремнезема. Последний нередко представлен опалом, иногда в виде спикул губок и радиолярий. Реже встречается примесь карбонатов, барита, глауконита. Характерна ассоциация с фосфатами. Песчаная примесь практически почти отсутствует. Как и в железе, иногда имеется незначительная примесь малых элементов (Co, Ba). Представление об их химическом составе дает табл. 23.

Таблица 23

	1	2	3
SiO <sub>2</sub> . . . . .	3,50	8,11	35,07
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,07	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	2,49	5,24
FeO . . . . .	—	—	2,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,70	0,99	—
Mn . . . . .	—	—	26,50
MnO . . . . .	24,90	34,12	—
MnO <sub>2</sub> . . . . .	60,60	37,40	—
BaO . . . . .	—	1,10	—
CaO . . . . .	3,04	0,49	1,36
MgO . . . . .	—	0,18	1,25
Sr . . . . .	—	Следы	—
K <sub>2</sub> O } . . . . .	—	0,44	—
Na <sub>2</sub> O }			
P . . . . .	—	—	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,52	—	—
As <sub>2</sub> S . . . . .	—	Следы	—
П. п. п. . . . .	—	—	13,84
H <sub>2</sub> O (—105) . . . . .	—	5,10	—
H <sub>2</sub> O (+105) . . . . .	5,53	9,92	—
	98,79	100,40	

1 — Чиатурское месторождение — черная оолитовая руда; 2 — то же — «бурая бельта»; 3 — средняя проба руды Полуночного месторождения (Северный участок) на Урале.

## Происхождение; генетические типы месторождений

Марганец, освободившийся при химическом выветривании, как и железо, переносится в ионных и в коллоидальных растворах, особенно при наличии органических защитных коллоидов. Выпадая в основном при величине рН 8,5—8,8, он заходит в море дальше, чем железо, и может образовывать осадки на более значительных глубинах. Его выпадению способствуют свертывающее влияние электролитов, окисление (высоковалентные разности его менее растворимы) и, по мнению некоторых авторов (Бетехтин и др.), деятельность бактерий и водорослей. Для образования крайне редко встречающихся крупных скоплений марганца, очевидно, было необходимо редко повторяющееся в геологической истории благоприятное сочетание физико-химических условий окружающей среды и длительный принос концентрированных золь марганцовых соединений. Надо думать, что большую роль при этом играло наличие поблизости магматических пород или эффузий. В последнем случае такие залежи следует относить к категории осадочно-эффузивных образований.

Среди марганцовых месторождений, как и среди железорудных, можно различить образования: 1) элювиальные — продукты выветривания и обогащения пород первоначально лишь с ничтожным содержанием марганца; 2) озерные и болотные, дающие лишь очень ничтожные залежи и линзы; 3) морские, которые только и дают более крупные скопления марганца; 4) эффузивно-осадочные, связанные с подводными излияниями (признаются не всеми). По мнению Бетехтина, крупнейшие из марганцевых месторождений, отличающиеся отсутствием песчаной примеси, образовались в спокойной среде, в условиях далеко зашедшего выветривания пенеценизированной страны. Главнейшие из них — никопольские, чиатурские и менее значительные уральские — отлагались в олигоцене, в конце нижнетретичной эпохи (палеоген). Менее крупные, но все же имеющие практическое значение залежи известны в нижнем карбоне (Урал и Казахстан), а также в кембрии. Небольшие марганцовые выделения рассеяны в отложениях всех систем.

Марганец широко используется в металлургии, в медицине и др.

## ГЛАВА IX

### КРЕМНИСТЫЕ И ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ

#### КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (СИЛИЦИТЫ)

##### Общие сведения

✓ Кремнистыми называют породы, сложенные кремнистыми минералами осадочного происхождения, не включая в их число кварцевые песчаники, породы обломочного происхождения, сложенные в основном магматическим кварцем. Для наименования этих пород нет общепринятого краткого термина, поэтому заслуживает поддержки предложение Теодоровича называть их «силицитами».

Эти породы более широко распространены, чем описанные выше химические породы, но значительно менее, чем карбонатные. Изучены они сравнительно слабо. Новые работы Рожковой, Горецкого, Теодоровича, Бушинского касаются преимущественно опаловых силицитов и кремней и в меньшей мере яшм. Кремнистые породы слагаются опалом, минералами группы халцедона и осадочным кварцем, но часто содержат немало примесей. Очень значительной бывает примесь глинистых минералов, в опаловых — особенно глауконита; нередок кальцит, иногда в виде раковин; в яшмах часто значительных размеров достигает примесь железистых и марганцовых минералов; органическое вещество и обломочные зерна редки. Основная кремнистая часть силицитов в молодых породах (примерно с мела) слагается в основном опалом. в юрских и триасовых преобладает халцедон, в палеозойских — кварц с халцедоном, в докембрийских — кварц. В этом изменении минерального состава отражается медленный процесс раскристаллизации выпавшего опала. Некоторые, преимущественно молодые кремнистые породы сложены скелетными первоначально опаловыми элементами организмов. По мере раскристаллизации опала следы органического происхождения пород затушевываются, вследствие чего условия их образования часто остаются неясными.

Кремнистые породы известны не только в виде обычных пластовых образований, но также в виде желваков (конкреций), рассеянных в других (обычно карбонатных) породах. Конкреционные выделения образуют и железистые и даже глинистые породы, но они редки и мало устойчивы, почему и не требуют особого рассмотрения. Кремнистые же конкреции широко распространены, очень устойчивы и при выветривании основной породы образуют самостоятельные скопления, почему и рассматриваются как особый конкреционный тип силицитов.

Представление о химическом составе кремнистых пород дает табл. 24.

Таблица 24

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	72,25	78,76	94,14	78,12	88,2	85,20	91,20	97,16	88,25	85,18	86,51	67,40	94,90	96,34	95,62	96,00	68,95	90,90
TiO <sub>2</sub>	—	0,27	0,06	10,46	—	0,20	Следы	0,08	0,33	0,43	—	—	0,10	—	—	—	—	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,96	9,81	1,13	—	3,72	2,64	2,06	0,20	5,88	4,13	5,52	7,11	2,31	0,87	1,08	1,08	0,50	0,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	3,15	0,28	3,54	2,08	1,11	4,32	0,12	0,27	3,50	2,62	2,28	1,19	1,16	2,47	0,87	0,55	2,07
FeO	0,31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,98
CaO	0,74	0,69	0,85	1,30	1,53	3,85	0,55	1,00	0,62	1,04	0,51	2,49	0,30	0,39	0,36	Следы	15,70	3,29
MgO	0,10	1,72	0,17	1,50	0,54	0,36	0,44	0,40	0,84	0,09	0,48	0,47	0,30	0,17	0,38	Следы	0,30	0,11
K <sub>2</sub> O	1,66	0,78	—	—	—	—	—	—	0,84	2,03	—	—	—	—	—	—	—	0,09
Na <sub>2</sub> O	3,55	0,27	—	—	—	0,20	0,52	Следы	0,45	1,38	—	—	0,50	—	—	0,26	0,29	0,04
SO <sub>3</sub>	0,45	0,11	—	—	0,82	—	—	—	0,18	—	0,69	—	—	0,05	0,05	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	—	—	—	—	—	Следы	—	—	—	2,42	—	Следы	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	2,49	0,53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,50	2,12
П. п. п.	—	4,70	2,93	—	3,02	—	—	1,31	2,37	2,32	3,13	16,75	—	0,97	0,46	—	—	—
H <sub>2</sub> O	9,02	—	—	—	—	4,56	0,32	—	—	—	—	—	1,35	—	—	—	0,80	0,54
Орган. вещ.	0,20	—	—	4,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	100,36	100,26	99,56	—	—	100,61	100,94	100,27	100,03	100,10	—	—	—	99,95	100,12	98,21	99,59	99,98

1 — гейзерит Йеллоустонского парка; 2 — диатомит Корсунского района (Поволжье); 3 — ахалцихский диатомит (Закавказье); 4 — бездиатомовый трепел (Калужская область), меловая система; 5 — спонголит синголенового возраста из западной Грузии; 6 — спонголит мелового возраста из Парижского бассейна; 7 — спонголит нижекарбонного возраста из Бельгии; 8, 9, 10 — ополки нижнетретичного возраста, Саратовской области; черная твердая (8), темно-серая (9) и светлая (10), по Самойлову; 11 — яшма уральская светлая (по Батурину); 12 — то же бигуминозная; 13 — радиолярная порода (остров Барцео); 14, 15 — кремни верхнемеловые из Донбасса; 16, 17 — кремни каменноугольного возраста из Бельгии; 18 — кремль среднекаменноугольного возраста из Зубцовского Поволжья, по Пустовалову.

## Характеристика главных типов кремнистых пород

Диатомитами называют породы, состоящие в большей части из скорлупок диатомей (фото 147). Разновидности этой породы называли также теперь почти вышедшими из употребления местными терминами: инфузорная земля, горная мука, кизельгур и др. Макроскопически диатомит — белая или желтоватая рыхлая порода, состоящая из мельчайших слабо сцементированных зернышек. Этим он очень похож на мел, от которого его легко отличить по отсутствию вскипания с  $HCl$ , по способности прилипать к языку и по чрезвычайной легкости. Объемный вес диатомита колеблется от 0,42 до 0,96, так что он не тонет в воде. Это свойство объясняется его исключительной пористостью (до 90—92%), которая обусловлена составом породы из мельчайших полых раковин диатомей (отчасти и незначительным удельным весом опала). Количество диатомей в  $1\text{ см}^3$  достигает 3—6 млн., повышаясь в лучших сортах до 30 млн. Иногда наблюдается микрослоистость, чаще она отсутствует. В шлифе, кроме резко преобладающих целых панцирей диатомей и их обломков, встречаются единичные радиолярии и спиккулы губок, примесь глины, глауконита и обломочных зерен. Химический состав см. табл. 24.

Современные диатомовые осадки отлагаются в приполярных частях океанов, а также в озерах областей холодного климата и высочайших (Севан, Байкал и др.). В некоторых месторождениях, как например Сахалинском и в крупнейших калифорнийских, слои диатомитов переслаиваются с прослоями вулканических пеплов и кремней. Как отмечал Талиаферро, это указывает на то, что значительные их толщи образовывались преимущественно там, где имелся усиленный принос кремнезема благодаря вулканической деятельности. Значительные (мощностью до 37 м) залежи третичных диатомитов Поволжья и восточного склона Урала (Камышлов, Челябинск) и другие показывают, что участие вулканизма в их образовании не обязательно. Все известные месторождения диатомитов не древнее третичного возраста. Так как диатомей уже существовали в мезозое, отсутствие мезозойских диатомитов объясняется, вероятно, тем, что неустойчивые раковины диатомей подверглись за большой промежуток времени разрушению. Действительно, в юрских породах следы диатомей найдены только там, где были особо благоприятные условия для их сохранения (желваки фосфоритов и т. д.). Перекристаллизованные в халцедон диатомей, если и существуют, то исключительно редки. Халцедоновых диатомитов не известно.

Практическое применение диатомитов многообразно. Они служат для изоляции (звуковой и тепловой), используются при изготовлении динамита, для фильтрации, как шлифующее средство, как строительный материал, как поглотители, заполнители и как гидравлическая добавка к портланд-цементу и извести.

Трепелом называют опаловую породу, макроскопически обычно не отличимую от диатомита, в основном такую же светлую, рыхлую, пористую и легкую и такого же минерального и химического состава, но в среднем с несколько большим объемным весом (0,50—1,27), а в шлифах отличающуюся отсутствием скорлупок диатомей. В шлифах видно, что их место здесь занимают мельчайшие (микроны) частички опала или несколько более крупные его глобулы. Полурастворенные спиккулы губок, раковины радиолярий и следы диатомей составляют ничтожную примесь. Примесь карбонатов редка, алевролита и глины, особенно глауконита — обычна. Встречаются сцементированные и перешедшие в халцедон участки, с лучше сохранившимися следами скелетов. Сходство трепелов с диатомитами и наличие более обильной фауны в твердых желваках указывают на происхождение трепелов из диатомитов. Так как панцири диатомей до их окаменения более растворимы, чем минеральный опал,

возможно, что после их растворения на дне, в некоторых случаях вследствие пересыщения вод кремнеземом происходит и выпадение его в осадок в виде чисто минерального опала (Рожкова, Горецкий). Некоторые трепелы, богатые остатками спикул и крупными глобулами, образовались, возможно, из опаловых спонголитов. Термином «трепел» впервые был назван настоящий диатомит; теперь его также иногда употребляют для обозначения диатомитов и порошковатых халцедоновых образований эпигенетического происхождения, не имеющих ничего общего ни с диатомитом, ни с трепелом. Во избежание недоразумений, говоря о трепеле, желательно прибавлять слово «бездиатомовый». Значительные залежи трепелов встречаются у нас преимущественно среди верхнемеловых и третичных отложений Украины, Поволжья, Смоленской и Орловской областей. Трепелы более древнего возраста и халцедонового состава в Советском Союзе не известны. Практическое применение их такое же как и диатомитов.

✓ Термин «опока», употребляемый для обозначения более твердых разновидностей любых пород, независимо от их состава (песчаники, доломиты и т. д.), укрепился в нашей литературе для обозначения более прочно сцементированных и более твердых (точнее, крепких) разновидностей трепелов. Опоки лишь немного тяжелее трепелов (объемный вес около 1 и больше) и обычно несколько отличаются окраской — черной, темно- или желто-серой, часто с разводами и пятнами. Черные опоки особенно крепки, с раковистым изломом и похожи на кремни, от которых макроскопически отличаются только легкостью и микропористостью (прилипают к языку). Состоят из частиц твердых кремнистых минералов, они, как и трепелы и диатомиты, оставляют матовый след на стекле и металле, но будучи недостаточно прочно сцементированы, чертятся ножом. Пятнистые разновидности обладают шершавым изломом, они более бедны  $\text{SiO}_2$  и более глинисты. ✓

Некоторые авторы считают их продуктом выветривания темных опок; в действительности, вероятно, последние представляют результат местного более полного окремнения светлых разновидностей. В шлифе опоки не отличаются от трепелов и состоят из тонкозернистого опала [по рентгенографическим данным Васильева и Ляминой из мельчайших (0,05  $\mu$ ) зернышек  $\beta$ -кристобалита]. Органические остатки (спикулы, радиолярии) редки. Обычным спутником их является глауконит. Глинистая и песчаная примесь наблюдается часто, карбонатная редко.

Опоки — породы преимущественно мелового и третичного возраста. Более древние опоки не известны. Упоминаемые в некоторых работах опоки палеозойского возраста представляют собой, вероятно, либо продукты разложения вулканических стекол, либо результат более позднего перемещения кремнезема. Опоки слагают значительные толщи в среднем и нижнем Поволжье, вдоль восточного склона Урала, в Сибири, в районе Чернигова. Происхождение их, вероятно, такое же, как и трепелов. Породы типа опок недавно описывались как мергели или кремнистые глины. За рубежом породы этого типа, особенно их разновидности с примесью халцедона и обогащенные спикулами, часто называют «гезы». Практическое применение их более ограничено, чем у трепелов.

Опаловые породы, состоящие из диатомей, принадлежат к четвертичным и третичным отложениям, а породы, почти лишенные органических остатков, — преимущественно к третичным и меловым.

✓ Спонголитами называют кремнистые породы, состоящие преимущественно из спикул губок. Они гораздо более редки, чем диатомиты. Известны в отложениях третичных (Кавказ), мезозойских (Чкаловское Приуралье, Подмосковье), каменноугольных (Приуралье) и др. Третичные и мезозойские разновидности спонголитов обычно опаловые (фото 62). По макроскопическому облику они близки к опокам, но в шлифах

видно, что в них часто, за счет раскристаллизации опала, появляется и халцедон, иногда в виде мельчайших шариков. Обычно они крепкие с раковистым изломом. От диатомитов и опок отличаются большим удельным весом. Иногда содержат примесь глины, алеврита, радиолярий и известковых раковин, нередко кальцитизированы или сцементированы кальцитом. Очень часто они содержат глаукоцит, иногда выполняющий каналы спикул. В рыхлых разностях присутствие острых спикул может быть заметно даже на ощупь. Мезозойские спонголиты преимущественно халцедоновые. Химический состав спонголитов см. в табл. 24. Палеозойские разности менее известны. Макроскопически похожи на яшмы или кремни. В шлифе видно, что спикулы частью превращены в халцедон, или в кварц, нередко частью кальцитизированы. Спикулы губок устойчивее скелетов радиолярий и диатомей, но занимают лишь ничтожную часть тела животного. Поэтому для образования целых прослоев спонголитов требовалось, вероятно, не только наличие обильной фауны губок, но и течений, способствовавших накоплению спикул. Это предположение подтверждает часто наблюдающаяся в спонголитах примесь алеврита и глауконита. Существуют, но очень редки, и пресноводные спонголиты. Практического применения спонголиты не имеют.

✓ Радиоляритами было бы естественно называть все кремнистые породы, около половины (или более) которых занимают раковины радиолярий, и в этом случае радиоляриты оказались бы одной из наиболее распространенных кремнистых пород. Однако яшмы, тоже часто состоящие из радиолярий, обычно не называются радиоляритами, отчасти по традиции, отчасти и потому, что многие яшмы или породы, от них в остальном не отличимые, совершенно лишены радиолярий. Других радиоляриевых пород известно очень мало. В качестве примера их можно указать на описанную Архангельским радиоляриевую породу из верхнемеловых отложений Поволжья (фото 148). В состав этой опаловой, но довольно крепкой породы, помимо радиолярий, входят спикулы губок, редкие диатомей, опал, глина, кокколитофориды. Другим получившим большую известность примером пород, описываемых как радиоляриты, являются верхнетретичные породы острова Барбадоса, переполненные разнообразными радиоляриями прекрасной сохранности с примесью спикул и диатомей в опаловом цементе. Породы Барбадоса считаются наиболее достоверным примером высоко поднятых глубокоководных (эупелагических) илов.

✓ Яшмами называют кремнистые породы, широко распространенные и образующие мощные толщи в складчатых областях, но отсутствующие на платформах. Типичные яшмы состоят из микрозернистого халцедона с обильными следами радиолярий. Макроскопически они темные, красные, реже зеленоватые, желтоватые или черные полосчатые и пятнистые, очень твердые и крепкие, тонкозернистые, однородные с раковистым режущим изломом. В шлифе при одном никеле видна смесь мельчайших светлых и темных, иногда красноватых точек, так как порода в основном состоящая из микрозернистого халцедона, частью кварца, обычно густо окрашена так же дробно рассеянными микрозернистыми выделениями окиси железа и глинистого пеплового или органического вещества. На этом темном фоне в типичных яшмах встречаются, а часто и переполняют породу, светлые круги или овалы иногда со следами сетки и шипов (фото 149) — полости радиолярий, выполненные более крупно раскристаллизованным и не загрязненным примесями халцедоном и поэтому прозрачные. Песчано-алевритовая примесь и органические остатки, кроме радиолярий, редки. В полостях радиолярий иногда имеются мелкие кристаллы цеолитов.

При скрещенных николях шлиф становится темнее, но общая картина мало меняется, лишь появляются цвета интерференции халцедона

и кварца. Иногда порода более крупно раскристаллизована, в других случаях она целиком или частью изотропна, причем ее показатель преломления близок к показателю преломления канадского бальзама (выше или ниже). Возможно, что в этих случаях в составе породы играют заметную роль тонко размельченные обломки вулканических стекол (туф). В тех случаях, когда порода лишена радиолярий и содержит, как это иногда наблюдается, прослойки явно пирокластического материала, ее правильнее относить не к яшмам, а к туффитам. Иногда кремнезем частично замещается кальцитом или железистыми минералами. Радиолярии могут составлять до двух третей породы, но во многих разновидностях яшм отсутствуют совершенно. Химический состав яшм см. в табл. 24. Яшмы, богатые органическим веществом, Батурин описывал как битуминозные.

Об условиях образования яшм высказывались разные мнения. Отсутствием кластического материала и обилием радиолярий эти породы напоминают современные абиссальные радиоляриевые илы. В пользу этого предположения говорит их цвет, нахождение в них марганцовых сростков, типичных для абиссальных осадков, и отсутствие известковых организмов. Однако против него говорит соседство и даже переслаивание яшм с известняками, содержащими фауну кораллов и строматопор, с конгломератами, песчаными и излившимися породами (Калифорния, Урал и т. д.), значительная мощность яшмовых толщ (десятки и сотни метров), несовместимая с медленностью накопления абиссальных осадков, незначительное протяжение площадей их распространения. Особенности яшм и приуроченность их к геосинклинальным областям говорят о том, что они отлагались, быть может, даже на абиссальных глубинах, но не открытого океана, а в близких к поднимавшейся суше вытянутых желобах островных дуг, как, видимо, и радиоляриты Барбадоса. Последние не объединяются в петрографической литературе с яшмами, вероятно, вследствие их молодости и обусловленного ею их опалового состава.

Появление в разрезе яшм указывает на эффузивные процессы в области их отложения. Их толщи достигают огромных мощностей. Яшмы широко развиты в палеозое Урала, Тянь-Шаня и других древних хребтов. Встречающееся иногда мнение, что яшмы — метаморфические породы — ошибочно. В отдельных случаях, как и все другие породы, они могут быть метаморфизованы.

Яшмы используются как прочный и красивый декоративный камень для поделок и для технических целей.

Наряду с типичными радиоляриевыми яшмами существуют породы очень близкие к ним по составу, свойствам и происхождению, но отличающиеся теми или иными особенностями — отсутствием радиолярий, сланцеватостью или микрослонистостью, преобладанием над халцедоном микроразносного кварца с мозаичным строением, присутствием примеси мелкокорассеянного углисто-го вещества или графита, пирита и др. Эти породы, выделяемые зарубежными авторами под названием «л и д и т о в», «ф т а н и т о в» и др., широко распространены в геосинклинальных областях, входя в состав вулканогенно-кремнистых формаций, но не привлекали до сих пор к себе внимания наших геологов и петрографов, и обычно обозначаются или как яшмы, ариллиты, или ничего не значащим термином «сланцы». Изучение их позволило бы различить среди них 2—3 разновидности, что было бы, вероятно, очень полезно и для картирования и для поисков полезных ископаемых в областях их распространения. Пока этого не сделано, их можно временно называть «яшмовидными породами». Некоторые разновидности их используются как высокосортный точиловый камень.

Железистыми кварцитами или джеспилитами называют несколько метаморфизованные породы, состоящие из чередующихся тонких слоечков микроразносного кварцита и железистых окисных

минералов (см. стр. 244). Органические остатки в них отсутствуют. Эти породы, которые предположительно, но, видимо, правильно считают продуктом химического выпадения железистых и кремнистых осадков, образуют наиболее мощные толщи кремнистых пород, но развиты лишь в докембрии и начале кембрия. Они слагают железорудные залежи Курска и Кривого Рога, где их неудачно называют «кварцитовыми сланцами». Происхождение этих сильно измененных кремнисто-железистых пород проблематично, но учитывая характер их залегания, состав, микрослоистое чередование в них кварца с железистыми прослоями, наиболее правильно их считать настоящими химическими осадками, отлагавшимися, вероятно, не без участия эффузивного фактора.

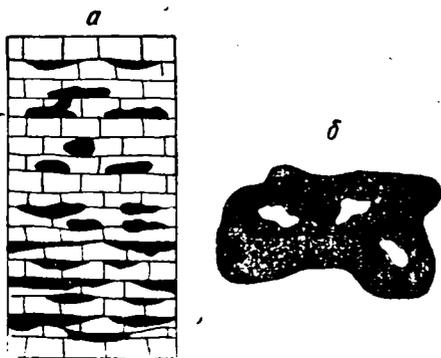


Рис. 118. Схема залегания кремней в известняке. По Теодоровичу

а — вид в разрезе; б — вид в плоскости наслоения

Кремнистые корки пустынь, гейзериты и кремнистые туфы — образования крайне редкие. Кремнистые корки — небольшие линзовидной формы отложения опала, наблюдавшиеся в пустынях Африки, во впадинах рельефа, где вследствие отсутствия стока накапливаются скудные продукты химического выветривания. Гейзериты — туфообразные пористые массы опала, отлагающиеся близ выходов горячих подземных вод, связанных с вулканической деятельностью. Они выпадают в результате изменения температуры и давления, испарения и частью, вероятно, жизнедеятельности водорослей. Кремнистые туфы отлагаются ключами, выносящими глубинные воды в геосинклинальных областях. Все эти образования практического значения не имеют.

**Кремни** (ксеногенные или конкреционные силициты). Кремнями называют кремнистые включения или конкреции в породах иного состава, почему их можно также называть силицитами ксеногенными или конкреционными.

Форма и величина кремней разнообразна. Они встречаются в виде пластов или линз с отростками и окнами (рис. 118), округлых или причудливой формы конкреций, бесформенных масс, косых неправильных жил и желваков, иногда пересекающих несколько пластов и т. д.

Кремни отличаются обычно бедностью механических примесей, но часто содержат большой процент материнской карбонатной породы и позднейшие выделения карбонатов (см. табл. 24). Среди кремней можно различать различия по минеральному составу и по строению. По первому признаку можно выделить: 1) кремни опаловые и опалово-халцедоновые наиболее редкие, преимущественно третичные; 2) халцедоновые — наиболее распространенные, иногда содержащие примесь опала и кварца, преимущественно мезозойские, частью и палеозойские; 3) кварцево-халцедоновые, и значительно реже чисто кварцевые, напоминающие кварциты — обычно палеозойские. Структурно-текстурных разновидностей кремней много, что обуславливается разнообразием строения окремневших пород и типами окремнения. Наиболее характерны и обычны кремни однородные микрозернистые, кремни разнообразных неоднородных структур, и более редкие кремни кварцитоподобные.

Кремни однородные микрозернистые хорошо заметны макроскопически. Они часто серые, черные, иногда желтые, бурые, красные, зеленоватые полосчатые, очень твердые и крепкие с раковистым изломом. В шлифе видно, что они слагаются мельчайшими зернышками халцедона

и кварца, иногда с рассеянным опалом и обычно с окрашивающими породами примесями гидроокиси железа или органического вещества. И макроскопически и в шлифе кремни этого типа очень однообразны и иногда неотличимы от некоторых яшм (фото 150). Однородность их иногда нарушается остатками неокремневшей фауны или карбонатной породы, которые могут придавать им брекчиевидный облик, а также скоплениями опала или кварца. Кремни этого типа образуются обычно в результате окремнения однородных микрозернистых карбонатных пород, иногда и в других условиях.

Кремни неоднородного строения часто почти не отграничены от вмещающей карбонатной породы и мало заметны, так как похожи на нее по внешнему облику. Они нередко остаются незамеченными геологами, которые принимают их за известняки. Их цвет, структура и текстура часто почти не отличаются от строения и цвета вмещающей карбонатной породы. Излом различный, часто шершавый, неровный, сходный с изломом вмещающего известняка. Крепость иногда меньше, чем у кремней первого типа. В шлифе они резко отличаются как от известняков, так и от кремней первого типа и часто представляют пеструю картину смеси розеток и сферолитов халцедона с остатками кальцитовых раковин, инкрустированных зернами кварца, вдающимися в их полости. Разнообразие состава и строения кремня обуславливается прежде всего строением первичной карбонатной породы, основные черты которого сохраняются, а иногда даже подчеркиваются при окремнении (фото 151, 152).

Кварцитовидные кремни встречаются очень редко. Как в куске, так и в шлифе они похожи на настоящие обломочные кварциты, но отличаются по присутствию реликтов карбонатов, относительно крупных выделений кварца и халцедона и по другим особенностям (см. рис. 13).

Между описанными крайними типами кремней существуют многочисленные переходные разности. Изучение кремней показывает, что всего чаще они образуются в процессах диагенеза, часто и метадиагенеза, реже при более поздних эпигенетических процессах. Возможно, что в очень редких случаях они образуются и в результате возникновения небольших скоплений кремнезема на дне до погребения осадка (например, кремни округлой формы, с концентрически расположенными органическими остатками, захваченными при перекатывании сгустка  $\text{SiO}_2$  на дне).

На диагенетическое происхождение кремней указывают следующие признаки. Во-первых, послойное расположение и выдержанность их формы, состава и других особенностей в каждом определенном слое или группе слоев, и следовательно, связь с определенным горизонтом (иногда настолько тесная и постоянная, что кремни нередко используются при стратиграфических сопоставлениях слоев); во-вторых, лучшая, чем в окружающих породах, сохранность текстур или остатков раковин, меньшая сдавленность последних и т. п.; в-третьих, чередование окремнелых слоев со слоями незатронутыми окремнением; в-четвертых, приуроченность к первичным структурам и текстурам породы (ходы животных, расположение раковин и т. д.) при отсутствии какой-либо связи с эпигенетическими чертами строения породы (трещины и т. п.).

На эпигенетическое происхождение кремней указывает, прежде всего, их приуроченность к трещинам, пустотам и расположение поперек слоистости, с переходом из одного слоя в другой, а также, конечно, отсутствие указанных выше черт, характерных для диагенетических кремней.

Окремнение породы может идти тремя способами: 1) между породой или осадком и раствором кремнезема происходит реакция, в результате которой часть или все первоначальное вещество выносится и постепенно заменяется кремнеземом (окремнение); 2) раствор отлагает кремнезем

в мельчайших порах участка породы (прокремнение); 3) кремнезем заполняет отдельные более крупные пустоты (вкремнение). Благоприятные условия для окремнения создаются при уменьшении pH, когда  $\text{CaCO}_3$  становится растворимым, а  $\text{SiO}_2$  начинает выпадать в осадок. При диагенетическом окремнении кремнезем является продуктом непосредственного осаждения, иногда химического, но главным образом органогенного (раковины, спикулы) и частью разложения содержащих кремний минералов. При эпигенезе он, кроме того, привносится подземными водами.

Некоторые авторы отрицают участие органогенного кремнезема при образовании кремней. Однако наблюдения Теодоровича, Бушинского, автора и др. показывают, что в слоях известняка со следами окремнения обычно наблюдается появление отсутствующей в других слоях примеси кремневых организмов (радиолярий и спикул губок), нередко к тому же частично кальцитизированных, т. е. освободивших свой кремнезем. Роль кремневых организмов не исчерпывается при этом только поставкой  $\text{SiO}_2$  в осадок. Представляя значительные скопления кремнезема, их скелеты являются притягательными центрами, вокруг которых собираются рассеянные в осадке или породе частицы кремнезема. Именно повторением формы губки или скопления их спикул и объясняется своеобразная форма многих кремневых желваков.

Как полезное ископаемое кремни в свое время играли важную роль и имели военное значение (кремневые ружья). В настоящее время они используются преимущественно как абразивный материал. Еще недавно кремни ввозились из-за границы, теперь значение их упало.

Заканчивая описание кремнистых пород, следует отметить недопустимость применения для их обозначения термина «роговик», введенного, как это видно и из словаря Левинсон-Лессинга, для обозначения контактово-метаморфизованных глинистых пород.

### Классификация кремнистых пород

Классификация кремнистых пород (табл. 25) основывается на их минеральном составе и на условиях их образования, т. е. на факторах, обусловивших концентрацию и осаждение кремнезема (чисто химический, биогенный, эффузивно-осадочный). Однако для этих пород необходимо ввести в классификацию еще третий признак, на первый взгляд лишь морфологический (пластовые, конкреционные), но в действительности также отражающий условия концентрации и осаждения вещества породы.

Минеральный состав и морфологический облик кремнистых пород определяются легко, но вопрос об источнике кремнезема остается и сейчас далеко не выясненным. Долгое время особенно спорным являлся вопрос: происходит ли концентрация и выпадение кремнезема только биогенным или иногда также и химическим путем без участия организмов. Позже стало ясно, что в ряде случаев решающим являлся вторгавшийся в осадочный процесс эффузивный фактор, который, увеличивая концентрацию кремнезема, усиливал его осаждение, как чисто химическое, так и при посредстве организмов. Вопрос к тому же осложняется тем, что и в случае биогенной концентрации кремнезема, в конечном счете, выпадение его могло происходить чисто химически (например, опока, трепел и др.), после растворения сконцентрировавших его кремневых организмов. Происхождение некоторых кремнистых пород не может быть поэтому пока точно установлено. Это приводит к необходимости выделять в классификации большую группу пород «криптогенных», т. е. таких, происхождение которых пока недостаточно ясно.

## Классификация кремнистых пород

Способ и условия концентрации и осаждения		Преобладающие минералы		
		опаловые	халцедоновые	кварцевые
Пластовые	Явно органические (иногда эффузивно-биогенные)	Диатомиты (Радиоляриды) (Спонголиты)	(Радиоляриды) (Спонголиты)	
		Трепела, Опоки		
	Криптогенные	Биогенные		
		Химические	(Корки)	Джеспилиты
Конкреционные	Преимущественно эффузивно-осадочные	Преимущественно диагенетические частью первично-осадочные и эпигенетические продукты замещения	Яшмы	Яшмовидные породы (Лидит, Фтанит)
			Кремни	

(опаловые), опалово-халцедоновые, халцедоновые,  
кварцево-халцедоновые, кварцевые

Примечание. Выделены черным шрифтом породы, имеющие наиболее широкое распространение, в скобки заключены образования редкие

## Общие условия образования кремнистых пород и их распределение в пространстве и во времени

Как видно из всего сказанного ранее, условия образования кремнистых пород еще до конца не выяснены, а в истории осадочного кремнезема много противоречивого и на первый взгляд загадочного.

Кремний по своему содержанию в земной коре (26%) уступает лишь кислороду и в 8 раз превосходит кальций (3,3%). Как и кальций, он элемент резко биогенный, т. е. широко используемый организмами, которые извлекают его в больших количествах даже из очень малых концентраций и могут отлагать в виде мощных толщ. Несмотря на эти благоприятные условия, осадочный кремнезем лишь редко образует значительные толщи, сравнимые с мощными и широко развитыми свитами известняков. Это несоответствие объясняется прежде всего тем, что большая часть  $\text{SiO}_2$  связана в осадочных породах в глинах и песках, отчасти и худшей растворимостью кремния по сравнению с кальцием.

На первый взгляд поражает несоответствие кларковых величин Ca и Si с тем, что речные воды, как показывают многочисленные анализы, несут в моря кремния не больше, а в среднем в два раза меньше, чем кальция. Это несоответствие объясняется тем, что речные воды, величина рН которых обычно не превосходит 7, очень благоприятны для переноса кальция и неблагоприятны для переноса кремния, лучше растворимого в щелочных водах.

Более удивительно то, что кремний, которого приносится в моря лишь в два раза меньше, чем кальция, находится в их водах в количестве по Кларку в 500, а по Виноградову даже в 1000 раз меньшем, чем кальций. Это несоответствие отчасти может объясняться трудностью подсчета содержания кремния в морских водах, так как он в огромных количествах поглощается животными и растениями в поверхностных водах, а после смерти организмов перемещается с их скелетами на дно и концентрируется на больших глубинах. Вследствие этого его содержание в разных участках морей сильно колеблется. В поверхностных водах оно не более 50—200 мг/м<sup>3</sup>, глубже возрастает до 1500 мг/м<sup>3</sup>, в придонных водах до 4000 мг/м<sup>3</sup>, а в иловых водах, пропитывающих осадки, доходит до 40 000 мг/м<sup>3</sup> — т. е. до величины уже близкой к пределу его растворимости в морской воде.

Неравномерность распределения кремния в морских водах, конечно, учитывалась Кларком, Виноградовым и другими исследователями. А их подсчеты ясно показывают, что содержание Si при переходе речных вод в морские резко сокращается. Объяснить это можно лишь предполагая, что уже недалеко от речных устьев значительная часть кремния выпадает, вероятно, вследствие коагуляции коллоидов в соленой воде и в результате поглощения диатомеями. Однако этому предположению на первый взгляд противоречит отсутствие в прибрежных частях современных морей кремнистых осадков. Несоответствие это, надо думать, лишь кажущееся. Именно в прибрежной же области в настоящую эпоху отлагается огромное количество приносимого реками песчано-глинистого материала, в котором выпавший кремнезем теряется, расходуясь в процессах диагенеза на цементацию песчанников, глин, окремнение известняков, образование конкреций, глауконита и других осадочных силикатов.

Далее замечательно, что несмотря на резкое недосыщение морской воды кремнеземом, он все же осаждается в чистом виде в значительных количествах благодаря жизнедеятельности диатомей, образуя накопления кремнистых осадков, там, где его отложение не затемняется приносом терригенного материала. Поражает в этих отложениях их приуроченность к приполярным областям океанов и особенно то, что в водах, бедных кремнеземом, панцири мельчайших диатомей местами буквально переполняют воду, образуя своего рода пловучие острова живого вещества и

опала. Это противоречие объясняется тем, что диатомеи обладают способностью разлагать алюмосиликаты, т. е. глины, выделяя из них кремнезем, а воды приполярных областей изобилуют приносимой айсбергами глинистой взвесью, которая в холодной воде опускается крайне медленно. Следовательно, образование современных морских кремнистых осадков идет в значительной части не только за счет кремнезема, освободившегося на суше при выветривании, но и за счет добавочного питания кремнием совершенно иного происхождения.

Происхождение значительно более скудных накоплений кремнезема в океанических радиоляриевых илах не может быть объяснено таким же образом. Однако их приуроченность к тропическим областям Тихого и Индийского океанов, видимо, также указывает на наличие добавочного питания кремнеземом, но уже из другого источника. Районы распространения этих илов отличаются интенсивной вулканической деятельностью, которая обогащает океанические воды кремнием, что создает благоприятные условия для развития радиолярий. Это предположение подтверждается и тем, что некоторые крупные месторождения ископаемых диатомитов иногда явно связаны с эффузивными проявлениями, так как в них прослойки диатомитов чередуются с прослоями, обогащенными вулканическим пеплом. О том же говорит и приуроченность яшм, пород, переполненных радиоляриями, к геосинклинальным областям и временам усиленной вулканической деятельности.

Таковы условия накопления современных кремнистых осадков. Много труднее выяснить, как они образовывались в прошедшие геологические эпохи и особенно в докембрии, когда была отложена подавляющая часть осадочного кремнезема. Несомненно, что условия и способ его осаждения на заре геологической истории существенно отличались от условий более поздних эпох. Мощность и характер докембрийских силицитов могут быть предположительно объяснены следующими особенностями того этапа развития Земли: 1) эффузивные процессы, проявляясь значительно более мощно, чем в позднейшие эпохи, обильно снабжали зону осадкообразования кремнием; 2) поверхность Земли еще не была одета мощным покровом осадочных пород в большей части карбонатных и глинистых, не освобождающих кремнезема при выветривании; выветривались почти исключительно магматические породы, освобождая большое количество кремния; 3) вследствие изобилия углекислоты в атмосфере и водах процессы химического выветривания шли особенно энергично; 4) каковы были условия передвижения кремния в то время — сказать трудно, но отложения больших его толщ, притом без обломочной примеси, но с железом, показывают, что они позволяли этим продуктам выветривания удаляться в морях далеко от берега; 5) возможно, что этому благоприятствовала малая соленость вод, а следовательно, отсутствие сильной коагуляции в прибрежных водах, вероятно и отсутствие диатомовых, способствующих теперь не только концентрации, но своим изобилием во всех водах и особенно в прибрежных областях, также и рассеиванию кремнезема.

Если высказанные соображения правильны, можно думать, что отложение кремнистых пород того времени осуществлялось в основном химическим путем, при дополнительном участии эффузивного фактора. Влияние органического мира либо отсутствовало, либо было ничтожно.

Рассматривая распределение кремнистых пород во времени, можно отметить три этапа в их развитии, как справедливо оттенил Каледа. Особенности первого этапа докембрийского и раннепалеозойского уже охарактеризованы выше. В более поздние периоды осаждение кремнезема такого типа в сколько-нибудь заметном виде не повторялось, что указывает на изменение условий среды с началом второго этапа, который тянется от низов палеозоя до конца мезозоя.

В это время отложение кремнезема на платформах почти отсутствовало и принимало крупные размеры лишь в геосинклинальных областях в эпохи повышенной эффузивной деятельности, проявляясь в образовании мощных толщ яшм и яшмовидных пород разного типа.

Этот тип отложения кремнезема сохранялся и позже, но с конца мезозоя начались широкие процессы отложения кремнистых осадков не только в геосинклинальных областях, но и на платформах в виде опаловых пород, сложенных в основном панцирями диатомей или лишенных следов организмов, но все же образовавшихся за счет кремнезема, сконцентрированного первоначально в их скелетах. Этот перелом в истории осадкообразования был обусловлен, вероятно, появлением (или мощным развитием) нового фактора — обильной диатомовой флоры.

### Методы изучения. Примерные описания кремнистых пород

Изучение кремнистых пород в работах обычного типа не вызывает затруднений и сводится к изучению породы макроскопически и в шлифе. При работах более специализированных делаются химические анализы. Рентгенографическим анализом уточняется состав кремнистых минералов (присутствие кристобалита и других примесей). Для технической оценки делаются особые анализы и испытания.

Описание кремнистых пород обычно не представляет больших затруднений. В качестве примера даются краткие описания разновидности опоки и разновидности яшмы.

Опока серая пятнистая. Макроскопически порода светло-серого цвета с темно-серыми пятнами и разводами, излом почти раковистый, слегка шероховатый. Крепость значительная, но в тонких пластинках порода местами колетса рукой, чрезвычайно легкая, отдельные куски не тонут в воде. С HCl не вскипает. Стекло не царапает, но делает матовым.

В шлифе наблюдается резкий рельеф, показатель преломления ниже канадского бальзама. На поляризованный свет слабо действует лишь в отдельных участках, причем заметно мелкоточечное строение, что указывает на неравномерно рассеянную примесь пелитового материала. Встречаются редкие округлые зерна глауконита (2%) и единичные обломки радиолярий и спикул.

Яшма типичная красная полосчатая. Макроскопически порода красного, местами желтоватого цвета с темными изогнутыми полосками. Очень твердая, крепкая, молотком колетса с трудом, царапает стекло. Излом раковистый.

В шлифе основная масса почти не просвечивает, так как слагается микрозернистым ( $< 0,01$  мм) халцедоном (возможно, частью кварцем) с обильной примесью красной (в отраженном свете) окиси железа. Общий показатель преломления равен показателю преломления канадского бальзама. На фоне основной массы ярко выделяются округлые пятна (диаметром 0,25 мм) прозрачные, лишенные красящей примеси, с зубчатыми краями — следы радиолярий (45%). При скрещенных николях основной фон почти не меняется, лишь немного темнеет. Светлые пятна — полости радиолярий, заполнены чистым прозрачным халцедоном веерообразно-волокнистого строения.

### ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ (ФОСФОРИТЫ)

Фосфоритами называют породы, содержащие около 15—40%  $P_2O_5$  и состоящие в большей своей части из фосфатов кальция. В практике называют фосфоритами породы и с более низким содержанием  $P_2O_5$ , иногда до 5%.

## Минеральный и химический состав

Анализы показывают, что в состав фосфатных минералов (описанных в V главе) кроме  $P_2O_5$  могут входить  $CaCO_3$ ,  $Ca(OH)_2$ ,  $CaF_2$ . В фосфоритах эти соединения можно рассматривать не только как составные части минералов, но и как посторонние тонкодисперсные примеси. Лет 50 назад, основываясь на различиях химического состава и свойств фосфоритов, исследователи выделили несколько разновидностей фосфатных минералов. Бушинский считает, что существует пять осадочных фосфатных минералов. Из их числа наиболее распространены франколит (или штафеллит), слагающий пластовые фосфориты, и курскит, слагающий желваковые. Гидроксилapatит слагает кости современных животных, а фторапатит и карбонатапатит (даллит или подолит) встречаются редко. Казаков лет 15 тому назад пришел к выводу, что фосфатное вещество всех фосфоритов состоит в основном из высокодисперсного фторапатита, а различия химических анализов объясняются наличием тонкодисперсных примесей. В настоящее время этот вопрос не может считаться решенным.

Кроме указанных выше компонентов в состав фосфоритов обычно входят в значительном количестве разные примеси, отражающие условия среды, в которой шло формирование породы. Почти постоянным спутником платформенных фосфоритов является глауконит, встречающийся, однако, и вне связи с фосфоритами. Очень характерно присутствие органического вещества, особенно в виде гуматов и битумов. Оно окрашивает большую часть фосфоритов в темный, даже черный цвет и придает им

Таблица 26

	Желваковые фосфориты				Пластовые фосфориты		
	Подольские	Глауконо-глинистые. Мезозой	Песчаные. Мезозой	Глауконо-нитовые. Мезозой	Белые (вольский тип). Район Вольска и Хопра. Мезозой	Артинские. Приуралье	Каратауские. Кембрий
$Na_2O$	0,22	0,74	0,80	1,37	—	—	—
$K_2O$	0,20	0,34	0,50	1,09	—	—	—
$CaO$	53,03	44,60	44,62	31,44	50,07	50,21	46,64
$MgO$	Следы	0,64	0,65	1,02	—	1,63	—
$MnO$	Следы	—	0,12	—	—	—	—
$FeO$	—	—	0,40	—	—	—	—
$Al_2O_3$	0,35	2,60	1,08	1,84	—	1,59	—
$Fe_2O_3$	1,96	1,34	2,67	3,06	—	1,61	—
$Mn_2O_3$	—	—	—	—	—	—	—
$P_2O_5$	37,89	28,98	16,54	18,95	34,82	26,65	33,33
$CO_2$	0,86	5,54	2,23	3,73	2,73	10,27	2,09
F	3,13	3,28	1,63	2,25	3,41	2,92	2,89
Cl	—	Следы	—	—	—	—	—
$SiO_2$	3,36	0,40	44,29	33,93	—	—	—
$TiO_2$	—	—	—	0,51	—	—	—
$SO_3$	—	0,99	0,94	1,15	—	1,63	—
S	—	—	0,02	—	—	—	—
$FeS_2$	—	0,60	—	0,06	—	—	—
П.п.п.	1,27	7,96	2,32	2,52	—	—	—
Нераств. остаток	—	2,96	—	—	—	3,78	—
$H_2O$ при 105°	—	0,90	—	—	—	—	—
	—	101,87	100,81	102,92	—	—	—

характерный запах. Эти особенности фосфоритов часто принимают за свойства самих фосфоритов, и считают их даже поисковыми признаками, упуская из виду, что и многие известняки с примесями тех же веществ также бывают окрашены в черные цвета и обладают таким же запахом. Некоторые фосфориты содержат значительную примесь глины (глинистые желваковые), другие (желваковые песчаные) большую примесь зерен кварца и частью других обломочных минералов. Из аутигенных образований особенно часто встречаются кальцит и кремнистые минералы, много реже гипс, пирит, сидерит, окисное железо и другие минералы. Платформенные фосфориты желвакового и частью «зернистого» типа содержат обильную примесь разнообразных органических остатков. В геосинклинальных пластовых лишь исключительно редко встречаются мелкие спиккулы губок и радиолярии. Представление о химическом составе фосфоритов дает табл. 26.

### Макроскопический облик, состав и строение в шлифе главных разновидностей фосфоритов

Как макроскопически, так и в шлифе фосфориты могут быть очень различны. Особенностью, отличающей их от других пород, является большая роль, которую играет среди них конкреционный (ксеногенный) тип. Если среди железистых пород конкреционные выделения редки и не имеют практического значения, среди кремневых заметны, используются практически и учитываются в классификации, то в фосфоритах они более широко распространены, чем пластовые, и имеют большое практическое значение. Эта особенность их объясняется тем, что фосфор — элемент значительно более редкий, чем железо, кремний, кальций (содержание в земной коре кремния 26%, железа 5,1%, кальция 3,5%, а фосфора всего 0,11%) и образовать сколько-нибудь заметные скопления ему гораздо труднее. То, что они все же образуются, объясняется тем, что фосфор элемент биогенный, наиболее широко используемый всеми организмами, которые и концентрируют его, извлекая из растворов с ничтожно малым содержанием. Интересно сравнение фосфора с титаном — элементом в 5 раз более обильным в земной коре, чем фосфор, и тем не менее не образующим даже незначительных химических осадочных концентраций, и встречающимся лишь в виде ничтожных примесей к другим породам.

Платформенными желваковыми фосфоритами называют скопления конкреций разной величины, часто округлой, но причудливой формы, черного цвета, с обильными отпечатками, или включениями фосфатизированных раковин или растительных остатков.

Изучение конкреций в шлифе показывает, что они образовывались обычно в результате местной цементации первоначального песчаного, глинистого или иного осадка небольшими выделениями фосфата.

Имеющие практическое значение месторождения желваковых фосфоритов возникали обычно в результате размыва отложений, содержавших отдельные рассеянные желваки или тонкие их прослои. После перемиыва включавших их песчано-глинистых толщ крепкие и тяжелые желваки, немного окатавшись, накапливались в одном базальном слое. При этом нередко на них же отлагались выделения фосфата новой генерации либо в виде наростов или неокатанных желваков, либо (реже) в виде основной массы цементирувавшей желваки старых генераций и превращавшей их в сплошную плиту. По составу примесей, которые можно хорошо изучить лишь в шлифах, эти фосфориты были разделены на три типа: 1) г л и н и

стые-однообразные, микрозернистые, слабо действующие на поляризованный свет, 2) глауконитовые,— содержащие помимо зерен глауконита нередко большое количество округлых фосфатных зерен, вероятно, копролитов, и 3) песчаные, содержащие большое количество песчинок кварца, полевых шпатов и других минералов. Зерна в двух последних разностях цементируются буровато-желтым в шлифе, изотропным фосфатом — продуктом быстрого выпадения в илу, а стенки пор и поверхность зерен часто покрыты тонкими оторочками волокнисто-кристаллического чистого фосфата с волокнами, расположенными перпендикулярно к поверхности нарастания и с более высокими, чем обычно, желтыми цветами интерференции — продуктом более позднего выпадения в порах из чистого раствора (фото 48, а, б). В сохранившихся и после этого полостях пор иногда наблюдаются еще более поздние выделения беспорядочно микрозернистого фосфата. Фосфориты этого типа нередко бывают переполнены остатками радиолярий, реже спикулами губок, заметными лишь в шлифе.

Подольские конкреционные фосфориты резко отличаются от обычных разностей правильной, иногда почти шаровидной формой, большой чистотой состава, радиально-лучистым строением и центральной радиальной полостью, в которой иногда наблюдаются выделения каолинита, кальцита и сульфидов свинца и цинка.

Пластовые геосинклинальные фосфориты представлены в Советском Союзе крупнейшим месторождением в кембрийских отложениях хребта Каратау (Казахстан). Эти фосфориты отличаются исключительным разнообразием внешнего облика. Макроскопически их можно принять за песчаники, граувакки, яшмы, кремни, известняки, доломиты, ракушечники и другие породы. Цвета их, при преобладании темной, почти черной окраски, иногда очень разнообразны — перламутрово-серые, красные, желтые, зеленовато-серые и др. Некоторые из них микрозернистые, твердые, с почти раковистым изломом; чаще они более крупнозернисты и тогда похожи на граувакки или темные эффузивы. Разности, состоящие из пизолитов, отслаивающиеся оболочки которых отливают перламутром, производят впечатление скопления мелких пеллеципод. В шлифе их строение более однообразно. Почти все они состоят из оолитов разной величины и строения (фото 49, 50) или, точнее, из округлых комочков типа «псевдооолитов», состоящих из обычно как бы изотропного, но в действительности микроразнозернистого фосфата. Комочки эти окружены ободком действующего на поляризованный свет фосфата, обладающего, в отличие от желваковых фосфоритов, не радиальной, но концентрической волокнистостью (слоистостью) и темно-серыми цветами интерференции. Там, где слоистые оболочки достаточно широки, они дают при скрещенных николях четкий крест, как сферолиты.

Эти комочки псевдооолитового типа, составляющие обычно главную часть породы, вероятно, представляют мелкие фосфатизированные экскременты (копролиты). Иногда отдельные зерна оказываются расколотыми и затем снова покрытыми оболочками слоистого фосфата. Нередко целые группы зерен покрываются новыми концентрическими, образуя большие сложные пизолиты. Цементом обычно служит почти изотропный микрозернистый фосфат. Нередки выделения кальцита, доломита, халцедона и кварца. Органические остатки встречаются крайне редко в виде следов спикул, радиолярий. Порода имеет облик химического осадка, хотя в действительности, быть может, происхождение ее в значительной части органогенное. Мощность толщи достигает 14 м.

Пластовые платформенные фосфориты вольско-хоперского типа имеют совершенно иной облик. Белые, микрозернистые, иногда очень мягкие, реже прочно сцементированные с почти раковистым изломом, однородные, иногда тонкослоистые; по внешнему виду они часто

неотличимы от мела, мергеля, каолина, светлых разностей опок. При рассмотрении шлифа видно, что они однородны и состоят из микрозернистого почти изотропного фосфата, в действительности, как показывает электронный микроскоп, состоящего из мельчайших кристалликов.

«Зернистые» фосфаты состоят из основной массы, сложенной карбонатным, глинистым или иным материалом, в которую вкраплены мелкие (около 1 мм) зерна фосфата и обломки фосфатизированных раковин. По своему залеганию они ближе к пластовым, чем к конкреционным. За рубежом (Северная Африка и др.) они образуют крупные промышленные залежи высокосортных фосфоритов. В Советском Союзе к ним могут быть отнесены некоторые еще мало изученные сибирские месторождения и быть может артинские фосфориты Южного Урала (Селеук) — буроватые, по виду не отличимые от микрозернистого известняка. Для селеукских фосфоритов характерна слоистость (слоечки от 1 до 0,5 мм) и плитчатость. В шлифе видно, что они состоят из микрозернистого, почти изотропного, а в трещинах радиально-лучистого фосфата, содержащего прослоечки кальцита и доломита. Фауна макроскопически незаметна, в шлифе встречаются следы радиолярий, спикул и обломки раковин.

Во всех рассмотренных типах фосфоритов концентрация фосфора происходила, вероятно, в основном организмами, притом не только в их скелетах, но и в мягких частях тел. После смерти организмов и распада их тел фосфат выпадал уже химически.

Ракушечные оболочковые фосфориты Прибалтики, состоящие из темных обломков маленьких фосфатных раковин оболочек с примесью кварцевого песка и глауконита, представляют редкий пример фосфоритов чисто органического происхождения. Оболочковые фосфориты, мощность которых достигает 4—5 м, разрабатываются.

Таковы главные, имеющие существенное практическое значение типы фосфатных залежей. Несравненно меньший, скорее только теоретический интерес представляют некоторые другие типы месторождений, на которых можно не останавливаться, ограничившись их упоминанием в схеме классификации.

### Классификация фосфоритов и распространение разных их типов в Советском Союзе

Прилагаемая на стр. 267 классификация фосфоритов составлена с учетом всего сказанного выше и двух недавно опубликованных удачных, но далеко не тождественных генетических классификаций — Гиммельфарба [138, 139] и Бушинского [64]. Так как минеральный состав фосфоритов является спорным, он в классификацию не введен.

В последнее время Шатским сделана интересная попытка показать приуроченность трех главнейших типов фосфоритовых залежей (пластового, геосинклинального, зернистого и конкреционного) к трем различным группам формаций: 1) фосфоритов типа Каратау — к одной из вулканогенно-кремнистых формаций, 2) фосфоритов, «зернистого» типа (Северная Африка и др.) — к группе терригенно-карбонатных формаций и 3) конкреционного типа (в которые он включает и фосфориты Вольска и Хопра) — к группе глауконитовых формаций.

### Происхождение фосфоритов

✓ Еще недавно считалось, что происхождение фосфоритов хорошо объясняется «биолитной» (органической) гипотезой, предложенной Мерреем и Кайе, а у нас разрабатывавшейся Самойловым и Архангельским. Она сводилась к тому, что фосфориты образуются в результате освобождения

Происхождение	Морфологически-генетический тип		Геосинклинальные	Платформенные	
Морские	Эффузивно-осадочное (?) Химическое (?)	Пластовый*	преимущественно оолитовый*	Каратау* (Сп) США*, Скалистые горы, Манфильд	
			микрозернистый	Вольск, Хопер, Рыльск (Сг <sub>3</sub> )	
	Биогенно-химическое	Зернистый*		Средняя Азия (Рг) Южный Урал (Селеук) (Р <sub>1</sub> ) Северная Африка* (Сг <sub>3</sub> —Рг)	Сибирская платформа (силур)
		Конкреционный* (первичные и переложенные)	сферолитовый желваковый	Северный Кавказ (Сг)	Подолья (рифей), США Русская платформа* (J <sub>3</sub> —С) и др.
Чисто биогенное		Ракушечный (оболовый)		Эстония (силур)*	
		Костяной брекчи		Татария Франция	
		Островной (гуано) пещерный		Острова Тихого и Индийского океанов	
Континентальные	Химическое	Остаточный Метасоматический Натечный			

Примечание. Более важные типы и крупные месторождения отмечены звездочкой; не имеющие существенного значения заключены в скобки.

в осадке  $P_2O_5$  накопленного в телах организмов и выпадающего в виде фосфатных минералов там, где происходит массовая гибель организмов, особенно при встрече холодного и теплого течений или при резких колебаниях береговой линии (трансгрессии, регрессии). Обилие органических остатков в желваковых фосфоритах, их связь с перерывами и размывами в осадочных толщах, а также приуроченность некоторых современных фосфоритов к областям с сильными течениями подтверждали это предположение. Однако более внимательное изучение теоретических предпосылок этой гипотезы и открытие новых пластовых месторождений

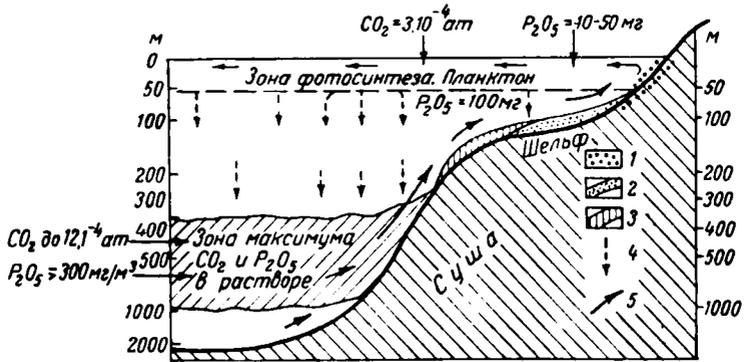


Рис. 119. Схема фосфоритообразования. По Казакову

- 1 — фашия береговых галечников и песков; 2 — фосфоритная фашия;  
3 — фашия известковых осадков; 4 — падение мертвого планктона;  
5 — направление течений

фосфоритов, почти лишенных следов органических остатков, заставляли искать иное объяснение условий накопления фосфатов, взяв за основу сведения о распространении фосфора в морских водах. Поверхностные воды морей исключительно бедны  $P_2O_5$  ( $5-10 \text{ мг/м}^3$ ), так как он энергично поглощается организмами. Книзу содержание  $P_2O_5$  постепенно увеличивается, достигая уже на глубине 500 м  $300 \text{ мг/м}^3$  и более, так как здесь органический мир очень беден, а сверху непрерывно падают отмершие и быстро разлагающиеся остатки животных и растений, перенося вниз захваченный ими наверху фосфор. ✓

Эти сведения и были использованы Казаковым, предложившим новую гипотезу образования фосфатных скоплений. По его представлениям, они образуются там, где глубокие (500 м и более) воды, богатые  $CO_2$  и  $P_2O_5$ , поднимаются идущим в сторону берега течением. По мере подъема, вследствие уменьшения давления, нагревания и диффузии  $CO_2$  в поверхностные воды, парциальное давление  $CO_2$  в них заметно уменьшается, а содержание  $P_2O_5$  не только не уменьшается, но увеличивается вследствие притока падающих сверху трупов. В результате этого, начиная от глубин около 100 м до 50 м, начинается выпадение в осадок сначала  $CaCO_3$ , а затем и фосфатов. Выше 50 м воды, уже обедненные фосфатами, попадают в зону, изобилующую растениями, поглощающими фосфаты, выпадение которых, таким образом, здесь и прекращается (рис. 119). Согласно этой гипотезе слои фосфоритов должны располагаться в виде лент, опоясывающих континенты. Такое расположение иногда и выявляется разведками. ✓

В геосинклинальных областях, как отмечает Казаков, к шельфу примыкают глубоководные участки, изобилующие растворенным фосфатом, подъем берега обычно крутой, и зона выпадения фосфатов узка, поэтому здесь и возникают мощные пластовые залежи. В платформенных областях отсутствуют большие глубины с их запасами фосфатов, а

подъем — пологий, так что область отложения растягивается на большие пространства, и выпадают лишь бедные желваковые фосфориты.

Эта интересная и простая гипотеза, которую часто называют химической, в действительности в такой же мере органигенна, как и старая. Обе предполагают, что концентрация фосфата происходит в телах организмов, что они же, поглощая  $\text{CO}_2$ , создают среду, благоприятную для его выпадения, которое и по первой гипотезе, как и по второй, происходит не непосредственно, а в результате выпадения из раствора фосфата, освобожденного после распада органического вещества.

Гипотеза Казакова явилась значительным шагом вперед в выяснении условий образования фосфоритов, однако и она встречает целый ряд серьезных возражений, показывающих, что таким образом фосфориты, если и могли образовываться, то только в очень редких случаях.

Универсальной гипотезы образования фосфоритов нет, да ее, очевидно, и не может быть, так как совершенно несомненно, что они образуются разными способами. Если даже не говорить о редких случаях образования метасоматических, остаточных и гидротермальных залежей, то существование больших промышленных скоплений чисто биогенного происхождения (ракушечники, гуано) не возбуждает сомнений, а относительно крупнейших пластовых месторождений геосинклинальных областей (Каратау и др.) Шатский недавно высказал очень убедительное предположение, что происхождение их фосфата (как и кремнезема яшм) эффузивно-осадочное. Если это предположение подтвердится, то недостаточно ясным останется происхождение лишь желваковых и, быть может, «зернистых» фосфоритов.

Чтобы подойти к бесспорному выяснению условий их образования, следует учитывать: 1) что в морской среде концентрация фосфатов в основном связана с существованием организмов, 2) что перенос морскими течениями вод, обогащенных фосфором, и следовательно, как правило, глубинных, вряд ли не оказывает влияния на их образование, 3) что оно несомненно часто как-то связано с образованием глауконита, а также с трансгрессиями и регрессиями, роль которых, вероятно, заключается в большой степени в размыве и переотложении старых отложений и концентрации рассеянных в них отдельных даже мелких выделений фосфатов.

Заслуживает внимания предположение Бушинского, что фосфориты образовывались лишь при процессах диагенеза, т. е. в осадках, где содержание растворенного  $\text{P}_2\text{O}_5$  достигает  $2500 \text{ мг/м}^3$ .

### Распространение фосфоритов

Представление о распространении фосфоритов дает таблица их классификации (табл. 27), где указано размещение в пространстве и геологическом времени главнейших или наиболее интересных скоплений фосфатов. Как видно из этой таблицы, никакой связи между их распределением и крупными эпохами диастрофизма нет. Поскольку их образование несомненно связано с органическим миром, следовало бы ожидать возрастания их залежей от древних эпох к новейшим. Это предположение в основном и подтверждается, но ему, на первый взгляд, противоречит наличие мощнейших залежей в перми США и особенно в кембрии (США и Каратау). Однако если предположение Шатского об эффузивно-осадочном происхождении этих залежей справедливо, это противоречие отпадает, что, в частности, является лишним подтверждением гипотезы Шатского.

### Способы изучения фосфоритов

Как ни разнообразен и обманчив макроскопический вид фосфоритов, отличить их от любой другой породы легко. Для этого не надо, как иногда утверждают, делать химические анализы, но обычно достаточно

посмотреть шлиф породы. Да и макроскопически внимательный геолог, если он знает, что фосфориты определяются не по черному цвету и запаху, обычно довольно успешно отличит их от карбонатных пород — по действию соляной кислоты, а от кремнистых и песчаников — по твердости (всегда царапаются ножом, а чистые разности стекла не царапают). В дальнейшем проверка в шлифе всегда необходима.

Случай, вроде открытия в Ленинграде нового Сибирского месторождения фосфоритов благодаря тому, что петрограф Красильникова обратила внимание на пролежавший в музее ВСЕГЕИ с 1924 г. до 1949 г. образец «песчаника», в котором она опознала фосфорит, говорят не о трудности определения фосфоритов, а лишь о том пренебрежительном отношении к осадочным породам, которое долгое время было характерно для некоторых геологов. Стоит отметить, что фосфоритовые слои были отмечены в России еще в 18 столетии и если они долгое время определялись неправильно — как «железистые конгломераты», «железистые сланцевые агломераты» (Мурчинсон, 1845) и т. п. — то первый, по-видимому, анализ этой породы, показавший ее действительный состав, был опубликован уже в 1845—1846 г. Ходневым и Кейзерлингом.

В настоящее время при изучении фосфоритов применяются рассмотрение их в шлифах и химические анализы, показывающие минеральный и химический состав породы и тем самым дающие ее оценку как полезного ископаемого. В полевых условиях применяют капельную реакцию молибденово-кислого аммония, растворенного в азотной кислоте. Желтый осадок от одной-двух капель этого реактива на породу указывает на присутствие фосфора, а вскипание — на карбонатность породы.

---

## ГЛАВА X

### КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

#### ИЗВЕСТНЯКИ

##### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Известняками называют породы, состоящие из  $\text{CaCO}_3$ , который обычно представлен кальцитом, в очень редких случаях арагонитом. Известняки могут содержать примеси обломочных минералов и осадочных новообразований. Наиболее обычны примеси глины, осадочного кремнезема и доломита. Реже встречается примесь песка, выделения гипса и других минералов. Обычно же кальцит хорошо обособляется от постороннего материала и почти чистые известняки не редки. Наиболее обычные цвета известняков — белый, желтоватый, серый разной степени густоты, черный; зеленоватый и красный редки.

Теоретически химический состав кальцита и известняка:  $\text{CaO}$  56%;  $\text{CO}_2$  44%. Средний состав отдельных известняков дается в табл. 28.

Объемный вес в зависимости от пористости и т. д. колеблется от 2 до 2,6, снижаясь у сильно пористых разностей до 1,0. Пористость у крепко сцементированных разностей не превышает десятых долей процента, у рыхлых достигает 15—25%, у ракушечников 50—60%. Свойства известняков определяются не только их составом, но также формой и величиной слагающих их зерен кальцита, их расположением и степенью цементации.

Наиболее резко выделяют иногда под особыми названиями крупнозернистые (зерна  $> 0,5$  мм), микрозернистые (зерна около 0,01 мм), болитовые и ракушечные. Большое значение имеет также степень рыхлости или сцементированности этих пород, которую обычно не точно называют твердостью. Твердость кальцита 3, и поэтому твердость прочно сцементированных известняков, состоящих из кальцита, должна бы быть тоже 3. Однако вследствие слабой цементации, особенно микрозернистых известняков, которые в этом случае называют мелом, их «твердость» значительно меньше. Больше 3 твердость известняков может быть только в том случае, если они содержат рассеянную примесь кремнезема. Эти три свойства — структура, текстура и прочность цементации — выражаются очень ярко в изломе известняков, который поэтому обычно и отмечается.

Сказанное можно пояснить следующими примерами: известняки микрозернистые при слабой связанности зерен (мел<sup>1</sup>) имеют излом зем-

<sup>1</sup> Следует отметить, что некоторые геологи считают мел особой породой, резко отличной от известняков. Иногда эту ошибку даже обосновывают тем, что техническое использование мела иное, чем прочно сцементированных известняков. Нетрудно доказать, что эти представления являются следствием недоразумения. Конечно, мел особая порода, но все же это одна из многих разновидностей известняков, подобно тому как песчаник квар-

листый и марающий. Те же микрозернистые известняки при хорошей цементации имеют излом раковистый или фарфоровидный, так как фарфор представляет собой глину, подвергнувшуюся обжигу, сцементированному мельчайшие частицы, из которых она состоит. В известняке, состоящем из мелких члеников криноидей, связанных слабо сцементированным микрозернистым кальцитом, раскол проходит по цементу, обходя зерна крупных монокристаллических криноидей, которые выделяются как песчинки. Такой раскол может быть назван песчаниковидным или грубозернистым. Порода, состоящая из тех же члеников криноидей, сцементированных прочным кальцитовым цементом, будет легче раскалываться по плоскостям спайности криноидных монокристаллов. Излом будет крупнокристаллический, сверкающий и т. д. В некоторых случаях на изломе хорошо отражается и текстура породы (в микрослоистых известняках — «ступенчатый» излом и т. д.).

Как и другие породы, известняки геосинклинальных областей обычно отличаются большей крепостью (рыхлые разности отсутствуют), большей степенью перекристаллизации, иногда куполообразным залеганием, следами сдавливания. Первичными их особенностями в геосинклинальных районах являются частое присутствие песчаной, а иногда и гравийной примеси, на платформах почти отсутствующих, частое развитие рифов и биогерм, частое присутствие аутигенных брекчий. Темные цвета более обычны, чем на платформах.

По своей распространенности известняки значительно превосходят все другие химические породы и приближаются в этом отношении к песчаникам и алевролитам.

#### ГЛАВНЫЕ ТИПЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ИЗВЕСТНЯКОВ, ИХ МАКРОСКОПИЧЕСКИЙ ОБЛИК, СОСТАВ, СТРОЕНИЕ В ШЛИФЕ И ВЕРОЯТНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В следующем ниже обзоре известняки объединены в группы по морфологическим признакам с учетом, там, где это возможно, и условий образования.

#### Известняки явно органогенные

Среди известняков органогенных, т. е. состоящих в большей своей части из скелетных частей организмов, можно различать несколько разновидностей.

Рифовые и биогермные известняки отличаются линзовидной, даже столбчатой формой залежи с отрогками, вдающимися в соседние породы, грубой, неровной слоистостью со впадинами и выступами, или отсутствием слоистости, обычно с порами, переходящими в пещерки. Иногда — преимущественно в платформенных областях, эти особенности их выражены слабо, а форма залежи приближается к пластовой. Для биогермов характерно обилие прикрепляющихся организмов: кораллов, мшанок, серпул, гидроидов и особенно водорослей, образующих крупные скопления, хорошо заметные макроскопически. К ним присоединяются в изобилии и раковины других организмов — целые и передоманные.

цевый и песчаник полевкошпатовый — разновидности одной породы песчаников, а глина иллитовая и глина монтмориллонитовая — разновидности глины.

Очевидно, что между мелом и крепко сцементированным известняком такого же состава, строения и происхождения, как мел, отличия гораздо меньшие, чем между твердым известняком и твердым известняком оолитовым, известковым туфом и т. д., не говоря уже о том, что эти отличия много меньше, чем разница между разновидностями песчаников или глин.

Разница между мелом и другими разновидностями известняков и в техническом использовании не больше, чем между известняком, идущим лишь на обжиг, и известняком литографским, мраморовидным, декоративным и т. д. Очевидно, что она гораздо меньше, чем разница в техническом использовании различных глин.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Нераствор. остаток	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	0,23	5,19	14,09	0,10*	24,09*	0,37	5,70	1,00	15,24	16,56—19,56	—	—	20,30*	—
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,06	0,08	0,10	26,44	—	—	—	—	—	—	—	15,19	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81	0,81	1,75	0,07	0,21	0,65	12,38 0,24	0,90	6,78	1,12—2,19	—	—	0,04	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,54	0,77	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	2,16	1,08
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,02	1,06
MnO	—	0,05	0,03	—	—	—	—	—	Следы	—	—	—	0,03	—
CaO	55,16	42,61	40,60	55,44	41,18	54,30	50,11	52,40	38,77	42,42—45,40	30,4	32,40	25,99	35,48
MgO	0,20	7,90	4,49	0,02	Следы	0,16	0,37	0,48	10,04	Следы	21,9	17,94	17,17	14,62
K <sub>2</sub> O	—	0,33	0,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	—	0,05	0,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Li <sub>2</sub> O	—	Следы	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O—	0,54	0,21	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O +	—	0,56	0,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	44,11	32,34	44,45	39,75	43,56	28,46	34,70—36,80	—	45,11	1,06	0,98
CO <sub>2</sub>	43,74	41,58	35,58	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	37,38	44,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,04	0,42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	0,09	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	0,05	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	0,02	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—
	99,87	100,09	100,34	99,81	100,17	—	98,55	—	—	—	100	99,61	100,10	—

\* В итог не входит

1—современные кораллы с Бермудских островов (по Кларку); 2—средний анализ 345 образцов известняков (по Кларку); 3—средний анализ 498 образцов известняков, употребляемых для строительных целей (из Кларка); 4—известняк алексинского горизонта Подмосковного нижнего карбона; 5—кремнистый известняк серпуховского яруса западного крыла Подмосковного бассейна; 6—известняковый туф Иваново-Вознесенской области; 7—меловой известняк (твердый мел) Северного Кавказа, по Ренгартену; 8—мел района Брянска, по Добролю; 9—грузинский (алгетский) литографский камень; 10—новороссийский цементный мергель; 11—теоретический состав чистого доломита; 12—доломит известковистый казанского яруса Горьковского края; 13—доломит кремнистый и известковистый серпуховского яруса западного крыла Подмосковного бассейна, по Самойлову и Пустовалову; 14—доломит подольского яруса района Подольска, по Смирнову.

Размеры рифов и биогерм могут колебаться от огромных до очень маленьких (см. рис. 45, 46).

Разновидностью их являются известняки строматолитовые, отличающиеся меньшими размерами, уплощенной формой, приближающейся к пластовой и состоящие в основном из водорослей. Несмотря на характерный облик этих неравномерно-микрозернистых известняков с неправильно волнистой, зубчатой прерывающейся микрослоистостью (фото 9, 84; см. также рис. 82, 83), их иногда и сейчас принимают за химические образования.

Более редки водорослевые известняки петельчатого строения микрозернистые, с пустотами и онколитовые, состоящие как бы из пизолитов неправильной формы («бобовин») и более мелких зерен размера гравия, которые легко принять за оолитовые или обломочные известняки даже в шлифах (фото 8, 86, 87, 121).

Известняки целдораквинные, т. е. состоящие из целых или мало поломанных раковин, разделяются на ракушечники, состоящие из крупных раковин (обычно пелециподовые, гастроподовые, брахиоподовые и др., фото 114), и породы, состоящие из мелких и мельчайших раковин остракод, фораминифер (фото 68, 40). Сюда же следует причислить и известняки кокколитовые, но их принадлежность к органогенным не всегда легко установить даже в шлифах вследствие малой величины кокколитов.

Органогенно-детритовым называют известняки, состоящие из неокатанных обломков раковин (фото 15, 41, 64, 66, 70, 71, 170, рис. 120, а и др.). Высказывавшееся иногда мнение, что такие известняки являются в сущности обломочными породами, представляет явное недоразумение: обломочные породы состоят из продуктов выветривания — обломков чуждых осадку пород. Здесь мы имеем скелетные обломки организмов, которые образовывались в том же бассейне одновременно с накоплением осадка, да и «разламывание» которых в большинстве случаев является следствием пережевывания илоедами или химического распада в осадке. Слагаются эти известняки организмами либо в основном одних групп, либо, чаще, самой разнородной их смесью (криноидеи, брахиоподы, мшанки, пелециподы, водоросли и т. д.). По размеру обломков среди них надо различать крупно- и мелкодетритовые разновидности. В крупнодетритовых обломки иногда хорошо видны макроскопически, но чаще — в менее крупнозернистых разновидностях — порода макроскопически кажется однородной, без раковин. Однако в шлифе обломки всегда хорошо различимы и определены. В мелкодетритовых разновидностях обломки настолько малы (часто приближаясь к 0,01 мм), что их принадлежность к какой-либо группе организмов не может быть установлена. Их иногда неудачно называют «шламовыми» (фото 13, 17, 72, 102).

Обломки в детритовых известняках могут быть по величине почти одинаковыми, но чаще представляют смесь самых разных размеров. Обычно в них нет разделения на зерна и цемент, так как роль цемента играют также мельчайшие обломки часто лишь с примесью микрозернистого или перекристаллизованного кальцита химического происхождения.

Разновидностью органогенных известняков является так называемый «озерный мел» или «озерный мергель», состоящий из обломочков тонкостворчатых гастропод, пелеципод, остракод, харовых и других водорослей и основной массы микрозернистого кальцита. Порода обычно почти не сцементирована, почему и используется для удобрения.

К явно органогенным известнякам надо относить и некоторые микрозернистые, в частности, большую часть мела (фото 156, 158).

Распространение органогенных, особенно детритовых известняков очень велико. Они составляют, вероятно, большую часть всех известных нам известняков.

## Известняки химического происхождения

К известнякам химического (не биогенного) происхождения относятся известковые туфы, натёки, оолиты и некоторые разновидности микрозернистых известняков.

Известковые туфы обычно континентальные субаэральные образования, возникающие у выходов ключей и приуроченные поэтому обычно к склонам речных долин. Все растения, от мхов до деревьев, поглощают из воды ключей углекислоту. В результате этого часть растворенного  $\text{CaCO}_3$  выпадает в осадок и отлагается на поверхности листьев и стеблей, постепенно одевая их чехлом микрозернистого кальцита.

После сгнивания листьев и стволов накопившийся на них известковый осадок становится крупнопористым, а отпечатки растений придают ему своеобразный узор. В шлифах видно, что туфы обладают беспорядочно микрозернистым строением, реже более сложным, напоминающим натёки. Как видно из сказанного, хотя выпадение кальцита туфов происходит часто химически, организмы все же косвенно играют при этом решающую роль. Используются туфы как декоративный камень, на бут, известь и т. п.

Известковые натёки, к которым принадлежат сталактиты, сталагмиты, корки, травертины, отлагающиеся в виде значительных масс у выходов минеральных источников, и т. п. образования представляют незначительный количественно, но своеобразный тип чисто химических известняков. Отлагаются они из выходящих на поверхность подземных вод вследствие их нагревания и испарения, без участия растительности.

Макроскопически натёки обычно отличаются отсутствием пористости и микрослоистостью, отражающей последовательное выпадение  $\text{CaCO}_3$ . В шлифе при одном никеле между линиями, отмечающими слоистость, видны расположенные несколько косо в разные стороны, но в основном перпендикулярно к ней вытянутые кристаллики кальцита (фото 154). При скрещенных николях почти незаметно следов слоистости, но перпендикулярно к ней вытягиваются широкие извилистые полосы с почти одновременным угасанием, представляющие как бы грубую сильно увеличенную модель того, что наблюдается в кристаллических глинах «волокистого» строения. Пример такого же строения можно видеть в накипи котлов (фото 153). Это явление объясняется тем, что, вытягиваясь при кристаллизации в сторону свободного пространства, кристаллы кальцита принимают грубо однозначную ориентировку.

К образованиям типа натёков следует отнести более крупные конкреционные массы кальцита, выпадающие в солоноватых озерах, описанные американскими авторами, а у нас Виталем, искусственно воспроизведшим их образование.

Оолитовые известняки состоят из округлых зерен концентрического, иногда также радиального строения. В типичных случаях в центре их имеется зерно любого состава и формы. Их химическое происхождение не возбуждает сомнений. Условия образования оолитов и их типы описывались в главе о структурах (фото 155, 157).

При макроскопическом изучении оолитовых известняков следует отметить излом породы, размер зерен, их форму, обилие цемента, прочность цементации и присутствие органических и минеральных примесей. В шлифе необходимо описать состав и строение зерен и цемента: 1) величину зерен, их равно- или разнотернистость; 2) их форму — сферическую, неправильную, обусловленную формой центрального тела (фото 157) или сдавливанием в осадке; 3) форму и состав центрального тела (песчинка кварца, полевого шпата, раковина и др.); 4) строение отдельных оолитовых зерен, отмечая преобладание или примесь зерен с концентрическим или радиальным строением, крупно перекристаллизо-

ванных или сложенных микрозернистым кальцитом без микрослоистости (фото 155), комплексных оолитов (несколько зерен, дополнительно окруженных общей оболочкой); разломанных или раздавленных оолитов; 5) состав и строение цемента, его обилие или скудость и его взаимоотношения с зернами; 6) состав и характер посторонних включений, если они имеются.

Пизолитовыми известняками называют породы, сложенные образованиями типа оолитов, но значительно более крупных размеров (до 5 мм и более). Они редки. Образовывались, вероятно, в ключах с сильным движением воды.

Псевдооолитовые известняки — см. стр. 158.

### Известняки микрозернистые. Мел

Микрозернистыми известняками называют однородные известняки, состоящие в основном из беспорядочно расположенных мельчайших (около 0,01 мм) зерен кальцита, реже частью арагонита. Внешний облик их обычно очень однообразный, меняется в зависимости от текстуры и степени цементации. Примером микрозернистого известняка слабо цементированного, с землистым изломом, с беспорядочной текстурой — является мел. Такие же, но прочно цементированные известняки обладают характерным гладким «раковинистым» изломом и иногда принимаются за кремнистые породы. Микрослоистость особенно с плитчатым раскалыванием придает тем же породам иной облик. Примесь крупных раковин и обломочного материала встречается не часто, глинистая и битуминозная — обычна. В шлифе видно однородное светло-серое поле, при скрещенных николях с агрегатной поляризацией. Отдельные зернышки трудно различимы даже при больших увеличениях и у края шлифа. Микрозернистые массы такого типа часто составляют цемент в известняках других типов (фото 170). При описании микрозернистых известняков, которые ошибочно кажутся начинающим совершенно однообразными, следует пользоваться не только обычным, но и большими увеличениями, обращая внимание на мельчайшие особенности состава и строения породы, следы едва сохранившихся раковин, их взаимоотношения с основной массой, состав и расположение обломочных и аутигенных минералов, слоистость.

Микрозернистые известняки иногда называют «аморфными», что грубо ошибочно, тем более, что они явно действуют на поляризованный свет, иногда — «пелитоморфными», что также неудачно, так как в переводе на русский язык это означает «глиноподобные». Их называют также плохо переведенным с немецкого термином «плотные»<sup>1</sup>, тем более странным, что именно они являются обычно наиболее пористыми, т. е. наименее плотными среди других известняков. Лишь редко их называют более удачным термином «афанитовые», что отмечает неясность их строения, вследствие малой величины зерен.

Происхождение микрозернистых известняков может быть как органическим, так и химическим, иногда может быть и обломочным. Кроме того, они возникают в результате вторичных процессов, которые рассматриваются ниже (см. стр. 282). Сделать убедительные выводы о происхождении микрозернистого известняка можно лишь после всестороннего изучения и не всегда (фото 13, 14, 17, 18, 112, 156, 170). Большую часть

<sup>1</sup> Появление в нашей литературе этого бессмысленного термина объясняется, видимо, тем, что по-немецки слово «dicht», которым эти известняки называют в немецкой литературе, означает не только «плотный», но также «густой», «непроницаемый», что хорошо отражает особенности микрозернистых известняков в шлифе в проходящем свете. Любопытно, что то же слово «плотный» употребляется некоторыми геологами вместо слова «твердый», «крепкий», что также не имеет никакого отношения к его действительному значению (удельный вес или отсутствие пористости).

микрoзернистых известняков приходится поэтому пока считать породами «неясного происхождения» (криптогенными).

Наиболее изученным микрoзернистым известняком является мел. Мелом называют микрoзернистый известняк слабо сцементированный, мажущий, с землистым изломом, лишенный слоистости и известный только из отложений верхнемелового возраста. Своеобразные свойства мела уже давно привлекли к нему внимание геологов. Он был хорошо описан и изображен уже в 1883—1887 гг. Армашевским, Тутковским и Гуровым. Ему были посвящены большие монографии Кайе (1897) во Франции, Джекс Брауна и Хилла (1900—1903) в Англии, Архангельского (1912) у нас. Важный вклад в его познание был внесен в 1954 г. Бушинским.

Изучение мела разных районов показало, что его состав, колеблясь в частности, в основном остается сходным. Главными его составными частями являются кокколиты (10—75%) диаметром 2—5 $\mu$ , микрoзернистый кальцит (5—60%) с диаметром зерен 2—5—10 $\mu$  и мелкие фораминиферы (5—40%). Крупные раковины и их обломки (преимущественно пеллециподы и гастроподы) встречаются в единичных экземплярах. В качестве незначительной примеси изредка встречаются радиолярии, спикулы губок, диатомеи, фосфатные кости, а из минералов, кроме редкой и мелкой обломочной примеси, глауконит, фосфаты, кварц, халцедон, опал, цеолиты. Наиболее обычна примесь глинистых минералов.

Три особенности мела — отсутствие слоистости, слабая сцементированность и приуроченность к отложениям только меловой системы — придавали большой интерес решению вопроса об условиях его образования. Новые сведения о составе мела не оставляют сомнений в том, что в подавляющей части он представляет собой органогенный осадок, сложенный преимущественно кокколитами и фораминиферами. Лишь небольшая часть меловых пород могла бы рассматриваться как осадок частично химический, бактериально химический или продукт механического раздробления известковых пород.

Как мы увидим дальше, возможность чисто химического выпадения кальцита в морях нормальной солености крайне ограничена, а основная масса зерен кальцита в мелу не имеет признаков химического происхождения. Напротив, внимательное изучение мела в шлифах обнаруживает ясные следы постепенного распада мелких раковин, как бы растворяющихся в микрoзернистой массе породы и переходящих в скопление беспорядочно расположенных микрoзерен. Этот процесс, представляющий одну из форм проявления грануляции (см. стр. 282), начинался непосредственно после смерти организма и продолжался при диагенезе. Ему способствовали и тончайшее раздробление раковин илоедами. Причина загадочного отсутствия слоистости мела была недавно исчерпывающе объяснена Бушинским. Пропитывая пластинки мела разными маслами, он проявил совершенно невидимый ни микроскопически, ни в шлифах рисунок (фото 158), показывающий, что обычно эта порода вся изрыта и повторно перерыта мелкими ходами илоедов, почти полностью уничтоживших следы слоистости и превративших ее в своего рода фекальное образование. Это открытие одновременно подтвердило и происхождение большей части микрoзернистого кальцита мела за счет разрушения слагающих породу раковин, притом не только в результате химического распада, но и механического пережевывания.

Возможно, что рыхлость мела объясняется той же причиной, что и отсутствие слоистости, так как смазки органического вещества, остававшиеся в ходах, должны были затруднять раскристаллизацию зерен. Если причине рыхлости мела пока можно давать лишь гипотетическое объяснение, то уже точно выяснено, что она объясняется не вторичным разрыхлением породы, а сохранилась со времени ее образования. При вторич-

ном разрыхлении после цементовывания тончайший узор ходов безусловно не мог бы сохраниться. Это заключение подтверждается наличием в тектонических областях (на Кавказе и др.) толщ верхнемеловых белых микрозернистых очень крепких известняков с раковинным изломом, в шлифе совершенно не отличимых по составу от мела. Несомненно в свое время и эти породы представляли осадок, тождественный с осадком, одновременно отлагавшимся в Поволжье и на Украине, но затвердевший лишь в тектонической области, где он подвергался более значительному давлению<sup>1</sup>. Однако причина приуроченности мела только к осадкам одной эпохи остается и сейчас неясной.

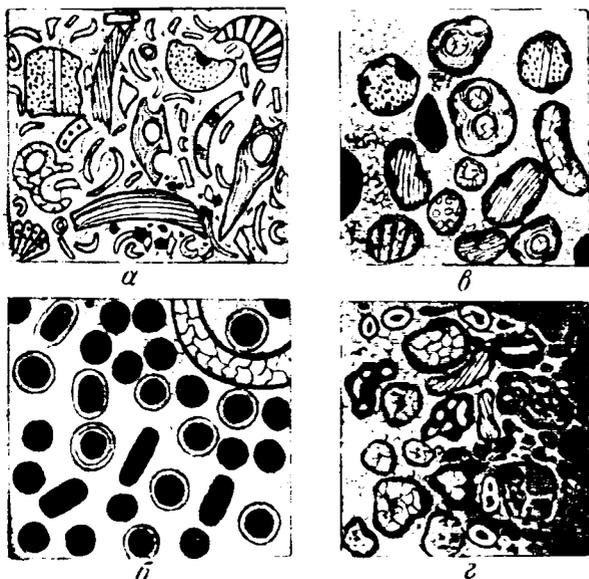


Рис. 120. Сравнительное сопоставление известняков: органогенно-детритового (а), обломочного (в), копрогенного (б), комковатого на разных стадиях перекристаллизации (г)

Глубину мелового бассейна Кайе оценивал в 200—300 м, Архангельский в 1000 м, Бушинский считает, что в разных местах она колебалась от 100—150 до 500 м, что более вероятно.

Микрозернистые известняки других типов крепко цементированные, часто темные, встречаются нередко как в виде целых толщ, так и в небольших прослоях. Однако изучались эти породы сравнительно мало, а происхождение их может быть различно и редко поддается выяснению. Отсутствие следов органических остатков, сохранность ничем не нарушенной микрослоистости, говорят в пользу химического отложения в условиях, неблагоприятных для жизни. Примером такого образования являются глубоководные известковые илы Черного моря (фото 18, 1). Отсутствие фауны или переполненные породы организмами одного типа (особенно остракодами) при отсутствии других форм, отпечатки кристаллов соли, следы растрескивания осадка, микрослоистость говорят о химическом осаждении в условиях ненормальной солености и, возможно, усыхания (фото 11, 13, 14, 17, 110, 159). Примером могут служить известняки основания и верхов нижнего карбона в Подмоскowie. Неоднородность микрозернистого известняка, наличие в нем пустот причудливой формы, особенно микрозернистых непрозрачных «сгустков», говорят о водорослевом происхождении или о вторичных изменениях породы (фото 162, 112).

Возможно, что существуют микрозернистые известняки, возникшие в результате тончайшего перетирания известковых пород или осадков, но они, вероятно, очень редки, тем более, что в условиях среды, неблагоприятной для выпадения  $\text{CaCO}_3$  этот материал должен был бы быстро растворяться, а в условиях, благоприятных для осаждения  $\text{CaCO}_3$  он должен сливаться с выпадающим на месте более обильным известковым осадком. Образование микрозернистых известняков такого происхождения наиболее вероятно в застойных участках между рифами.

Возможно, что существуют микрозернистые известняки, возникшие в результате тончайшего перетирания известковых пород или осадков, но они, вероятно, очень редки, тем более, что в условиях среды, неблагоприятной для выпадения  $\text{CaCO}_3$  этот материал должен был бы быстро растворяться, а в условиях, благоприятных для осаждения  $\text{CaCO}_3$  он должен сливаться с выпадающим на месте более обильным известковым осадком. Образование микрозернистых известняков такого происхождения наиболее вероятно в застойных участках между рифами.

<sup>1</sup> Следы ходов, пронизывающих мел в этой уплотненной породе, естественно, могут быть лишь едва уловимы.

*Известняки трещиноватые и брекчиированные*

Среди известняков не только геосинклинальных областей, но и платформенных встречаются разности, разбитые то широкими, то нитевидными, но извилистыми и переплетающимися трещинками (рис. 121). Обычно в стороны от них распространяются вторичные изменения породы в виде грануляции или перекристаллизации, иногда придающие ей вид брекчии.

Причины образования трещин различны. Они образуются: 1) при осушении водоема, вследствие высыхания осадка — трещины сравнительно широкие прямые вертикальные (фото 10, 11, 13), реже, по слоистости, горизонтальные; 2) при подводной дегидратации гелей (синерезис) — обычно тонкие, причудливо пересекающиеся (фото 110, 112, 125); 3) действием корневой системы растений или ходов животных (фото 13); 4) неравномерной направленностью давления вышележащих толщ вследствие карста подводного и континентального, слабого тектонического изгибания слоев не только в геосинклиналях, но и на платформах (рис. 121), а также и других причин. В этих породах наблюдаются все переходы от причудливо трещиноватых известняков до настоящих брекчий, возникающих там, где трещины расширяются выщелачиванием и ростом кристаллов. Растрескиванию могут подвергаться известняки разных морфологических типов и происхождения и выделять их при классификации известняков в особый тип было бы неправильно. Такую трещиноватость или брекчиированность надо рассматривать и изучать как текстурную особенность породы.



Рис. 121. Невидимая без специальной препаровки трещиноватость мела. Горизонтальный срез. По Бушинскому

*Известняки окатаннозернистые, приборные или обломочные<sup>1</sup>*

Под этими названиями здесь описываются известняки очень характерного и генетически важного типа, образующиеся в море в результате механической обработки движениями морской воды раковин и обломков известкового осадка, разбитого волнением или в результате растрескивания.

Мелкозернистые разности обломочных известняков появляются обычно на границах двух горизонтов, отмечая временное обмеление или осушение бассейна (фото 160, рис. 120, в) и широко используются, как палеогеографический и стратиграфический индикатор. Они распространены среди известняков мелководных бассейнов, но больших толщ не образуют. В геосинклинальных областях они образуют значительные толщи, обычно более грубозернисты и содержат примесь известняковых зерен, подвергшихся более значительному перемещению.

Эта порода в типичных разностях (рис. 120, в) состоит из небольших (обычно около 2—0,2 мм) более или менее округленных, но не сферических зерен кальцита. Макроскопически эти известняки иногда очень похожи на оолитовые, но в шлифах видно, что характерные для оолитов

<sup>1</sup> В первых изданиях настоящего учебника эти известняки назывались термином «обломочные», который вызывал ряд возражений, но получил широкое распространение.

концентры отсутствуют, что форма зерен менее правильна, чем в оолитовых известняках, и что многие из них представляют собой обломки раковин (брахиопод, пелеципод, иглокожих, мшанок и т. д.), превращенные окатыванием в песчинки, сцементированные обычно, как в обломочных и оолитовых породах, четко отличным от них микро- или среднезернистым кальцитом (фото 160, 161). Совокупность этих особенностей резко отличает «обломочные» органогенные известняки от детритовых, состоящих из резко угловатых обломков, напоминающих щепки и обычно лишенных ясного цемента (рис. 120, а). Эти особенности обломочных известняков и доказывают, что они образовались в иных условиях, чем детритовые — в прибойной зоне при сильном движении воды, — но за счет тоже местного (аутигенного) преимущественно раковинного материала и потому не могут быть отнесены к обломочным породам.



Рис. 122. Шлиф известняка комковатого (сгусткового), показывающий последовательную смену перекристаллизации сплошной грануляцией и наконец снова перекристаллизацией по трещинам.  
Увел. 40, ник. 1

следами раковин (фото 161, 164, 165). Происхождение этих разностей менее ясно. Микрозернистые комочки могут представлять и полностью гранулированные обломки раковин (рис. 120, в), и окатанные комки микрозернистого кальцита, и ядра полостей мелких организмов (фото 161), раковины которых были растворены, и обломки водорослей (фото 162), и копролиты (фото 171, 172, 173, рис. 120, б), и окатанные обломки затвердевшего осадка (фото 163, 164, 165, 169).

Учитывая палеогеографическое значение этих известняков, надо предостеречь от смешивания их с псевдообломочными известняками перекристаллизации (рис. 121, г, фото 168, 167), которые от них иногда почти не отличимы. Описание этого типа известняков требует поэтому большого внимания. Должны быть отмечены и учтены все, даже мелкие особенности как зерен, так и основной массы и их взаимоотношений.

Как уже указывалось, некоторые микрозернистые известняки, быть может, тоже представляют собой продукт мельчайшего раздробления известкового осадка. Однако установить это обычно невозможно, а свой-

Характерной особенностью их является почти постоянное присутствие на поверхности обломков ободка грануляции (см. рис. 120, в), т. е. микрозернистого, в проходящем свете почти непрозрачного кальцита. Иногда эти ободки или корочки едва заметны, в других случаях они широки и глубоко вдаются язычками внутрь обломочка. Грануляция известняков может вызываться разными факторами (см. стр. 282). В данном случае особенно вероятно предположение о механическом обстукивании зерен в зоне волнения (раздробление кристаллов и превращение их в скопление мельчайших беспорядочно расположенных зернышек). Менее вероятно гранулирующее действие водорослей и химический распад. Иногда к окатанным обломкам раковин в этих известняках присоединяются, или даже их заменяют, округлые, но обычно довольно неправильной формы комочки однородного микрозернистого кальцита иногда с неясными

ства, морфологические особенности, да и способ образования этих известняков (возможен дальний перенос и принос с суши) совершенно иные, и объединять их с описанными здесь приборными известняками нельзя. К известнякам описываемого типа относятся и породы, состоящие из кусков прибрежных известняковых скал, которые встречаются почти исключительно в геосинклинальных областях и иногда рассматриваются и как известняковые брекчии или конгломераты, т. е. как породы обломочные, с которыми они, действительно, связаны переходными разностями.

#### *Известняки перекристаллизованные*

Многие известняки уже при своем образовании, а иногда в процессе диагенеза или эпигенеза подвергаются существенным изменениям, полностью уничтожающим следы их первоначального строения и происхождения. Наиболее обычным из этих процессов является перекристаллизация, сводящаяся к росту более крупных и потому более устойчивых кристаллов за счет одновременно в той же среде растворяющихся маленьких, менее устойчивых. Перекристаллизации способствует все, что увеличивает подвижность атомов: небольшое похисление среды, повышение давления и температуры, наличие пор и пустот. Примеси обычно задерживают, но некоторые и ускоряют процесс. Конечным продуктом перекристаллизации известняков является мрамор, в котором следы первоначального строения исчезают полностью и порода состоит из крупных зерен почти одинаковой величины.

На начальной стадии перекристаллизации мелко- и микрозернистые известняки макроскопически представляют собой однородную породу с характерным «сверкающим», «кристаллическим» «сахаровидным» изломом, крупнозернистые — с мраморовидным, крупнокристаллическим изломом. В шлифе в случаях зачаточной перекристаллизации видно, как микрозернышки раковин постепенно замещаются более крупными кристаллами, раковины теряют свою четкость, становятся трудно определяемыми. Далее остаются лишь неясные следы первоначальных структур, органических, оолитовых и иных, обычно слабо еще выделяющиеся темным цветом более мелких зерен кальцита, тогда как полости раковин и часть цемента слагаются уже крупными кристаллами. При почти полной перекристаллизации первоначальное строение исчезает, но его следы иногда еще сохраняются в виде неравномерно зернистого пятнистого (см. рис. 122, фото 112, 168, 169) или «комковатого» (см. стр. 282) строения породы. На платформах раскристаллизация обычно идет под влиянием гидрохимического воздействия подземных вод; особенно заметно она проявляется в толщах, подвергавшихся осушению (например, верхи нижнего карбона и девона Русской платформы). В геосинклинальных областях она обуславливается повышенной температурой и давлением, которое сказывается еще и в появлении двойникования кальцита. Первичные условия образования известняков, подвергшихся сильной перекристаллизации, обычно установить невозможно.

#### *Известняки псевдообломочные и узорчатые*

Узорчатые и псевдообломочные известняки возникают в результате перекристаллизации, протекающей неравномерно по прихотливо расположенным извилистым линиям, вероятно определяемым мелкой трещиноватостью породы (см. стр. 279). В результате ее микрозернистый или органогенно-детритовый известняк разбивается светлыми полосами более крупнозернистого кальцита на связанные между собой участки первичной породы с прихотливыми контурами. На начальной стадии процесса порода приобретает узорчатое строение и условия ее образования остаются в основном ясными, так как нераскристаллизованные участки ме-

стами еще связаны между собой. Однако по мере разрастания процесса неизменные микрозернистые участки все уменьшаются в размерах, обособляются друг от друга, приобретают более правильные округлые формы и становятся не отличимыми от «комочков» или обломков. Порода приобретает «комковатость» и иногда становится не отличимой от некоторых разновидностей «обломочных» известняков (фото 166, 167, 168, см. также рис. 120, г, 122).

*Известняки гранулированные и гранулированно-перекристаллизованные комковатые*

Грануляцией называют превращение целого кристалла кальцита или образования, сложенного закономерно расположенными мельчайшими кристалликами (оолит, раковина и т. д.), в скопление беспорядочно расположенных маленьких кристалликов иногда почти непрозрачных в проходящем свете. Известны два типа грануляции. В одном случае она охватывает весь слой, превращая его в почти сплошь микрозернистый известняк (фото 168, 170). В другом случае грануляции подвергаются лишь отдельные элементы породы (раковины, оолиты и т. п.: см. рис. 120, в, г, фото 160), на которых появляются темные ободки, как в обломочных известняках. При сильной грануляции, как и при раскристаллизации, характерные черты строения компонентов породы стираются, обломки раковин и другие форменные элементы породы становятся неразличимыми и неопределимыми, а вместе с ними становится неясным и происхождение породы. Порода превращается в скопление комочков микрозернистого кальцита, погруженных, как в цемент, в негранулированную, более крупнозернистую светлую ее часть. Она приобретает, таким образом, как и при перекристаллизации, но в результате совершенно иного, обратного процесса, облик обломочного (псевдообломочного) известняка.

Причины грануляции могут быть различны. Первоначально она приписывалась лишь деятельности водорослей, несомненно, нередко разрушающих поверхность раковин и отлагающих на место их микрозернистые непрозрачные ободки. Вероятно, водоросли создают и целые прослой микрозернистых известняков. Появление непрозрачных ободков на зернах может объясняться, как уже говорилось, и их обстукиванием (раздробление кристалла и превращение его в скопление беспорядочно расположенных микрозерен). Однако в образовании целых слоев вторичных микрозернистых известняков лишь с небольшими остатками ее первоначальных компонентов несомненно играли роль и другие процессы. Такая массовая грануляция может быть результатом разрушения органического вещества, которое облекает и как бы склеивает мельчайшие (доли микрона) зернышки кальцита, слагающие раковины. Раковины распадаются и слагавшие их зернышки кальцита сливаются с основной микрозернистой массой породы или превращаются в темные микрозернистые комки. Действительно, во многих известняках можно отчетливо наблюдать, как отдельные крупные обломки раковин с изъеденными контурами не отделяются четко от окружающей их основной микрозернистой массы, но переходят в нее постепенно, как бы тая, расплываясь в ней (фото 170).

Однако нередко и этот процесс оказывается недостаточным для объяснения особенностей некоторых довольно широко распространенных известняков, которые можно назвать «комковатыми раскристаллизованно-гранулированными». В этих известняках иногда наблюдаются следы повторной смены процессов грануляции процессами перекристаллизации (фото 167, 168, рис. 120, г, 122), причем создаются сложные взаимоотношения между составными частями породы. Так иногда можно наблюдать, что почти полностью крупно раскристаллизованные обломки раковин окружены ободком грануляции и погружены в основную крупно раскри-

сталлизованную массу, или же следы другого порядка изменений, начавшегося с грануляции. Основной причиной этих процессов, вероятно, являлись колебания величины рН в процессах диагенеза, в значительной степени связанные с деятельностью бактерий и разложением органических тел. Эти процессы должны были создавать условия, вызывавшие то (при понижении рН) слабое растворение мелких зерен и рост крупных, то (при повышении рН) быструю и обильную осадку  $\text{CaCO}_3$ , сохранившегося поэтому в микрозернистом состоянии.

С процессами грануляции и перекристаллизации, вероятно, связано образование таких вторичных структур и текстур как корковая (развивающаяся при наличии пор), уже описанные узловатая, пятнистая, брекчиевидная и ложнообломочная, появление в микрозернистом кальците крупных ромбоздров, сложенных отдельными мелкими его кристаллами (фото 32), ромбоздров кальцита, окруженных оболочками доломита и погруженных в кальцитовую основную массу (фото 31, 180) и т. п.

### *Известняки копрогенные*

Копрогенными называют известняки, образованные из известкового ила, прошедшего через кишечник мелких животных. Эти породы состоят из мелких округлых и удлинённых цилиндрически округлых комочков микрозернистого кальцита, иногда хорошо различимых лишь в шлифе. Отличить эти породы от других известняков, сложенных комочками микрозернистого кальцита псевдообломочных и гранулированных, не всегда легко. Правильная, однообразная форма комочков, их одинаковые размеры делают это определение наиболее вероятным, следы однообразных нарезок — бесспорным (рис. 80). Иногда такие комочки слагают породу целиком, в других случаях присутствуют лишь в виде примеси и тогда труднее отличимы от комковатых известняков иного происхождения (фото 171, 172, 173, см. также рис. 120, б).

### *Известняки псевдооолитовые*

Псевдооолитовыми известняками называют породы, микроскопически иногда очень похожие на оолитовые и, как видно в шлифе, состоящие из округлых комочков микрозернистого кальцита, однако лишенных и центрального ядра, и концентрического, и радиального строения. Возможно, что иногда они представляют собой продукт грануляции (см. стр. 282) первоначально нормальных оолитов с известковым ядром, а в других случаях — химический осадок, но выпавший, в отличие от настоящих оолитов, не во взвешенном состоянии, а в илу. Опыты Соловьева и Рожковой, получивших искусственные оолиты, образовывавшиеся в осадке и лишенные центров и центрального ядра, говорят о возможности этого предположения, но оно все же мало вероятно. В большинстве случаев при наличии комочков правильной формы это образования скорее всего копрогенные. При обилии зерен разной величины и неправильной формы вероятнее предположение, что они — продукт грануляции мелких раковин или разновидность обломочных известняков. Эти образования могут быть окружены 3—4 тонкими оболочками оолитового типа и представляют тогда ядра зачаточных оолитов (фото 173).

\* \* \*

Из сказанного в предыдущих параграфах видно, что существует много морфологически очень сходных, но генетически весьма различных известняков, состоящих из разного вида комочков или зернышек микрозернистого кальцита. В некоторых случаях, если особенности каждой генетической разновидности выражены и сохранились достаточно хорошо, можно легко различить известняки оолитовые, обломочные, раковин-

ные, копрогенные и отличить от них известняки псевдообломочные и псевдооолитовые. Однако там, где процесс грануляции и перекристаллизации зашел далеко, происхождение породы приходится оставлять невыясненным.

Комковатые известняки иногда называют «сгустковыми» — термин очень неудачным, так как их «комки» представляют собой продукт не сгущения, а раздробления на мельчайшие частицы однородного кристалла или компактного сооружения, т. е. результат обычно рассеяния. Непрозрачность комков в проходящем свете объясняется не густотой, а беспорядочным неориентированным расположением мельчайших кристалликов.

### *Известняки замещения*

Совершенно своеобразный тип представляют известняки, возникшие в результате химических процессов замещения из других пород.

Наиболее известным их примером являются «известняки раздоломичивания» — продукт превращения доломитов в известняки. Впервые они были отмечены в 1863 г. Гебелем, позже были описаны Ноинским из пермо-карбонных доломитов Самарской Луки, затем Кротовым, из казанских слоев близ Казани. По Татарскому, они играют немалую роль в мезозое Таджикистана, автор наблюдал их в верхах девона Подмосковья и в приокских пермских отложениях. Из сказанного видно, что они широко распространены. Образование их связано с присутствием сернокислых вод, и обычно для его объяснения приводят реакцию Гейддингера:  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaSO}_4 = 2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4$ , что встречается, однако, ряд возражений. Процесс, видимо, приурочен к зоне выветривания (после осушения) и протекает в условиях, благоприятствующих растворению доломита и осаждению кальцита. Раздоломиченные породы имеют очень характерный облик. Они отличаются большой крепостью, грубозернистым кристаллическим изломом и темным буроватым цветом и поэтому в обнажениях резко выступают из толщи более рыхлых светлых и мелкозернистых доломитов в виде чуждых наростов.

В начальных стадиях образования вследствие распространения кальцитизации по слоистости и по трещинам порода иногда приобретает вид клеток, разделенных перегородками (кальцита) и заполненных остатками рыхлого доломита и побочных продуктов реакции (фото 177). По мере разрастания перегородок кальцита доломит, еще сохраняющийся в «камерах», приобретает облик галек, а вся порода — брекчии (фото 178). В шлифе видно, что порода состоит из очень крупных кристаллов кальцита, переполненных мелкими включениями остатков доломита и, быть может,  $\text{MgSO}_4$ , но лишенных двойникования (см. рис. 15; фото 179, 181).

Значительно реже встречаются известняки, образовавшиеся за счет кальцитизации песчаников и алевролитов. В таких породах из палеозоя Сибири и третичных отложений Закарпатья (фото 182), по наблюдениям автора, не только цемент, но и зерна частично или полностью замещены сохраняющим их форму кальцитом. Наименование таких пород, по происхождению настоящих песчаников, а по составу настоящих известняков, естественно, представляет трудности. Полное замещение пемзового галечника или туфа кальцитом наблюдалось близ Кисловодска; в Донбассе описаны (Банковским) угли, подвергшиеся полной кальцитизации.

### **Известняки, измененные процессами замещения и известняки с механическими примесями**

Как и другие породы, известняки подвергаются воздействиям, которые иногда могут превращать их в другие породы.

Наиболее обычным изменением этого типа является доломитизация. На первых стадиях она проявляется в появлении отдельных ромбоэдров, разъедающих структуры (раковины и т. п.) известняка (рис. 123, 14; фото 174). В конце процесса порода может превратиться в доломит, состоящий из скопления доломитовых зерен, сравнительно крупных и примерно равной величины, угловатых, но обычно неправильно ромбоэдрической формы, сквозь которые иногда как бы просвечивают «как призраки» едва очерченные отдельными точками контуры фораминифер или других структурных элементов, когда-то слагавших исчезнувший известняк.

Нередко наблюдается также окремнение известняка (см. рис. 13), которому благоприятствует наличие в первоначальном осадке опаловых организмов, а позже окисление среды, в результате которого  $\text{CaCO}_3$  растворяется, а  $\text{SiO}_2$  выпадает в осадок. Окремнение проявляется появлением в породе неравномерно рассеянных в ней выделений халцедона и кварца, частью замещающих мельчайшие зерна кальцита, частью в виде более крупных кристаллов в полостях раковин. Опал встречается крайне редко и в незначительном количестве. Мелко- и равнозернистые выделения кремнезема часто распространяются равномерно по всему окремнелому участку. Наблюдается и полное удаление  $\text{CaCO}_3$  с заменой его кремнеземом (фото 150, 151, 152).

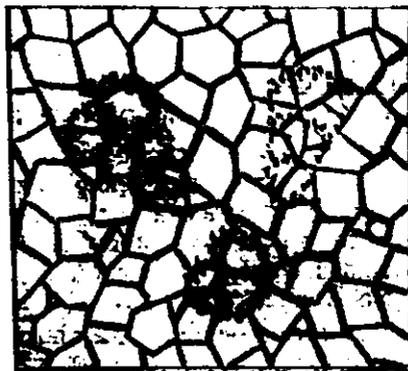


Рис. 123. Доломитизация органогенного известняка, при которой следы исчезнувших раковин сохраняются в виде загрязнения зерен доломита, неясно обрисовывающего как «призраки» контуры исчезнувших раковин

Значительно реже наблюдаются случаи сульфатизации, т. е. загипсовывания известняков, особенно имеющих примесь доломита (фото 176), более распространенные в доломитах и приводящие к почти полной замене карбоната как бы разъедающим его гипсом (или ангидритом) (фото 175). Сульфатизация бывает связана с наличием пластов сульфатных пород и соответственно сернокислых вод. Условия и ход ее выяснены недостаточно.

Не так редко, но обычно в ничтожных размерах наблюдаются процессы глинивания, возникающие всего чаще в результате сдавливания и растворения (парастилолиты и т. д.), но вероятно иногда, в больших размерах при гидрохимическом воздействии подземных вод.

Ожелезнение не играет серьезной роли в измененных известняках.

Кроме минералов, замещающих кальцит, в известняках встречаются, иногда в значительных количествах, посторонние примеси отложившиеся одновременно с известняками или образовавшиеся позже.

Известняки с примесью песка или гравия. В платформенных известняках песчаная примесь редка (тульские слои подмосковного карбона и др.), но обычна в породах складчатых областей, где создаются все переходы от известняка к песчанику. Разнообразие состава зерен помогает выяснять палеогеографию места и времени отложения породы (область сноса, положение береговой линии и т. д.) и решать вопросы стратиграфии.

Глинистая примесь, обычно аллотигенная, более распространена в известняках чем песчаная. Значительные количества ее меняют практические свойства известняка. Такие смеси (называемые часто

мергелями) рассматриваются в главе о смешанных породах. Отмечать присутствие глины в известняках очень важно, но часто не легко даже при изучении породы в шлифе. Неудивительно поэтому, что геологи часто называют «мергелями» или «глинистыми известняками» породы, совершенно лишенные глинистой примеси, если они слабо сцементированы, пачкают руки и особенно если они при этом темного цвета. Рекомендуемый часто способ полевого определения глинистой примеси — грязное пятнышко, остающееся после действия на породу капли соляной кислоты, давая наводящие указания, может ввести и в заблуждение, так как темное пятно получается и от ничтожной примеси органического вещества, железистых минералов и т. п. Более точные результаты дает окрашивание породы в шлифе анилиновой краской (карбонатные частицы в отличие от глинистых не окрашиваются).

Вопреки некоторым мнениям глаукоцит, заведомо аутигенный (выполнение и замещение раковин, эпигенетизация биотита, лапчатые формы с отростками и т. д.), представляет в известняках нередкую, а иногда и обильную примесь. Он изобилует в палеогеновых известняках Закавказья, в поволжском и донецком мелу, в девоне Платформы, силуре Прибалтики и др.

Аутигенные фосфатные минералы встречаются в известняках в виде скелетных частей организмов (фото 51) и отдельных выделений от мельчайших зерен до больших скоплений и желваков, в которых фосфат пропитывает и частично или полностью замещает известковую породу, не разрушая ее строения.

Пирит и марказит — обычная аутигенная примесь в известняках. Они встречаются в виде желваков, псевдоморфоз по органическим остаткам (фото 40), а чаще в виде рассеянной в породе пыли (фото 41). Окисляясь, они меняют синевато-черный цвет известняка на желтые и бурые цвета гидроокисей железа. Сидерит встречается в известняках в виде отдельных рассеянных кристаллов, желваков и даже пропластков (фото 3). Гидроокислы железа в виде незначительных тонкорассеянных зерен и пленок являются обычно вторичным продуктом окисления примесей закисного железа. Иногда наблюдается совместное нахождение закисного и окисного железа (см. желвак сидерита с гидрогетитовой корочкой окисления, покрытой в свою очередь оболочкой пирита, фото 3). Такие случаи интересны тем, что представляют сохранившиеся записи стадий изменения химической среды, через которые проходили осадок или порода за время своего формирования. Они указывают и на то, что продукты разных стадий сохраняются лучше, чем иногда предполагают.

Известняки с органическими примесями благодаря свойственной известнякам пористости являются хорошими коллекторами для нефти, которая при своих перемещениях собирается и задерживается в порах. Кроме того, они нередко содержат мелкорассеянные или собранные в линзочки скопления битуминозных и углистых веществ, захороненных одновременно с известковым осадком (фото 159). Признаки битумов в известняках дают ценные указания при поисках горючих ископаемых. Значительные скопления сингенетического битуминозного вещества известны в девонских доманиках, в сапропелево-известковых илах Черного моря и др. Известняки, содержащие аутигенные битумы, часто отличаются микрослоистостью и темным цветом. Они образуются при наличии значительного количества органического вещества и недостаточном доступе кислорода.

В редких случаях и в ничтожных количествах встречаются в известняках выделения флюорита, целестина, серы, цеолитов, полевых шпатов и других минералов.

Вопрос о способе выпадения  $\text{CaCO}_3$  из раствора и условиях его накопления в осадках окончательно еще не разрешен.

Рассмотрение типов известняков уже дало нам некоторое представление об условиях их образования в прошлом. Его следует дополнить выводами, к которым приводят теоретические исследования, и особенно работы, освещающие условия образования современных карбонатных осадков (Страхов и др.). В свое время положение Линнея, что известняки могут образовываться лишь через посредство живых существ, разделялось подавляющим большинством ученых. Позже накопление фактов показало, что это утверждение не соответствует полностью действительности, и лет 30—40 тому назад многие авторы, склоняясь к обратной крайности, стали доказывать, что роль организмов второстепенна и основным фактором при образовании известняков является чисто химический. Однако последние работы доказывают, что и эти представления ошибочны. Сторонники их недостаточно учитывают, с одной стороны, трудность химического выпадения  $\text{CaCO}_3$  в осадок, с другой, способность организмов строить известковые скелеты даже в растворах очень далеких от насыщения и то, что кальцитовые иголки скелетов некоторых мелких организмов погружены в кератиновую оболочку, предохраняющую их от растворения там, где чисто минеральные зернышки кальцита должны были бы перейти в раствор.

Происхождение осадка органогенным путем, т. е. накоплением его в скелетах организмов, обычно легко устанавливается, если не макроскопически, то в шлифе. Труднее доказать его химическое происхождение. Во всех случаях условия образования сильно затемняются при взаимодействии обоих факторов и особенно в случаях значительных позднейших изменений первоначального осадка.

Чисто химически, т. е. без концентрации в скелетах организмов,  $\text{CaCO}_3$  может выпадать: 1) в результате жизнедеятельности организмов — особенно растений и бактерий — или после их смерти и распада тел растений и животных, продукты которого сильно влияют на условия среды (см. диагенез); 2) в результате выпаривания воды и концентрации раствора; 3) в результате других изменений водной среды (повышения температуры, уменьшения содержания  $\text{CO}_2$  и т. д.).

Первый способ осаждения  $\text{CaCO}_3$  играл и играет известную, но, вероятно, небольшую роль. Роль растений (поглощение углекислоты) проявляется при образовании известковых туфов. Более значительна роль продуктов разложения трупов и жизнедеятельности бактерий. Образующиеся таким образом аммиак и углекислый аммоний подщелачивают среду и переводят растворенные бикарбонаты кальция в трудно растворимые карбонаты, которые и выпадают в осадок в виде микрозернистого порошкообразного кальцита. Однако те же процессы ведут и к выделению  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , подкисляющих воду, и, таким образом, создают среду, благоприятную для растворения карбонатов. Процесс имеет, следовательно, сложный и противоречивый характер. Он способствует перемещению карбонатов в осадке и, вероятно, грануляции захороненных в нем раковин, но далеко не всегда приводит к образованию и накоплению в осадке хотя бы небольших количеств  $\text{CaCO}_3$ .

Впервые влияние бактерий на ход карбонатообразования было отмечено в 1903 г. Надсоном, показавшим на опытах, что многие бактерии, разрушая белки, образуют  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{NH}_3$ , что в конечном счете приводит к осаждению  $\text{CaCO}_3$ . Позже, в 1911 г., аналогичные наблюдения были сделаны американцем Дрю на Багамской отмели. Работы Дрю, сильно преувеличившего карбонатообразующую роль бактерий и ошибочно приписавшего ее лишь одному их виду, получили очень широкую известность,

и одно время почти все микрозернистые известняки стали рассматриваться как бактериальные образования и назывались дрюитами. Позднейшие работы показали, что роль бактерий в процессах карбонатообразования незначительна, а термин «дрюит» вышел из употребления. Таким образом, этот способ образования известняков, примером которого являются, вероятно, частью микрозернистые карбонатные илы Багамской отмели и черноморские глубоководные илы, имеет лишь небольшое значение.

Второй способ (выпаривание), несомненно, осуществляется в природе, но ограничивается бассейнами, расположенными в областях преимущественно засушливого климата, особенно во времена их усыхания. Этим путем образуются микрозернистые известковые илы иногда с очень бедной или однообразной фауной, иногда оолитовые, реже у побережий туфовидные, а также корки, натски, сталактиты и т. п. Примеры таких отложений дают осадки озер засушливых областей Большого Соленого в Америке, Балхаша, Арала и многих более мелких. Из ископаемых пород сюда принадлежат микрозернистые известняки основания карбона на Русской платформе, перми и др. Таких пород, вероятно, очень много.

Третий способ, лишь условно отделимый от второго, распространен более широко. Особенно благоприятные условия для химического выпадения  $\text{CaCO}_3$  без выпаривания создаются, как показали Джонстон и Уильямсон, в морях, там, где имеется течение, идущее снизу к берегу. Так как  $\text{CO}_2$  более растворима в холодной воде, чем в теплой (при  $0^\circ$  в два раза больше, чем при  $20^\circ$ ), течение, несущее снизу холодную воду, попадает наверху в условия, где его воды, ранее недосыщенные  $\text{CaCO}_3$ , оказываются уже пересыщенными благодаря потере  $\text{CO}_2$ , что и создает обстановку, благоприятную для выпадения  $\text{CaCO}_3$  в осадок. Однако состояние насыщения еще не обеспечивает садки  $\text{CaCO}_3$ .

Как показали исследования Ваттенберга, поверхностные воды океанов пересыщены  $\text{CaCO}_3$ , причем под тропиками пересыщение достигает 300%. Однако заметного химического осаждения  $\text{CaCO}_3$  и здесь не происходит потому, что для этого требуется наличие центров кристаллизации и встряхивание осадка и потому, что с глубиной в более холодных водах пересыщение сменяется недосыщением и соответственно выпадение—растворением. Лишь в теплых мелководных морях, где зона подвижных вод и пересыщение достигают дна и имеется достаточно взвешенных в воде центров кристаллизации, такое выпадение может вести к накоплению значительных толщ микрозернистого кальцита. В настоящее время, возможно, такие условия осуществляются в Красном море, Суэцком заливе, лагунах Мексики, Каспийском море и др.

Из приведенных примеров видно, что этот теоретически возможный способ мало отличается от предыдущего, а часто даже и от первого. В настоящее время осадки  $\text{CaCO}_3$  этого типа мало распространены, но, вероятно, в палеозое их роль была более значительной и таким образом были отложены многие известняки карбона и перми Русской платформы. Современные осадки этого типа известны в виде микрозернистых и оолитовых илов.

Все имеющиеся сведения и выводы об условиях образования известняков можно свести к следующим положениям:

1. Кальцит осаждался и осаждался как биогенным путем, так и чисто химическим. Первый способ резко преобладает в настоящее время и, вероятно, преобладал уже с палеозоя.

2. Садке кальцита во всех случаях благоприятствует высокая температура и, следовательно, мелководье.

3. Засушливый климат неблагоприятен для биогенной садки кальцита и там, где он резко выражен, она почти прекращается, но создаются благоприятные условия для химического осаждения  $\text{CaCO}_3$ .

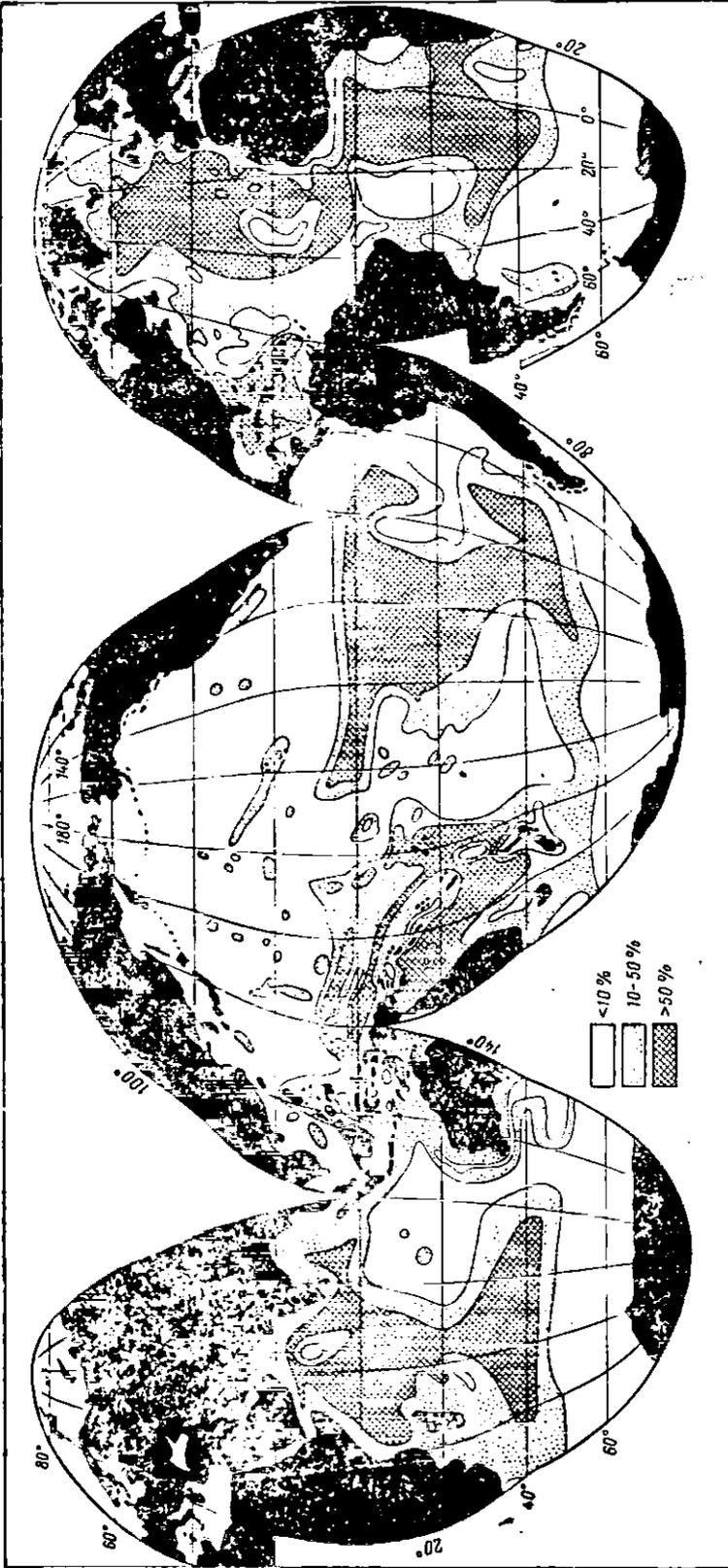


Рис. 124. Процентное содержание  $\text{CaCO}_3$  в океанических осадках. По Свердрупу из Конена.

4. Даже интенсивная садка кальцита не всегда обеспечивает образования известкового осадка и породы. Решающую роль играет количество приносимого в бассейн постороннего (преимущественно песчано-глинистого) материала, который как бы разбавляет выпадающий карбонат и при значительных размерах исключает возможность образования известняков. Таким образом, хотя на многих океанических побережьях областей жаркого климата условия исключительно благоприятны для осаждения как органогенного, так местами и химического карбоната кальция и садка его действительно протекает интенсивно, известковые илы образуются на них в современную эпоху сравнительно редко. Лишь по мере удаления от берега, где скорость выпадения  $\text{CaCO}_3$  резко сокращается, а хемогенного прекращается, процент карбонатности осадков часто возрастает, так как принос песчано-глинистого материала сокращается еще быстрее (рис. 124) и могут отлагаться, медленно накапливаясь, органогенные известковые илы.

То же наблюдается и во внутренних морях. Так в близких к берегу частях Черного моря отлагается большое количество ракушечного материала, но образующийся здесь осадок представляет глину, хотя и богатую раковинами. В то же время на обширной прибрежной отмели северо-западной части моря, где принос песчано-глинистого материала ослаблен, образуются известковые ракушечники. Чем дальше к центру бассейна, тем более сокращается годовое выпадение карбоната при полном отсутствии ракуши и вместе с тем именно на наибольших глубинах и в наибольшем удалении от берега, куда песчаный материал не доходит, а пелитовый проникает в ничтожных размерах, образуется известковый ил, лишь несколько глинистый. В этом осадке  $\text{CaCO}_3$  слагается: из падающих сверху в ничтожном количестве продуктов разрушения планктона, также в ничтожном количестве механически принесенных из прибрежной области мельчайших частиц  $\text{CaCO}_3$  и, главным образом, из микрозернистого кальцита, выпадающего на месте согласно Архангельскому, бактериальным, а, по Страхову, преимущественно чисто химическим путем.

Как видно из сказанного, наименее ясны условия образования микрозернистых кальцитовых илов, даже современных. Вероятно они слагаются смесью органогенного и химического (в том числе бактериального) кальцита, причем один из них — обычно органогенный — резко преобладает. Это несомненно для тех бассейнов, где условия среды исключают возможность химического выпадения  $\text{CaCO}_3$ . Микрозернистость органогенного осадка может обуславливаться ничтожными размерами скелетов (кокколитофориды) и распадом раковин (пережевывание, разрушение органического вещества, скрепляющего зерна кальцита и растворение), ведущим к недооценке роли организмов в образовании известняков. Лишь в бассейнах засушливого климата и других специфических условиях микрозернистые илы представляют собой в основном химические осадки.

#### КЛАССИФИКАЦИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ

Имеется несколько классификаций известняков. Еще чаще в сводных работах выделяют лишь отдельные типы известняков, неувязанные каким-либо общим руководящим принципом (Лаппаран и др.). В региональных работах иногда даются дробные классификации, отражающие обычно лишь частные особенности пород изученного района. В последнее время классификацией известняков на структурной основе занимался Теодорович, давший детальную, но тем самым сложную и трудно применимую их классификацию.

В основу классификации известняков, как и других пород, здесь кладется генетический признак с учетом их морфологических особенно-

стей. Эта классификация является, таким образом, и структурной. Как и для других химических пород, основным генетическим признаком является способ выпадения из раствора. По этому признаку легко выделяются два типа известняков: явно органогенные, состоящие из скелетных частей организмов, и явно химические, включая сюда бактериальные. Они образуют первую группу, в которую входит большая часть всех известняков. Вторая группа складывается известняками, образовавшимися после переработки первичного материала организмами и чаще механическими и химическими факторами. Среди них можно различать два типа: а) известняки сильно измененные, но еще сохранившие заметные следы первоначального состава и строения и б) известняки, происхождение которых уже не поддается точному выяснению, т. е. криптогенные. Во всех типах можно наметить более мелкие разновидности.

В табл. 29 дается сводная генетическая классификация известняков, увязывающая морфологические типы с условиями их образования. Классификация дается по господствующему компоненту породы. Естественно, что возможны любые смешанные типы. В некоторые классификационные схемы известняков вводят такие их особенности как прочность цементации; наличие различных посторонних примесей; текстуры породы со всем их разнообразием; однородность породы, ее двухкомпонентность или многокомпонентность, т. е. смешанность состава. Все эти особенности известняков, как и других пород, очень важны, но введение их в общую основную классификацию не только ничего не дает, но даже затемняет общее представление о породе, почему здесь они в классификацию и не вводятся.

## ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ МАКРОСКОПИЧЕСКИ И В ШЛИФАХ

### Общие сведения

При макроскопическом описании и изучении известняков в обнажениях, кернах и при камеральной обработке рекомендуется применение пробы с 10%-ной HCl, которое уже дает представление о доломитизации, а иногда и реакций окрашивания (см. стр. 94). Много дает простое рассмотрение образца породы, смоченного и покрытого пленкой воды. В таких условиях с лупой ( $\times 10$ ) обычно можно определить значительную часть мелкого органогенного детрита, появление ромбоздров доломита и т. п. Керны обязательно раскалывать продольно и желатель-но протравливать слабой соляной кислотой.

Наибольшее значение при лабораторном изучении известняков имеет их исследование в шлифах под микроскопом. Реже применяются химические анализы (главным образом при изучении этой породы с техническими целями).

При их производстве обязательно определение  $\text{CO}_2$ . Определение  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  только по пересчету на Ca и Mg может привести к ошибкам, так как часть Mg бывает связана с силикатами или поглощена. Определение  $\text{MgCO}_3$  еще не решает вопроса о содержании доломита, так как  $\text{MgCO}_3$  может присутствовать и в виде магнезита ( $\text{MgCO}_3$ ). Поэтому иногда прибегают к термическому и рентгенографическому анализу. Для выяснения распределения в породе доломита применяют окрашивание и протравливание шлифов и пришлифовок.

Большое значение имеет все более входящее в геологическую практику изучение известняков в пришлифовках, дающее ценные сведения о строении породы и указания на историю ее образования. Иногда при-

Генетическая классификация известняков по их господствующим обонегмам

Основные генетические группы известняков	Главные структурно-генетические разновидности	Особенности, примеры, разновидности
<p data-bbox="264 1651 1076 1709">Группа 1. Известняки, сохранившие первоначальный состав, позволяющий разделить их на первичные генетические типы</p> <p data-bbox="476 1246 523 1593">В основной части явно органические</p>	Бногермы, строматолиты	Коралловые, мшанковые, водорослевые и др.
	Цельнораковинные	Ракушечники крупнораковинные
<p data-bbox="476 1246 523 1593">В основной части явно органические</p>	Раковинно-детритовые	Известняки мелкораконинные (фораминиферы и др.)
	Микрозернистые (частью)	Крупнодетритовые (детрит определен в шлифе)
	Известковые туфы	Мелкодетритовые (детрит почти не определен)
<p data-bbox="782 1246 864 1593">В основной части явно первично химические (включая бактериальные)</p>	Известковые туфы	Мел (большой частью), состоящий из кокколитофорид, мелких фораминифер и т. д.
	Натеки, сталактиты	Крупнопористые с отпечатками растений
	Оолитовые и пизолитовые	Обычно не пористые, микрослоистые с кристаллами, вытянутыми попереком слоистости
	Микрозернистые (частью)	Округлые зерна концентрического строения Черноморский известковый ил, ризонидные известняки карбона Русской платформы и т. д.

Группа 2. Известняки — продукты значительного изменения первичного материала и полностью криптогенные (неизвестного происхождения)

<p>Сильно измененные, но сохранившие следы состава, строения и происхождения первичного материала</p>	<p>Продукты механической переработки «обломочные» или «прибойные»</p>	<p>Окатанозернистые, мелкообломочные, состоящие из окатанных обломков раковин и известняков</p> <p>Крупнообломочные, состоящие из разнозернистых малоокатанных известняковых обломков</p> <p>Состоят из округлых фекалий микрозернистого кальцита</p> <p>Известняки разломочивания. Обычно грубозернистые, часто брекчиевидные</p> <p>Известняки — продукты кальцитизации песчаников. Зернистые с остатками незамещенных песчинок</p>
<p>Криптогенные, переработанные без сохранения ясных следов состава, строения и происхождения первичного материала</p>	<p>Продукты переработки животных — копрогенные</p> <p>Продукты химического замещения — кальцитизации</p> <p>Продукты перекристаллизации с потерей первоначального строения</p> <p>Микрозернистые (частью)</p> <p>Комковатые, узорчатые — продукты грануляции и частично перекристаллизации</p>	<p>Перекристаллизованные с неясными следами первоначального строения</p> <p>Полностью перекристаллизованные разнозернистые</p> <p>Перекристаллизованные равномернозернистые (мрамора)</p> <p>Часть мела, «лиитографских» известняков и др.</p> <p>Узорчатые микрозернистые</p> <p>Псевдообломочные</p> <p>Сложного строения со следами повторной смены грануляции и перекристаллизации</p>

меняется минералогическое изучение нерастворимого остатка для решения стратиграфических и палеографических задач.

### Макроскопическое описание

Закончив макроскопическое изучение и приступая к описанию породы, необходимо начать его с краткого названия породы, отражающего наиболее характерные ее особенности. Поэтому слову «известняк» следует придать добавочную краткую характеристику (1—2 слова), которая даже для сходной породы, но в разных случаях (в зависимости от цели работы, комплекса соседних пород и т. д.) может быть различной («микрозернистый», «черный», «плитчатый» и т. д.). Если известняк содержит значительную примесь другого материала, меняющего его вещественный состав, эта примесь во всех случаях должна быть отмечена в названии («известняк доломитизированный, черный»).

Далее последовательно кратко характеризуются, как это уже указывалось для песчаных пород:

1. Цвет.
2. Крепость (твердость).
3. Излом (например: раковистый, землистый, ступенчатый, мелкозернистый, крупнокристаллический и т. д.).
4. Основной структурно-генетический тип породы (например: оолитовый, микрозернистый, крупнокристаллизованный, детритовый с фораминиферами и криноидеями и т. д., с указанием, по возможности, размера и количества), поскольку его удастся установить, используя для этого лупу и погружение породы в воду (см. выше).
5. Присутствие обломочной или глинистой примеси, используя для этого лупу, 10%-ную HCl и т. д.
6. Посторонние минеральные примеси аутигенные диагенетические или эпигенетические (например: глауконит, пирит, окремнение, точки доломитизации, заметные в лупу и т. д., с указанием размера и количества).
7. Основная текстура породы (например: плитчатая, микрослоистая, беспорядочная, смятая).
8. Другие структурно-текстурные особенности породы, в том числе вторичные (например: крупные или мелкие поры, выщелоченность, сутуры и т. д.).
9. Макротекстурные особенности слоя, заметные лишь в обнажении или большом штуде и не влияющие на облик породы в маленьком образце (например: стилолиты разного типа, отдельные крупные раковины, конкреции, следы ряби, иероглифы, трещины высыхания и т. п.).

Пример макроскопического описания известняка. Известняк органогенно-детритовый; светло-серый, с более темными пятнами; крепкий (с трудом колетса молотком); излом зернистый, неровный; слагается смесью крупно- и мелко раковинного детрита (фораминиферы, криноидеи, брахиоподы) с примесью мелкозернистого кальцита и очень крупных обломков брахиопод с нарастающими на них кораллами; текстура в небольшом куске беспорядочная или взмученная, в большом заметно грубо-горизонтальное расположение крупного детрита; местами наблюдается мелкая пористость, связанная с полостями между перегородками кораллов и выщелоченностью некоторых раковин; залегают в виде массивных плит; расстояние между плоскостями пластовой отдельности, появление которой сопровождается размягчением породы, 70 см. Изредка встречаются одиночные кораллы длиной до 10 см в косом положении, очень редко небольшие (5 см) стилолиты.

## Описание известняков в шлифах

При описании породы в шлифе наблюдения над цветом, крепостью и изломом отпадают, и главное внимание уделяется уточнению описания основного структурно-генетического типа. В известняках, как и в песчаниках, обычно можно различить два основных компонента: 1) более крупные «зерна» (обломки раковин, оолиты, комки микрозернистого кальцита и т. п.) и 2) основную массу, как бы цементирующую их и состоящую обычно из более однородного кальцита, либо более мелкозернистого, либо иногда и более крупнозернистого, чем «цементируемые» ею зерна. Отличие от песчаных пород, помимо прочего, заключается в том, что здесь «основная масса» иногда преобладает (и даже резко) над «зернами», которые в этом случае удобнее сравнивать со включениями в однородной породе. Описанию подлежат оба компонента и их взаимоотношения. Начинать описание обычно целесообразнее с того, который составляет преобладающую часть породы.

При описании органогенного детрита надо указать общее процентное содержание его в породе, затем — какое место в нем занимают обломки разных групп организмов. При обычных работах достаточно давать лишь ориентировочные сведения (резко преобладает, много, небольшое количество, единичные находки). Простое перечисление, без какой-либо количественной оценки, недопустимо. При более точных работах подсчитывается процентное содержание и отдельных типов организмов. До выработки правильного глазомера следует пользоваться таблицами процентного содержания (см. стр. 204, рис. 113).

Далее характеризуются цифрами размеры обломков каждого типа организмов и их сохранность (прекрасная, сильно гранулированы, перекристаллизованы, почти не определены и т. д.).

В породах с преобладанием оолитовых зерен таким же образом описываются последние (процентное содержание, замеры, форма, центральное ядро, концентры, сохранность и т. п.), а в породах с преобладанием крупных зерен — соответственно их особенности.

Описание основной массы обычно проще. Отмечается процентное содержание зерен разных размеров, однородность или разнозернистость, их форма и другие их особенности. Далее уточняется отсутствие или присутствие обломочной или глинистой примеси, которая могла остаться незамеченной при макроскопическом изучении. В случае ее обнаружения определяется состав, величина зерен, процентное содержание, распределение в породе.

Также изучается аутигенная минеральная примесь, ее состав, размеры зерен, форма, количество и соотношение с основной породой (выполнение полостей или замещение и т. д.).

Изучение текстурных признаков в шлифе позволяет охарактеризовать особенности микрослоистости, обнаружить мельчайшие следы сутур и особенно взаимоотношения между составными частями породы, последовательность и причины их отложения и их вторичных изменений.

Пример описания известняков в шлифах. Изучив породу в шлифе, макроскопическое ее описание надо дополнить описанием шлифа:

«В шлифе видно, что порода на 90% слагается органогенным детритом, в составе которого резко преобладают обломки брахиопод разных размеров (2 см — 0,01 мм) и мелкие фораминиферы (1—2 мм), реже встречаются мелкие обломки мшанок, криноидей и остракоды. Кораллы или крайне редки или заполняют весь шлиф. Сохранность и определительность органических остатков хорошая.

Основная масса (10%) представлена мелко- и микрозернистым кальцитом (0,02—0,01 мм), вероятно, также детритового происхождения.

Поры приурочены к скелетным остаткам и достигают размеров 1—0,1 мм. Стенки их усеяны выделениями мелких кристаллов кальцита. Крупные обломки брахиопод и некоторые кораллы заметно раскристаллизованы. Как редкость встречены мелкие (2 мм) выделения халцедона, замещающие членики криноидей.

Текстура в шлифе беспорядочная».

Описание шлифа может быть механически присоединено к макроскопическому описанию. При экономии места их можно объединять, как это рекомендовалось для песчаников, при условии, чтобы из текста было видно, какие наблюдения сделаны только макроскопически и какие в шлифе. В зависимости от характера работы описание той же породы может быть и более детальным (например, больше цифровых данных, процентное содержание, размеры, более точные и подробные описания формы и размеров компонентов и их расположения) и более сокращенным.

Описание шлифа, кроме исключительных случаев, можно делать лишь имея под руками образец породы и сравнивая их. Одной из причин этого требования является то, что осадочные породы, особенно известняки, нередко существенно меняются на протяжении нескольких сантиметров и даже миллиметров, особенно по вертикали.

При описании пород, сильно измененных (гранулированных, перекристаллизованных, с замещениями и т. д.), необходимо пытаться расшифровать последовательность этих процессов и по возможности причины особенностей строения породы, сопровождая описание соответствующими предположениями, которые будут проверяться и уточняться при описании следующих шлифов.

#### РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Распространение известняков как в Советском Союзе, так и в зарубежных странах очень велико. У нас они слагают мощные толщи в кембрии Сибири, Урала, Средней Азии, в силуре Ленинградской области, Прибалтики, Урала, Средней Азии, Приднепровья, в девоне Русской платформы, Урала, Сибири, в карбоне Русской платформы и др.; в перми они распространены менее широко, здесь их часто заменяют доломиты. В триасовых отложениях СССР они играют видную роль на Кавказе и встречаются среди других пород триаса в Крыму, в Средней Азии, на Мангышлаке; в юре Советского Союза (но не зарубежных стран) они развиты слабо (Кавказ, Крым и др.); в меловых отложениях представлены толщами мела и известняков; в третичных отложениях широко распространены на юге Европейской части СССР, нередко на Кавказе и в Закавказье. В геосинклинальных областях в докембрии платформ они часто мраморизованы.

Практическое применение известняков очень широко — они используются в качестве строительных материалов (бут, строительный и облицовочный камень, известь, цемент, материал для мощения дорог), в металлургии (флюс), в печатном деле (литографский камень), в сельском хозяйстве (удобрение), в промышленности сахарной, химической (карбид кальция, синтетический каучук), а также текстильной, бумажной, кожевенной и др.

#### ✓ ДОЛОМИТЫ ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Доломитами называют породы, состоящие в большей своей части из минерала доломита  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , в котором на  $\text{MgCO}_3$  приходится 45,8%. Теоретический состав доломита и примерные анализы некоторых доломитовых пород приведены в табл. 28. В кристаллах доломита не-

редко встречается преимущественно в центральных ядрах ромбоэдров или в их зонарных оболочках — примесь закисного или окисного железа. В доломитовых породах часто наблюдается примесь кальцита — обычно как продукта вторичных изменений породы. В больших количествах встречаются гипс и ангидрит в виде мелкорассеянной примеси, выполнения пор и пустот, больших желваков, линз и целых пластов, иногда сингенетичных, в других случаях представляющих собой продукт позднейших замещений доломита. Реже встречаются выделения халцедона и кварца. Характерны, но встречаются не часто сингенетические выделения мелких кристалликов целестина и флюорита, лишь в очень редких случаях достигающие значительных размеров. Глинистые примеси нередки, но представлены почти исключительно также очень характерными для доломитов магнезиальными разностями глинистых минералов (палыгорскит, сепиолит и т. п., реже монтмориллонит). Эти обычные спутники доломитов встречаются в виде иногда почти незаметных волокон и как бы «лохмотьев», пронизывающих породу, но иногда и в виде самостоятельных прослоев. Примесь тонкорассеянного пирита, марказита и органического вещества встречается, но не типична. Песчаная и алевроитовая примесь в доломитах встречается реже, чем в известняках, но не исключается.

Аутигенные органические остатки встречаются лишь в виде отдельных экземпляров, но доломиты, переполненные отпечатками выщелоченных раковин, нередки. Они всегда представляют продукт доломитизации раковинных известняков.

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ

О происхождении доломитов было высказано исключительно много предположений и гипотез, тем не менее оно остается очень неясным.

Считают, что возможны четыре основных способа их происхождения: 1) отложение как чисто химического осадка; 2) образование, в результате доломитизации известкового осадка в процессе диагенеза; 3) образование в результате доломитизации готовой породы, т. е. в процессах эпигенеза, в частности в поверхностных процессах выветривания.

Так как изучение доломитов большей частью показывает, что они являются продуктом замещения известковых осадков или пород, то возбуждать сомнения мог бы лишь первый случай. Наиболее вероятно, что доломиты образовывались всеми перечисленными способами, но важно было бы установить, каким именно путем и при каких условиях образовывалась та или другая конкретная порода, а также — насколько широко распространен тот или иной способ образования доломитов.

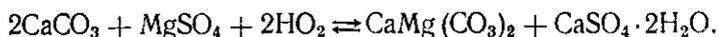
Одна из трудностей при решении этих вопросов заключается в том, что среди современных осадков мы практически не встречаем доломитов и, таким образом, лишены возможности воспользоваться методом актуализма.

Еще давно Дели, Штейдтман и другие, учитывая обилие доломитов в палеозое и отсутствие их в современных осадках, связывали их образование с тем, что в древнейшие периоды условия морской среды были иными, чем теперь, более благоприятными для их образования. Далее высказывались предположения, что образованию доломитов благоприятствовало присутствие в скелетах некоторых организмов  $MgCO_3$  в количестве до 20%. Сторонники этого предположения считали, что возможное выщелачивание  $CaCO_3$  могло вести не только к обогащению осадка углекислым магнием, но и к переходу его в доломит. Частая связь доломитов с коралловыми рифами, в составе которых в настоящее время большую роль играют иглокожие, литотамнии и другие организмы со значительным содержанием в скелетах  $MgCO_3$ , говорила в пользу этого предположения.

Для освещения вопросов доломитизации было даже произведено бурение на коралловом острове Фунафути. Оно показало, что на глубине 1,2 м содержание  $MgCO_3$  составляло лишь 4,33%; на глубине 4,5 м — 16,4%; на глубине от 12 до 194 м — всего 1—3%; на глубине 195 м — 26,33% и на глубине 285 м — 43%, что соответствует почти чистому доломиту. При этом до глубины 30 м карбонат был представлен арагоном, от 30 до 200 м — преимущественно кальцитом и ниже — доломитом. Таким образом, бурение не дало ясных результатов и не подтвердило предположения об образовании доломитов за счет рассеянного в организмах  $MgCO_3$ .

В последнее время в зарубежной литературе предлагались и другие гипотезы образования доломитов. Высказывалось даже предположение, что все они являются продуктом доломитизации известняков в разных условиях.

У нас ранее широким распространением пользовалась предложенная Кротовым гипотеза образования доломитов в результате взаимодействия  $CaCO_3$  осадка и находящегося в большом количестве в морской воде  $MgSO_4$  по уравнению Гайдингера:



Реакция эта давно уже привлекалась для объяснения происхождения доломитов, ставились и соответствующие опыты. Однако все они привели к выводу, что, будучи обратимой при обычных условиях, она приводит к образованию доломита лишь при условии очень высоких температур или давления, не осуществляющихся в поверхностной зоне Земли. Это затруднение Кротов устраняет предположением, что в сильно засоленном бассейне эта реакция может вести к образованию доломита и при обычных температуре и давлении. Часто наблюдается связь доломитов с породами, несущими следы образования в засоленных бассейнах, присутствие в них выделений гипса или ангидрита говорят в пользу этой гипотезы. Против нее говорит отсутствие гипса во многих доломитах. Предположение, что в этих случаях образование доломита шло в бассейне с ненормальным составом солей в воде, лишенной ионов  $SO_4^{2-}$ , и согласно уравнению Мариньяка:  $(2CaCO_3 + MgCl \rightleftharpoons CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2)$ , в большинстве случаев невероятно.

Опыты, ставившиеся для подтверждения этой гипотезы, не дали положительных результатов. Теоретический же разбор вопроса приводит, по мнению Страхова, к выводам, что образование доломитов таким путем исключается.

Татарский, отмечая приуроченность нефтяных залежей в карбонатных породах не к известнякам, а к доломитам и возвращаясь к старым гипотезам, высказывал предположение, что углекислый аммоний, возникающий при разложении органических тел в присутствии органического вещества, способствует образованию доломитов.

Недавно Страхов, исходя из изучения редкого случая современного образования доломита (в восточных заливах озера Балхаш), пришел к выводу, что для насыщения воды доломитом, после чего может начаться его химическое выпадение, требуется: 1) значительное содержание Mg в воде, 2) очень большая величина щелочного резерва и 3) высокое значение pH (обычно более 8,3). Эти условия осуществляются в восточных заливах озера, где происходит садка доломита. В современных морях Mg много, но величина pH невелика (обычно < 8,3), а щелочной резерв меньше в 3—6 раз, чем это необходимо для садки доломита. В осадках условия более благоприятны, так как примерно при той же величине pH щелочной резерв возрастает по сравнению с тем, что имеется в воде, в несколько раз. Поэтому здесь и наблюдается иногда диагенетическая доломитизация осадка.

Позже Страхов несколько дополнял и менял свои представления по этим вопросам. В частности, отказавшись от высказанной им гипотезы образования доломита в Балхаше путем непосредственного его выпадения и считая, что его образование там идет лишь в процессах диагенеза, он пришел, как и старые авторы, к правильному выводу, что в палеозое, когда давление  $\text{CO}_2$  в атмосфере было значительно выше, а щелочной резерв в морях очень высок, в участках с повышенной величиной рН доломит мог непосредственно выпадать из воды. Начиная с мезозоя этот способ осаждения стал, как правило, неосуществимым и доломитообразование приобрело характер диагенетического и эпигенетического процесса.

Это положение, основанное на наблюдениях за действительным распределением доломитов и их типов в природе, является, видимо, правильным. Столь же ценны многочисленные указания на связь появления в разрезах доломитов с признаками жаркого засушливого климата и выпаривания водных масс, а тем самым также с мелководьем и изолированностью бассейна.

Внимательное изучение конкретных доломитовых пород часто дает хотя и несколько общие, но все же наиболее достоверные указания на условия их образования. Дополненное изучением палеогеографии времени и места их отложения оно является лучшим путем для построения наиболее близкой к истине общей гипотезы доломитообразования.

#### МАКРОСКОПИЧЕСКИЙ ОБЛИК И ХАРАКТЕР В ШЛИФАХ

Уже макроскопическое изучение доломитов обычно позволяет опытному наблюдателю отличить эту породу от известняка и различить три характерных типа доломитов. Дополненное изучением в шлифе, оно дает ценные, но обычно недостаточно учитываемые указания и на условия образования рассматриваемой разности доломитовых пород. Особенно хорошо различаются следующие разности доломитов.

1. Доломиты совершенно однородные, микрозернистые, часто марающие. Доломиты этого типа несколько похожи на мел, но отличаются от него большей цементацией и особенностями, перечисляемыми ниже. Для них характерна, как иногда и для других доломитов, мучнистость излома (особенно несколько выветрелого), обусловленная слабой связанностью ромбоздров и образованием порошкообразного остатка от вторичных реакций (выщелачивания мелкорассеянного  $\text{CaSO}_4$  с освобождением мельчайших кристалликов доломита, раздоломичивание с выделением порошка  $\text{MgSO}_4$ ), а также заметное лишь привычному наблюдателю слабое ощущение «холодка», которое испытывает рука при соприкосновении с сухой породой. Никаких признаков пористости невооруженным глазом не заметно. Органических остатков обычно нет. Отдельные экземпляры их, которые изредка встречаются, отличаются однообразием видов. Под микроскопом видно, что порода состоит из мельчайших зернышек ( $<0,01$  мм), почти неразличимых в шлифе, но, как видно при очень больших увеличениях, в отличие от мела, — ромбоэдрических. Этот тип сравнительно редок. Точного же учета доломитов, тем более их разновидностей, не производилось. Менее характерны несколько более крупнозернистые доломиты того же типа. Иногда наблюдается микрослоистость.

Отсутствие или однообразие фауны, отсутствие следов вторичных изменений, пористости и т. д., однородная микрозернистость породы убедительно говорят о том, что доломиты этого типа представляют собой первичный химический осадок. Встречаются они, видимо, почти исключительно в палеозое.

2. Доломиты с песчаниковидным изломом. Доломиты этого типа, часто такие же однородные, как предыдущий тип, отличаются от них изло-

мом, напоминаящим своей зернистостью и блеском излом песчаника, что до сих пор вводит в заблуждение геологов, которые нередко и описывают их как песчаник. Изучение в шлифе показывает, что этот излом обусловлен тем, что порода состоит из сравнительно крупных (около 0,05 мм) и обычно хорошо образованных ромбоэдров доломита одного размера, грани которых блестят на изломе как песчинки. Ромбоэдры иногда тесно сдвинуты, в других случаях разделены цементирующей массой. Пористость отсутствует. Эта разновидность, если она лишена обильных органических остатков, может иногда представлять результат раскристаллизации пород первого типа. Однако чаще, особенно если органические остатки разнообразны и обильны, она представляет собой результат доломитизации известкового осадка на первых стадиях диагенеза. Действительно, разнообразие фауны указывает на то, что первичный осадок был известковым, а отсутствие значительной пористости показывает, что процессы замещения происходили в рыхлой среде, богатой водой.

3. Доломиты крупнопористые, переполненные отпечатками раковин и иногда очень похожие на известняки-ракушечники с пористостью, обусловленной выщелачиванием целых раковин, и мелкопористые с характерным шершавым или колючим изломом, обусловленным выщелачиванием слагавшего первоначальный известняк раковинного детрита, оолитовых зерен и т. п. Доломиты этого типа обычно описываются правильно как доломит.

Существенно отличаются они от предыдущих и в шлифе. Слагающие их кристаллики доломита, образовавшиеся в твердой среде, более разномзернисты и обычно лишены правильной ромбоэдрической формы, все же отличаясь от кальцитовых зерен угловатостью и отсутствием лапчатости. Нередко сквозь их сетку как бы просвечивают как «призраки» (рис. 123), едва намеченные менее прозрачными точками контуры исчезнувших кальцитовых раковин. Для этих разновидностей очень характерно широкое развитие корковых и инкрустационных текстур, приуроченных к следам раковин и оставшимся после их растворения полостям. При сильной пористости породы в шлифе иногда напоминает кружево, образованное переплетением цепочек обрастания, сложенных эпигенетическими кристалликами доломита. Особенности этих нередких разновидностей говорят о происхождении их путем замещения первоначально образовавшегося известняка. Форма зерен и пористость показывают, что в отличие от доломитов первых типов здесь замещение  $\text{CaCO}_3$  доломитом происходило не в рыхлом осадке, а в твердой породе, т. е. в процессах эпигенеза или выветривания.

Своеобразной разновидностью доломитов является «доломитовая мука». По виду она действительно не отличима от тонкой муки. В шлифе видно, что она представляет собой скопление очень мелких, обычно сильно изъеденных ромбоэдров доломита, т. е. как бы рассыпавшуюся на составные части породу 1-го или 2-го типа. Встречается она в виде небольших неправильных выделений и линз до 4 м мощностью, залегающих среди нормальных доломитов, продуктом распада которых она является. Ее появление часто связано с процессами раздоломичивания. Цвет доломитов обычно желтовато-белый, иногда с буроватым оттенком, чем он несколько отличается от известняков, которые чаще имеют более чистый белый цвет; в областях развития пестроцветных толщ появляются чистые, но не яркие, желтые, зеленоватые, розоватые и другие оттенки. При обилии примеси органического вещества — цвета темные.

Для доломитов характерны текстуры: беспорядочная, микрослоистая, брекчиевидная и особенно текстуры замещения, пятнистые, пористые и т. п. Пористость доломитов часто объясняют уменьшением объема породы в результате перехода кальцита в доломит. Однако это уменьшение недостаточно для того, чтобы им можно было объяснить значительную

пористость этой породы. Обычно она объясняется тем, что при образовании доломита происходит неполное замещение растворяемого при этом  $\text{CaCO}_3$ .

### ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Вторичные изменения доломитов проявляются: 1) в выщелачивании части породы и образовании доломитовой муки, 2) в ожелезнении (например, в верхах подмосковного верхнего карбона), 3) в окремнении с выделением кварца и халцедона в пустотах или с замещением доломита (например, в казанских доломитах Горьковского края), 4) в замещении гипсом или ангидритом (верхи подмосковного девона — фото 175, 176), 5) в раздоломичивании (см. рис. 15; фото 177, 178, 179, 181).

Приемы изучения и описания доломитов сходны с теми, которые были даны для известняков. Следует обращать внимание на следы вторичных изменений и на соотношение доломитовых и кальцитовых компонентов, подмечая детали их взаимоотношений, которые могут способствовать выяснению времени и условий образования доломита (первичный, диагенетический, эпигенетический).

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Доломиты менее распространены чем известняки, но все же образуют мощные толщи. Судить об их распространении пока не легко, так как часто их описывали как известняки. Они изучены в кембрии Сибири, мало данных имеется об их развитии у нас в силуре, среди отложений которого они известны на Сибирской платформе и в Прибалтике. Они играют видную роль в девоне Средней Азии, а также в девоне и карбоне Русской платформы. Распространение их здесь, как часто и в других местах, прерывисто. Они повторно сменяются известняками в пространстве и времени, отражая сложную историю областей своего распространения и колебания химической среды ее бассейнов. Особенно большое место они занимают в пермских отложениях востока Русской платформы, где чередуются с грубообломочными породами. Они слагают значительные толщи в верхней юре Кавказа и в мезозое и палеозое Памиро-Алайской системы. В меловых отложениях господствуют известковые породы и доломитов у нас почти не известно, но в третичных отложениях они появляются снова (Таджикистан и др.). Роль их в палеозойских отложениях, видимо, значительно больше, чем в более молодых отложениях.

### ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Доломиты, как и известняки, применяются для строительных целей и мощения дорог. Гораздо большее значение они имеют для нужд металлургии, как сырье на Mg, удобрение и огнеупоры.

---

## ГЛАВА XI

### СОЛИ И КАУСТОБИОЛИТЫ

#### СОЛИ<sup>1</sup>

#### Общие представления

«Солями»<sup>2</sup> условно называют чисто химические осадочные породы, состоящие из наиболее растворимых минералов, выпадающих в осадок лишь в результате выпаривания и сильной концентрации обычных природных вод. Эти минералы являются в подавляющей части хлоридами и сульфатами натрия, калия, магния и кальция и, гораздо реже, не дающими больших скоплений карбонатами натрия, нитратами натрия и калия, а также боратами. Из большого их числа следует упомянуть лишь некоторые, преимущественно наиболее распространенные или упоминаемые ниже: сильвин ( $KCl$ ), карналлит ( $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ), галит ( $NaCl$ ), каинит ( $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$ ), лангбейнит ( $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$ ), полигалит ( $2CaSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$ ), мирабилит или глауберова соль ( $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ ), ангидрит ( $CaSO_4$ ), гипс ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ), сода ( $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ ).

Что же касается нитратов (селитра  $NaNO_3$  и  $KNO_3$ ) и боратов (например, гидроборатит —  $CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$ ), то их редкие и небольшие скопления вряд ли правильно называть породами. Из числа пород, сложенных солевыми минералами, наименее растворимыми и наиболее близкими по условиям образования, залеганию и распространению к обычным химическим породам, являются гипс и ангидрит. Наиболее растворимы и потому отлагаются и сохраняются сравнительно редко породы, сложенные калийными солями. Породы, образованные остальными минералами и прежде всего наиболее распространенным из их числа галитом, занимают промежуточное место. По Линдгрену, соли составляют до 5,8% по весу остальных осадочных пород. Цвета солевых пород обычно белые (прозрачные бесцветные), а иногда не только чистые яркие, но и необычные. Так, галит бывает окрашен в ярко-синий цвет, что объясняют наличием в нем коллоидно-дисперсных атомов натрия, возникающих под действием радиоактивных излучений калия, как это подтверждается опытами. Сильвин и карналлит — нередко желтого и ярко-красного цвета, обусловленного, как показало микроскопическое изучение (Разумовская), присутствием в них мельчайших чешуек и иголок железного блеска. Иногда солевые породы окрашены и в темные цвета, обусловленные примесями органического вещества.

Почти все солевые минералы и породы под давлением обладают сильно выраженной пластичностью, возрастающей с повышением темпе-

<sup>1</sup> Глава составлена преимущественно по работам А. А. Иванова.

<sup>2</sup> В зарубежной литературе обычно применяется более точный и более удобный термин «эвапориты», т. е. продукты выпаривания.

ратуры, т. е. способностью подвергаться деформации, даже течению без раздробления и выдавливания, с образованием куполообразных вздутий.

Большая часть солевых пород содержит примеси галита и сульфата кальция, а также окислов железа, карбонатно-глинистого материала, частью аутигенного, битумов, капелек нефти и различных газов, которые могут присутствовать в них в большом количестве. При бурении скважины, освобождаваясь, они выбрасывают иногда на высоту нескольких метров промывные воды и даже буровые штанги. Происхождение газов объясняют захватом их при кристаллизации, а также биохимическими и радиохимическими процессами. Алевритовая примесь очень редка. Иногда встречаются в незначительном количестве фтор, литий, бром, следы редких металлов.

Очень характерна для солевых пород тончайшая микрослонистость, притом обычно с зубчато-волнистой поверхностью слбечков. Она отражает сезонную периодичность в отложении солевых минералов и смену отложения частичным растворением.

Растворимость солей определяется прежде всего природой самого вещества, затем давлением и температурой, повышение которой усиливает растворимость одних и понижает растворимость других минералов. Присутствие в растворе нескольких веществ меняет их растворимость, причем в случае наличия в растворе двух солей, не имеющих общих ионов, их растворимость увеличивается, а при наличии солей с общим ионом — уменьшается. Сказанное поясняют примеры на табл. 30.

Таблица 30

Температура, °C	Растворимость, г/л		
	NaCl	KCl	NaCl и KCl в смешанном растворе
0	356,5	283,7	321
100	391,8	562,5	259

В процессе концентрации раствора и выпадения в осадок отдельных его компонентов состав раствора, а следовательно и растворимость оставшихся солей изменяются, меняется нередко и температура.

Поэтому выяснить порядок и условия выпадения в осадок разных солей из таких природных растворов как морские воды не просто. Впервые еще в середине прошлого столетия Усилио пытался решить этот вопрос опытами с выпариванием средиземноморской воды и пришел к выводу, что соли выпадают в следующем порядке:  $Fe_2O_3 - CaCO_3 - CaSO_4 - NaCl - MgSO_4 - MgCl_2 - NaBr - KCl$ . Выпадение (прежде всего  $Fe_2O_3$  и  $CaCO_3$ ) началось лишь после того, как объем воды уменьшился примерно наполовину, выпадение  $NaCl$ , а затем и других легко растворимых солей — после того, как объем раствора сократился примерно до  $1/10$  первоначального.

Схематическое представление о концентрации раствора, при которой идет выпадение разных солей, дает рис. 125. В действительности порядок расположения в соляных залежах пластов разных солей сильно отличается от того, который должен был бы получиться при их выпадении по схеме Усилио. Это и естественно, так как последняя намечала лишь основную закономерность, которая изменяется рядом ука-

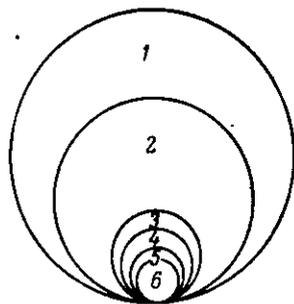


Рис. 125. Схема Иенеке, показывающая, какое количество морской воды (пропорциональное площади кругов) должно подвергнуться испарению для выпадения различных солей:

1 — испарение, кончающееся выпадением карбонатов; 2 — осаждением гипса; 3 — каменной соли; 4 — каменной соли и ангидрита; 5 — каменной соли и полигалита; 6 — магnezияльных и калийных солей

занных выше факторов. Изучение точных закономерностей выпадения солей было выполнено Вантгоффом, а позже уточнено у нас Курнаковым. Благодаря работам этих исследователей условия и последовательность выпадения солей из смешанных растворов установлены в настоящее время с большой точностью.

Для определения истинного порядка выпадения солей из растворов разного состава и в меняющихся условиях среды этих растворов разработаны особые «диаграммы физико-химических равновесий». Эти диаграммы позволяют учитывать влияние меняющихся условий температуры, давления, концентрации и состава солей и, таким образом, показывают порядок выпадения в осадок того или иного минерала. Они имеют огромное теоретическое и практическое значение, так как дают руководящие указания, необходимые при эксплуатации солевых богатств современных солевых водоемов, солевой состав которых не одинаков. Принято различать три основных типа солевых водоемов:

1) углекислый (карбонатный) тип с наличием в рассоле  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{NaHCO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ;

2) сернокислый (сульфатный) тип с наличием в рассоле  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{CaSO}_4$ ;

3) хлоридный тип с наличием в рассоле  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{CaSO}_4$ .

Еще Курнаков, изучая солевой состав современных соляных озер, выделил среди них два класса. Первый — сульфатный с преобладанием в рапе разнообразных сульфатов и второй — с господством хлоридов и наличием сульфата только кальция. Кроме того, он установил, что в результате катионного обмена между рассолом и алюмосиликатным илом, а также реакций между карбонатом кальция и соединениями магния сульфатные водоемы могут превращаться в хлоридные, резко обедненные свободным ионом  $\text{SO}_4$ , водоемы, в которых лишь кальций выделяется в виде сернокислого соединения, а калиевые, магниевые и натровые соли представлены только хлоридами. Это изменение было названо «метаморфизацией» рассола. «Метаморфизацией» водоемов объясняют и образование некоторых мощных соляных залежей, в частности калийных, в которых, в отличие от других месторождений, богатых разнообразными сульфатами, последние представлены только гипсом и ангидритом («бессульфатные месторождения») и в которых иногда присутствует доломит. В более редких случаях метаморфизация шла и в обратном направлении, повышая содержание сульфатных минералов.

### Главные типы солевых залежей и их происхождение

Предпосылки для образования солевых залежей. Первым источником солей являются горные породы, при выветривании которых освобождаются элементы, слагающие солевые минералы, к ним прибавляются вещества, поступающие из глубин при вулканических извержениях, но основными складами готового солевого материала являются соли, уже накопленные в океанических водах. Количество их огромно. Равномерно покрыв всю площадь Земли осадками солей, растворенных в океанах, мы получили бы пласт соли толщиной 42 м, в котором 47,5% солей пришлось бы на  $\text{NaCl}$ .

Для образования солевых залежей необходимо наличие двух основных условий:

1. Существования области с засушливым климатом. Такие области на Земле, видимо, всегда имелись, а в настоящую эпоху представлены двумя зонами, параллельными экватору, опоясывающими всю землю к северу и к югу от него между  $10^\circ$  с. ш. и  $55^\circ$  ю. ш. (см. рис. 19 и 128).

2. Присутствия в засушливой области замкнутых или почти замкнутых впадин, которые могут возникать в силу различных причин, причем

особенно крупные создаются в результате тектонических движений, которые могут приводить и к обособлению морского бассейна.

Для образования же мощных солевых залежей, кроме того, необходимо осуществление еще двух условий.

3. Длительного устойчивого и значительного погружения солеродной впадины.

4. Постоянного или периодического привноса в нее соленых вод.

Современные солевые бассейны имеют небольшие размеры и приурочены к платформенным участкам континентов. При наличии необходимых условий накопление солей возникает даже в областях, удаленных от моря на тысячи километров. Источники солевого материала здесь разнообразны. Он может возникать за счет выщелачивания солей из выветривающихся магматических или осадочных пород и накапливаться в равнинных областях если не пустынного, то все же сухого степного климата во впадинах, возникающих в результате усыхания речных долин, выдувания, карста и т. п. Если расход стекающих в эти впадины вод идет не за счет стока, а за счет испарения они засоляются и может начаться садка солей. В зависимости от характера выщелачиваемых пород и стадии засоления состав рапы, т. е. солевого раствора бывает разным (содовые, сульфатные, хлоридные озера и даже озера, осаждающие бораты). Озера этого типа широко распространены, например, в Западной Сибири (Кулундинская, Барабинские степи), в Забайкалье, Казахстане и др. Мощность их солевой залежи достигает иногда 6—7 м. Хлоридного состава озера, осаждающие гораздо более мощные (до 20—80 м) толщи солей, образуются там, где воды, выпадающие во впадины, питаются за счет размыва ископаемых соляных толщ, а площадь, занятая озером, находясь вблизи от поднимающегося соляного купола, медленно опускается. В таких именно условиях образовались известные хлорнатриевые соляные озера и залежи Эльтона, Баскунчака и др.

Во всех этих случаях образование и накопление солевых осадков возможно лишь в том случае, если принос обломочного материала вследствие сухости климата почти отсутствует и особенно если питание озер идет преимущественно подземными водами.

В более редких случаях питание озер солями осуществляется приносом их с морей ветром в мельчайших капельках воды и в виде тонкой пыли. По Кларку, таким путем из морей на сушу ежегодно переносится от 2 до 20 т соли на 1 км<sup>2</sup>. Так соленое озеро Самбхор (С.-В. Индия) площадью 5700 км<sup>2</sup>, находящееся в 400 км от моря, получает ежегодно до 3000 т морской воды. По Федченко «роса, выпадающая в прикаспийских степях, бывает иногда настолько солоня, что трава и жибитки кажутся покрытыми инеем».

Гораздо чаще соляные водоемы образуются в результате переноса солей из моря водой. Так идет накопление солей в многочисленных прибрежно морских озерах засушливого климата, отделенных от моря лишь песчаными косами. Их нагревающиеся и быстро выпаривающиеся воды получают пополнение за счет морских вод, поступающих в них по проливам или просачивающихся через рыхлые барьеры. Такого типа соляные озера, возраст которых иногда исчисляется всего несколькими тысячами лет, имеются, например, в немалом количестве на северном побережье Черного моря (Сакское и другие озера, примыкающие к большой Сивашской лагуне). Мощность их солевой залежи обычно не превосходит нескольких метров. Такие же озера имеются у побережий Азовского, Аральского и Каспийского морей.

Наиболее крупным и замечательным бассейном такого типа является Кара-Богаз-Гол, залив Каспийского моря глубиной 5—7 м (недавно еще 10—12 м), сообщающийся с Каспием узким проливом. Так как Кара-

Богаз не получает притока пресных вод и находится в резко засушливой области, приносимая в него опресненная каспийская вода, вносящая в него ежегодно сотни миллионов тонн солей, быстро выпаривается. Его уровень поэтому стоит на несколько метров ниже уровня Каспия, а концентрация солей превосходит каспийскую в 24 раза. Долгое время в нем выпадал (зимой) лишь мирабилит, растворявшийся летом. В результате ряда засушливых лет, понизивших уровень вод обоих бассейнов, в нем впервые начал отлагаться кроме того NaCl. В настоящее время в восточной и северной его частях залегает двухметровый солевой пласт, состоящий преимущественно из NaCl с примесью других солей. Бурение (до 40 м) показало, что за время отложения этой толщи Кара-Богаз-Гол три раза подвергался осолонению с выпадением солей примерно такого же состава. Нижняя солевая залежь лежит на олигоценовой породе. Прослой ила отделяет ее сверху от средней залежи, которая прослоем гипса и карбоната отделяется от современной.

Состав и обыкновенно очень небольшая мощность раствора (рапа) соленых озер колеблется в течение года, иногда он совсем высыхает. В зависимости от его состава, температуры и т. д. ежегодно выпадают прослой нескольких солей («новосадка»), которые в другие месяцы в том же году частично, а то и полностью растворяются. То, что остается нерастворившимся («старосадка»), покрываясь прослоем ила переходит в некотором смысле в ископаемое состояние и носит название «соляного корня», «корневой залежи» и т. п. Из минералов в озерных залежах наиболее обычны галит, мирабилит, тенардит, сода и др. Гипс встречается лишь в виде примеси, ангидрит редок даже в виде примеси. Залежей калийных солей, кроме одной маленькой, практически нет.

Смена в современных озерных залежах микрослоечков разного состава, отражающая годовую периодичность, как и смена более крупных пачек, отражающая тектоническую или крупноклиматическую периодичность придает им слоистое строение, которое часто позволяет выяснять время их образования и восстанавливать древнюю историю страны.

Так, например, изучая осадки Сакского озера в Крыму, слагающиеся (снизу вверх) из серого ила — 7 м, корневой соли — до 4,5 м, черного ила — 2,5 м, Дзенс-Литовский пришел к выводу, что образование соли, т. е. засушливый период, начался около 2150—2175 лет тому назад и продолжался 150—175 лет, после чего климат стал снова более влажным. Время образования соли подсчитывалось по годовым слоям соли, то более темным, то более светлым, в зависимости от влажности и исходя из средней мощности слоя соли, выпадающего ежегодно в самосадочных озерах. Время отложения черного ила подсчитывалось — как и в Черном море — по чередованию микрослоечков, обусловленных тем, что весной преобладает принос глинистого материала, летом — жизнедеятельность организмов, зимой — физико-химическое выпадение. Полученные выводы подтверждаются и археологическими данными.

Ископаемые залежи солей существенно отличаются от современных. Следы небольших озерных солевых отложений в древних породах очень редки. Это объясняется, вероятно, лишь тем, что они не могли сохраняться. Сохранившиеся крупные древние залежи также состоят из пластов микрослоистого строения, но обычно больших размеров. Они образуют крупные пачки, которые, ритмически повторяясь, слагают огромные толщи, занимающие площади до 100 тыс. км<sup>2</sup>. Эти залежи отличаются и своим составом — отсутствием или редкостью и незначительной мощностью слоев сульфатов Na (мирабилит и т. д.), содовых и других минералов и, с другой стороны, присутствием калийных солей и значительных толщ гипса и ангидрита. Последние обычно начинают серию солевых пород, а нередко образуют и самостоятельные крупные залежи, неизвестные среди современных осадков. Наиболее распростра-

нены и мощны в них толщи и прослой галита. Менее часто встречаются калийные соли, обычно слагающие верхнюю часть солевых толщ.

Общеизвестные схематические характеристики Северо-Германского цехштейнового бассейна и Верхне-Камского месторождения дают представление о составе и мощностях этих залежей.

В первом соленосная толща начинается слоями.

- |   |        |
|---|--------|
| 1. Базального ангидрита мощностью . . . . . | 2—15 м |
|---|--------|

Выше последовательно залегают:

- |                                      |          |
|--------------------------------------|----------|
| 2 Древняя каменная соль . . . . .    | 40—700 м |
| 3. Древняя калийная залежь . . . . . | 6—50 м   |

Эти слои, называемые «древней залежью», покрываются отложениями «молодой залежи»:

- |   |         |
|---|---------|
| 4. Серая соленосная глина, отмечающая этап прекращения<br>солеобразования . . . . . | 5—30 м  |
| 5. Главный ангидрит . . . . .   | 30—80 м |
| 6. Каменная соль . . . . .  | 40—50 м |
| 7. Калийная залежь . . . . .  | 5—10 м  |
| 8. Каменная соль промежуточная . . . . .  | 45—60 м |
| 9. Калийная залежь . . . . .  | 5—10 м  |
| 10. Соленосная глина и ангидрит . . . . .   | 30 м    |
| 11. Каменнач соль . . . . .   | 50 м    |

Таким образом, здесь четыре раза восстанавливались условия, приводившие к образованию мощных толщ галита, и три раза к образованию сохранившейся залежи калийных солей.

Соликамская залежь, отлагавшаяся с конца артинского века до конца Кунгурского, начинается:

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Глинисто-ангидритовой толщей, содержащей прослой карбонатных пород мощностью . . . . . | 350 м |
|---|-------|

Выше залегают:

- |   |           |
|---|-----------|
| 2. Серая калийная соль с ясными следами годовых слоев .                           | 250—400 м |
| 3. Сильвинитовая толща, сложенная калийными и калийно-магниевыми солями . . . . . | 20—100 м  |
| 4. Покровная каменная соль часто с прослоями глин и мергелей . . . . .            | 100—150 м |

Солевые залежи таких мощностей, к тому же сложенные периодически повторяющимися осадками солей разной растворимости, не могли возникать только в результате выпаривания одного бассейна хотя бы огромной глубины. Чтобы это стало очевидно, достаточно указать, что для отложения всего трех метров гипса необходимо полное высыхание водоема глубиной около 4200 м. Высказывавшиеся иногда предположения, что большие соляные залежи образовывались в морях глубиной до 20 км невероятны уже потому, что выпаривание — необходимая предпосылка образования соляной залежи — должно было бы идти в них исключительно медленно и не приводило бы к значительным результатам.

Первое более правдоподобное объяснение процесса их образования было дано Оксениусом («теория барров») и основывалось на явлениях, наблюдаемых в Кара-Богаз-Голе. Сущность этой гипотезы сводилась к следующему. Большой бассейн, расположенный в засушливой области, лишившийся свободного сообщения с океаном и постепенно выпаривавшийся, все же получал (как Кара-Богаз-Гол) известный приток соленой воды, которая в нем выпаривалась, что и делало возможным накопление больших толщ соли. Отложение солей иногда прерывалось вследствие возобновления более широкого притока нормальных морских вод и соответственного опреснения рассола. На этих этапах развития бассейна отложение солей временно сменялось отложением глин и доломитов, а после восстановления предшествовавших условий возобновлялось осаждение ангидритов, затем и других солей. Таким образом объяснялась

не только мощность, но и периодичное строение крупных солевых залежей (рис. 126).

В действительности дело обстояло, вероятно, несколько сложнее. В процессе выпаривания площадь первоначально огромного водного бассейна постепенно сокращалась, причем на обширных осушавшихся пространствах отлагались соли, находившиеся ранее здесь же в растворах, а в более глубоких впадинах бассейна сосредоточивались все более сгущавшиеся рассолы, из которых в соответствующей последовательности также выпадали соли. Одновременно соли, выпавшие на осушившихся пространствах, постепенно выщелачивались и переносились текучими водами в продолжавшие выпариваться впадины, концентрируя таким образом соли, первоначально рассеянные в водах не глубокого, но обширного бассейна, на маленьких участках сохранившихся впадин.



Рис. 126. Первая и вторая фаза образования соляной залежи, по теории Оксенюса

Огромная мощность многих залежей объясняется, таким образом, не фантастической глубоководностью солеродного бассейна, а концентрацией рассолов в устойчиво прогибавшихся участках, как известно, сопровождающих поднимающиеся горные цепи.

Огромная мощность многих залежей объясняется, таким образом, не фантастической глубоководностью солеродного бассейна, а концентрацией рассолов в устойчиво прогибавшихся участках, как известно, сопровождающих поднимающиеся горные цепи.

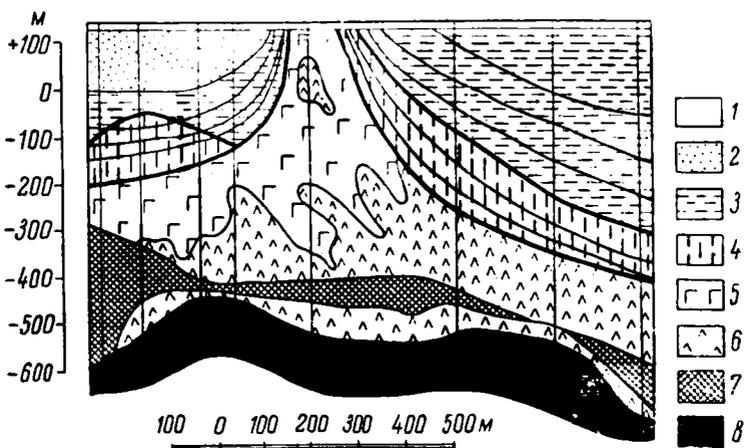


Рис. 127. Кусяпкуловский купол в Ишимбаевском Приуралье. По Страхову:

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные отложения; 3 — уфимские отложения; 4 — переходная толща; 5 — гипс; 6 — ангидрит; 7 — каменная соль; 8 — артыанские отложения

Из сказанного видно, что крупные солевые залежи возникали в тех случаях, когда расположенные в условиях засушливого климата обширные, но обычно неглубокие бассейны в результате тектонических движений лишались широкой связи с мировым океаном, которая лишь временами восстанавливалась, а затем и прерывалась окончательно, причем непременным условием накопления особенно мощных залежей всегда являлась их приуроченность к устойчиво опускающимся участкам Земли, т. е. обычно краевым прогибам поднимающихся горных цепей.

Различия в составе солевых залежей (см. разрезы соликамской и Северо-Германской цехштейновой залежей) обуславливаются либо первоначальными особенностями бассейнов, либо позднейшими процессами «метаморфизации» их рассолов (см. стр. 304).

Огромные мощности некоторых соляных залежей (до 3 тыс. м и более) объясняются, как известно, не только их отложением в прогибавшихся участках земной коры, но и солевой тектоникой. Солевые минералы, в том числе и ангидрит, обладают большой пластичностью, увеличивающейся с повышением температуры. Под влиянием тангенциального тектонического давления и отчасти неравномерной нагрузки сложенные ими породы выдавливаются в одних участках и концентрируются в других. Образующиеся таким образом огромные подземные купола, постепенно поднимаясь, приподнимают и иногда протыкают вышележащие толщи и выходят на поверхность (рис. 127, фото 183). Классификация солевых пород дается в табл. 31.

Таблица 31

Классификация солевых пород

Происхождение	Состав							
	Гипсово-ангидритовые	Сульфатно-натровые	Галитовые	Калийные	Другие галонидные и сульфатные	Нитраты и бораты	Содовые	
Преимущественно четвертичные	Озерные (материковые и прибрежные)	Редкие, незначительные	Сравнительно редкие	Нечастые, иногда значительные	—	Редкие, незначительные	Очень редкие, незначительные	Очень редкие, очень незначительные
Преимущественно древние	Морские	Обычные. Большие толщи	Редкие. Незначительные	Сравнительно частые. Большие толщи	Редкие. Значительные	Нередкие. Значительные	—	—

### Распространение

Крупные месторождения солей связаны преимущественно с главными тектоническими этапами жизни Земли, с периодами кембрийским, но

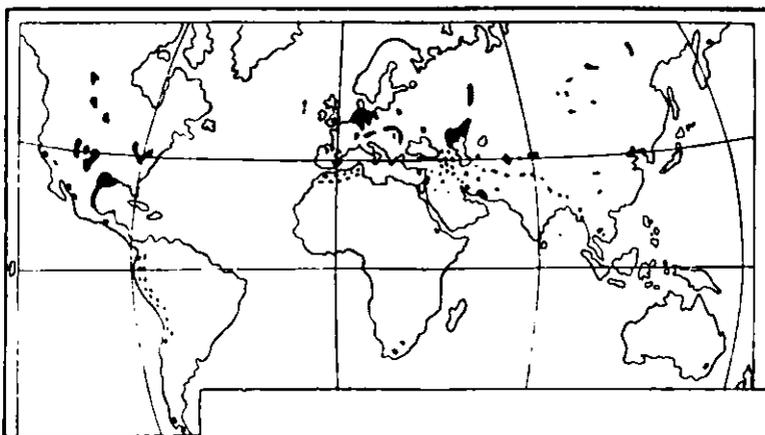


Рис. 128. Карта распространения главнейших ископаемых соляных месторождений и соленосных отложений. По Лотце.

особенно пермским и третичным. Мощные залежи известны также в силуре, девоне, триасе и частью в юре. Наиболее бедны ими каменноугольный и меловой периоды. В кембрии мощные залежи известны

в Якутии, Восточной Сибири, Пакистане, Иране. В силуре — в Северной Америке. В девоне мощные залежи, в том числе калийных солей, открыты глубоким бурением в западной части Русской платформы. В перми образовались крупнейшие залежи, тянущиеся вдоль всего западного борта Урала, в Прикаспийской низменности и в Донбассе. В перми же образовались крупнейшие залежи Западной Европы (Северо-Германская и другие), а также в Северной Америке. В триасе — в Западной Европе, Северной Америке, Китае. В третичное время — в Прикарпатье и Закарпатье, Закавказье, Прикаспийском районе, Средней Азии, Западной Европе, Турции, Ираке, Иране, Пакистане, Северной Америке (рис. 128).

### Методы изучения

Соли изучаются преимущественно не геологами и петрографами, а химиками и физиками в специальных учреждениях (Институт галургии и др.) с применением химических анализов, физико-химических методов и, в частности, с помощью диаграмм физико-химических равновесий, разработанных Курнаковым.

Гипс, ангидрит, в меньшей степени и другие соли изучаются также в шлифах. Изготавливать последние необходимо с особыми предосторожностями. При изготовлении шлифов гипса надо избегать нагревания, при котором он переходит в полугидрат. При изготовлении шлифов более легко растворимых солей, воду заменяют глицерином или керосином, чтобы предупредить растворение.

Ознакомившись с общим характером солей и условиями их образования, рассмотрим кратко главные породы этой группы.

### Гипс и ангидрит

Минеральный состав гипса и ангидрита определяется их названиями. Химические анализы их (табл. 32, по Татаринovu) показывают, что они отличаются большой чистотой. Обычными сингенетическими примесями в них являются доломит, солевые минералы, органическое вещество; реже сульфиды и окислы железа, а также газы. Песчаная и глинистая примеси редки. В пластах гипс обычно мелкозернистый; белые разности его иногда называют алебастром.

Таблица 32

	1	2	3	4	5	6	7
CaO	32,5	31,73—35,39	32,77—33,62	33,10	32,81	31,84	30,84—32,69
SO <sub>3</sub>	46,6	44,49—47,51	45,36—46,50	46,37	46,39	44,00	38,09—44,79
H <sub>2</sub> O	20,9	19,06—20,92	17,73—19,98	19,75	19,91	20,58	17,70—19,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,08—0,30	0,1—2,0	0,44	0,27	0,07—0,78	0,37—0,61
SiO <sub>2</sub>	—	0,06—0,78	0,0—1,0	0,05	0,58	0,04	0,84—5,78
MgO	—	—	Следы—0,63	0,20	0,63	0,08	0,47—2,39
CO <sub>2</sub>	—	—	1,14—1,54	—	—	—	—

1 — теоретический состав гипса; 2 — Северный край, Звонское месторождение; 3 — Башкирская АССР, Охлебинино; 4 — Северный Кавказ; 5 — Донбасс, Артемовское месторождение; 6 — Татарская АССР, Камское устье; 7 — Сталиногорск.

Гипс, выделяющийся в виде небольших желваков и жил в трещинах и пустотах различных пород или в результате замещения карбонатных пород, представляет ксеногенную разность, аналогичную «кремням» силицитов. Он встречается в этом случае в виде отдельных больших и маленьких идиоморфных кристаллов, пластинчатых форм, напоминающих слюду; в трещинах — в виде волокнистых разностей (селенит), в виде сферолитов, иногда крупных размеров, и мелкозернистых скопленений разнообразной формы и величины. Цвета гипса и ангидрита обычно

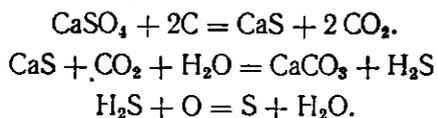
чистые: белый, розовый, красный, желтоватый, голубовато-серый, но иногда и темные.

Гипс легко отличается макроскопически от ангидрита по мягкости (чертится ногтем). В шлифе обе породы легко различаются, причем часто наблюдается переход ангидрита в гипс, а также следы других изменений этих неустойчивых пород (фото 176, 53, 52).

Ангидрит выпадает из чистого раствора при температуре выше 66°, а при наличии в растворе NaCl и особенно MgCl<sub>2</sub> уже при 30° и даже 25°. При более низких температурах должен выпасть гипс. Однако, так как выпадение CaSO<sub>4</sub> происходит обычно из соленых вод, богатых хлоридами, которые отнимают воду у водного сернокислого кальция, надо думать, что большая часть залежей CaSO<sub>4</sub> выпадает первоначально в виде ангидрита. Приблизившись в результате процессов денудации к поверхности Земли (около 150 м), залежи ангидрита начинают гидратизироваться и переходят в гипс, увеличиваясь в объеме на 60%, что может вести к образованию в породе текстур смятия и наоборот, попадая на значительные глубины, гипс переходит в ангидрит (фото 119).

Гипс и ангидрит легко выщелачиваются подземными водами (1 часть гипса растворяется при 18° в 386 частях воды, при 38 и 53° соответственно в 368 и 375 частях воды). При благоприятных условиях в карбонатных породах, промываемых сульфатными водами, а также при действии на известняки сероводорода сульфаты кальция растут за счет карбонатов, как бы разъедая и поглощая их (фото 176). Таким путем возникли некоторые месторождения гипса.

Разложение гипса и ангидрита под влиянием органического вещества и, вероятно, бактерий ведет к образованию сероводорода, связанных с ним сероводородных лечебных вод и залежей серы. Согласно Бишофу, реакция эта идет по уравнениям:



Гипотеза Бишофа встречает возражения со стороны многих исследователей, считающих, что образование серы в результате окисления сульфатов идет еще на дне бассейна и что в нем руководящую роль иг-

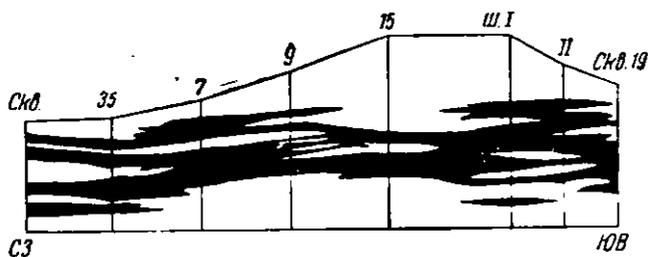


Рис. 129. Схема залегания пластов гипса (показаны черным) на Артемовском месторождении, Донбасс. По Викуловой.

рают серные микроорганизмы. Вероятно, все же значительная часть месторождений серы образовалась в результате разложения гипсовых толщ. Имеются указания, что крупные месторождения серы связаны с поствулканическими процессами.

Условия образования гипса и ангидрита, их легкая изменчивость и способность к передвижению определяют своеобразную форму залегания гипсо-ангидритовых пород, вздувающихся в мощные линзы, выклинивающихся и переклинивающихся со слоями галита, доломитов, реже известняков, глин и песков (рис. 129).

Практическое применение гипса и частью ангидрита разнообразно. Он используется в строительном деле (цемент, штукатурка), в медицине, в скульптуре, для удобрения, для приготовления сернокислого аммония, серной кислоты, для различных поделок и т. д.

### Каменная соль (галитит)

Основным компонентом каменной соли является галит (см. главу V). Как и другие соли, она отличается чистотой состава, но иногда содержит и примеси. Химические анализы ее приведены в табл. 33.

Таблица 33

	1	2	3	4	5	6
NaCl	90,50	97,81	97—98,2	75,2—83,5	70,04	91,55
KCl	—	Нет	—	Нет	Следы	—
MgCl <sub>2</sub>	2,17	0,14	Нет	0,74—0,36	—	—
MgSO <sub>4</sub>	0,47	Нет	0,01—0,09	—	—	—
CaCl <sub>2</sub>	—	0,11	Нет	0,12—0,21	1,22	0,58
CaSO <sub>4</sub>	1,49	1,20	0,70—1,14	1,15—1,06	7,20	1,12
H <sub>2</sub> O	3,51	0,42	0,09—0,18	8,64—4,32	6,34	—
Нераств. остаток	—	0,29	0,60—1,60	13,29—10,31	15,18	1,79
Битумы	—	—	0,02—0,03	—	—	—
	98,14	99,97	—	—	—	—

1 — нижний слой соли озера Эльтон; 2 — Славяно-Бахмутское месторождение (пермь), Брянцевский пласт с тонкими годовичными прослойками глины; средний состав; 3 — Шумковское месторождение Уральской обл. (нижняя пермь); 4 — Нахичеванское месторождение (миоцен); 5 — Усольское месторождение близ Иркутска (кембрий).

Макроскопически каменная соль слагается обычно крупными или даже очень грубыми зёрнами галита, образуя иногда сплошные массы. В других случаях, при наличии примесей, она обладает хорошо выраженной тонкой слоистостью. Иногда она сильно пориста или рыхла. Цвет чисто белый, реже красный, розовый, желтый или синий, иногда темно-серый. Образует линзы, пласты и колоссальные штоки (соляные купола).

### Карналлит

Карналлит, обычно также крупно- и грубозернистый (с диаметром зерен от нескольких миллиметров до 6 см), макроскопически отличается от галитита ярко-красной или оранжево-желтой окраской, обусловленной присутствием тончайших иголок гематита (Разумовская). Реже карналлит бесцветен. Из примесей он содержит обычно много галита, часто газы. Характерен горький жгуче-соленый вкус. Легко поглощает влагу и расплывается. Представление о его составе в Верхнекамском месторождении дают анализы, приведенные в табл. 34 (по Иванову).

Таблица 34

	1	2
KCl <sub>2</sub>	27,6	23,5
MgCl	29,4	26,4
NaCl	8,7	20,3
CaSO <sub>4</sub>	0,8	0,5
Нераств. остаток	0,7	0,2
H <sub>2</sub> O	32,7	29,9

1 — карналлит темный; 2 — карналлит светлый хрупкий

Практическое значение калийных солей для земледелия, химической промышленности, военного дела достаточно известно.

## КАУСТОБИОЛИТЫ (ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ И ИСКОПАЕМЫЕ УГЛИ)

### Общие сведения

Каустобиолиты («каустос» — горючий; «биос» — жизнь, «литос» — камень) занимают особое место среди осадочных пород, так как они являются продуктом не разложения ранее существовавших пород, а продуктом жизнедеятельности организмов, создающих совершенно новое вещество из газов атмосферы и воды за счет энергии солнца.

Изучение их ставит особые задачи, требует особых приемов и уже выделилось в самостоятельную науку «углепетрографию и углегеологию», которая излагается в особых курсах. Поэтому здесь даются лишь самые краткие сведения об этих породах — лишь для связи с другими осадочными породами.

Исходным материалом для их образования является растительное вещество, слагающееся в основном из клеточной ткани и в небольшой степени из спор (фото 184), кожицы (кутикулы) преимущественно высших растений и их смолистых выделений. В некоторых горючих (битуминозных) породах исходным материалом являются преимущественно тела мелких животных организмов и частью низшие растения.

Среда, в которой происходят изменения органического вещества, превращающие его в ископаемую горючую породу, оказывает решающее влияние на характер образующейся породы. При обильном доступе кислорода органическое вещество полностью окисляется и исчезает, переходя в газы (истлевание). При затрудненном доступе кислорода сохраняется небольшой остаток — «перегной», окрашивающий вмещающие породы в темные цвета. Если доступ кислорода скоро прекращается (обилие влаги, застойная вода), большая часть органического вещества сохраняется, переходя в торф и далее в «гумусовые угли» (оторфованье). Если органическое вещество (водоросли, мелкие животные) накапливается под застойной водой без доступа кислорода, оно подвергается медленному разложению или «гниению», восстанавливается, обогащается водородом и переходит в битум или сапропель (что значит — гнилой ил) — материнское вещество некоторых углей, горючих «сланцев» и нефтей.

В зависимости от состава исходного материала и условий среды его накопления, которые определяют облик и практические свойства образующейся породы, каустобиолиты можно разделить на три группы:

1. Сапропелиты — образующиеся за счет тел животных и низших водорослей в водных бассейнах, лишенных доступа кислорода, и часто содержащие значительную примесь глинистого или иного минерального материала (горючие сланцы и некоторые угли).

2. Гумусовые породы, образующиеся за счет высших растений при временном доступе кислорода (торф и разные типы ископаемых углей).

3. Липтобиолиты, слагающиеся лишь наиболее устойчивыми частями растительного вещества (кутикула, т. е. кожица, смолы и т. д.), которые сохраняются даже при энергично протекающих процессах окисления. Сюда принадлежат некоторые своеобразные и редкие типы углей, как «листоватые угли» Подмосковского бассейна, состоящие целиком из прекрасно сохранившихся кутикул, ткибульские смоляные угли, загорающиеся от спички и ярко горящие коптящим пламенем, янтарь и др. — образования сравнительно редкие, которые поэтому в дальнейшем здесь и не рассматриваются.

## Сапропелиты

### Современные сапропелиты

Современные сапропелиты называют «сапропелями» или «гиттией». В современных залежах они с поверхности полужидкие, глубже несколько обезвожены, киселеобразны, а внизу переходят в однородную массу, режущуюся ножом (сапроколлы). Они образуются на дне озера с застойной водой за счет водорослей, мелких планктонных и бентонных животных, кишасших<sup>1</sup> в воде инфузорий, дафний, личинок насекомых, червей, иногда также крупных рыб и других животных или их экскрементов. Осадки сапропеля часто обладают четкой годовой микроструктурой, позволяющей подсчитывать время их образования. Сапропели широко распространены в современных озерах, в частности в Европейской части СССР.

Они добываются и используются для получения смол, газа, масел, а также для удобрения и в медицине (лечебные грязи).

### Горючие сланцы

Из ископаемых сапропелитов наиболее распространены так называемые горючие сланцы<sup>2</sup>, представляющие твердую темную, обычно тонкослоистую, часто плитчатую породу, легко загорающуюся и издающую резкий запах жженной резины. Они состоят обычно на 50% из горючего вещества, часто представленного остатками водорослей, расплывающимися в однородной разложившейся массе, а в остальной части из неорганического, преимущественно глинистого или карбонатного вещества, в том числе скелетных остатков организмов. Происхождение их иногда пресноводное, но преимущественно морское. Они известны с кембрия: слагают у нас, как и за рубежом, значительные толщи. К ним относятся диктионемовые сланцы и куккерсит Прибалтики, девонский доманик, юрские горючие сланцы Поволжья и многие другие толщи.

Используются они вследствие зольности преимущественно не в качестве непосредственно идущего в дело топлива, а перегоняются на газы, нефтепродукты, смолы, лечебные препараты.

### Сапропелевые угли

К сапропелитам относят и некоторые сравнительно редкие типы углей (богхеды и кеннели), по происхождению и составу горючей части довольно близкие к горючим сланцам, но отличающиеся малым количеством золы и используемые непосредственно как топливо. Они известны среди подмосковных и некоторых сибирских углей.

### Гумусовые каустобиолиты

Гумусовые каустобиолиты образуются в основном за счет наземных растений, преимущественно болотных как мелких (мхи и др.), так и древесных. Превращение растительного целлюлозно-лигнинного вещества в гумусовое совершается в среде с затрудненным доступом кислорода как в чисто континентальных заболачивающихся озерах (лимнические бассейны), так и в болотах, вытягивающихся вдоль морских берегов и иногда заливаемых морскими водами (паралитические бассейны). Кроме месторождений углей, образовавшихся на месте произрастания растительности (автохтонных), прежде придавали большое значение крайне

<sup>1</sup> В литре прудовой воды близ Ленинграда было подсчитано 720 000 одних только коловраток.

<sup>2</sup> В действительности эти породы не сланцы, а нормальные микроструктурные и потому часто плитчатые породы, не подвергавшиеся никакому метаморфизму. Однако в применении к ним этот термин настолько укоренился, что он сохранен и здесь.

редким, если не сомнительным случаям образования углей в морских бассейнах за счет принесенного с суши материала (аллохтонные месторождения).

### Торф

В процессах гумификации, идущей в указанных выше условиях, растительный материал, переходя через несколько стадий изменения, постепенно превращается в ископаемые угли разной степени углефикации. В первой стадии идет разложение растительного вещества под действием биохимических процессов. Она заканчивается переходом его в торф — еще не уплотненный рыхлый осадок, сохраняющий ясные остатки мало измененных растительных тканей.

Тип торфа в основном определяется характером исходного материала и условиями среды. Запасы торфа на Земле и в частности в Советском Союзе очень велики, его эксплуатация играет немалую роль в электрификации нашей страны.

### Угли

На второй стадии вещество торфяников перекрывается все возрастающей толщей осадков, и на его химические изменения начинают влиять новые факторы — давление вышележащих толщ, а затем и повышение температуры. Материнское вещество разлагается все более до полного исчезновения следов первоначального строения. Оно спрессовывается, превращаясь в массивный камень. Одновременно и постепенно в нем уменьшается содержание кислорода и водорода и все более возрастает процентное содержание углерода (обуглероживание или углефикация). Разный ход этого процесса и разные его этапы приводят к образованию различных типов углей.

Для того чтобы их различать, надо познакомиться с составными частями углей — продуктами разложения растительных тканей, которые заметны частью макроскопически, а частью лишь в шлифах и которые впервые достаточно точно были выделены и описаны (Стопс) лишь в 1919 г.

В состав растительных тканей, как уже говорилось, входят такие прочные, почти не разрушающиеся компоненты как смолы, споры, кутикула (кожица) (фото 184), которые встречаются и в других породах и легко поддаются определению (см. стр. 143). Однако основная масса углей слагается обычно лигнинно-целлюлозной тканью растений или продуктами ее изменения.

Ее клеточное строение прекрасно сохраняется в той форме ее изменения, которая часто не отличима от обычного мягкого, мараящего руки древесного уголька черного с шелковисто-матовым изломом. В шлифе эта разность, получившая название *фюзена*<sup>1</sup> (фото 185), также имеет вид растительной ткани, так как непрозрачные стенки клеток четко очерчивают их контуры. Превращение растительной ткани в *фюзен* осуществляется в условиях временно достаточного доступа кислорода (обугливание) и его присутствие имеет таким образом генетическое значение<sup>2</sup>.

*Ксиленом* называют растительную ткань, уже подвергшуюся некоторому разбуханию клеточных стенок с присоединением молекул воды (остудневание), но с еще достаточно хорошо сохранившимся клеточным строением.

*Витреном* (от *витреус* — стеклянный) называют растительные ткани, подвергшиеся полному остудневанию и превратившиеся в бесструктурную однородную коллоидальную массу. В проходящем свете

<sup>1</sup> *Фюзен* по французски — уголек, обточенный в виде палочки для рисования.

<sup>2</sup> *Фюзен*, т. е. обугленная древесина, как и споры, хорошо сохраняется и встречается в виде обрывков и в других породах.

в шлифе витрен имеет красно-бурую окраску. Макроскопически витрен имеет вид хрупких блестящих полос с раковистым стекловатым изломом. Между ксиленом и витреном имеются все переходы. Клареном (от слова кларус — светлый) называют полублестящие компоненты углей, которые в основной бесструктурной прозрачной витреновой массе содержат примесь спор, кутикул, смол и измененной древесины. Дюреном (от слова — дурус — твердый) называют наиболее прочный, вязкий компонент углей, состоящий в основном из мелких наиболее устойчивых «форменных» элементов — спор, кутикулу смоляных телец, иногда фюзена, сцементированных основной бесструктурной гелефицированной массой.

Обломочная примесь в углях редка, глинистая — обычна. Характерной аутигенной примесью являются обильные крупные и мельчайшие выделения пирита и марказита и нередко конкреции сидерита. Следует отметить, что в углях часто наблюдается значительная концентрация редких элементов.

Описанные компоненты углей, слагая угли целиком или чередуясь между собой, определяют их основные свойства и макроскопический облик: цвет, твердость, блеск, излом, текстуру. Вместе с тем они дают указания на изменявшиеся условия среды во время образования углей и, следовательно, на условия их образования.

Углететрографические классификации углей основываются либо на составе их исходного материала (водоросли, кутикулы и т. д.), либо на их составных частях (клареновые, фюзеновые и т. д.), либо на свойствах, обусловленных чередованием последних (однородные, штриховые, полосчатые, блестящие, полублестящие, матовые).

Основная генетическая классификация углей была уже дана на стр. 313. Позже эта классификация была уточнена Наумовой, различавшей типы углей, определяемые более мелкими колебаниями условий среды отложения. В промышленных классификациях большую роль играет стадия развития угольного пласта, т. е. степень его углефикации. Увеличение углефикации сказывается в уменьшении прозрачности, повышении однородности, блеска и твердости.

Не касаясь деталей этой классификации надо отметить, что по степени углефикации угли разделяют на: 1) бурые, 2) каменные и 3) антрациты.

Степень углефикации, как правило, тем сильнее, чем древнее уголь. Однако не меньшее влияние на нее оказывает и тектонический характер области углеобразования. Так палеозойские угли платформы часто остаются на стадии бурых углей, тогда как в тектонических областях даже молодые угли обнаруживают высокую степень углефикации.

Изучение углей. При изучении углей и их месторождений обычно большое внимание уделяется и петрографическому изучению вмещающих их пород (обычно песчаных и глинистых) и давно подмеченной периодичности в строении угольных месторождений и самих угольных пластов. Такое изучение позволяет выяснить условия среды, в которой шло их образование (смена морской среды осушением, размыв, отложение русловых песков, глин, заболачивание, образование торфяников, возврат морских прибрежных условий и т. д.). Кроме того, оно облегчает стратиграфические сопоставления и выяснение возрастных соотношений между отдельными пластами и тем самым позволяет подходить на научной основе к поискам и разведке углей.

Сами угли изучаются в шлифах. Последние изготавливаются по особой методике, позволяющей получать вполне прозрачные шлифы, в которых легко определяются их основные компоненты, различимые не только по их форме и строению, но также по их цветам. Большую роль в их изучении играют также химические анализы и технологические испытания.

Распространение углей. Во времени угольные залежи распределены неравномерно. По Степанову, в геологической истории было три этапа максимального углеобразования. Первый приурочен к карбону и перми, второй — значительно меньший — к юре и третий — самый мощный — к третичному периоду. Изучая распределение на Земле известных угольных месторождений, Степанов подметил и более точные закономерности, которые он сформулировал в учении «о поясах и узлах угленакопления».

В Советском Союзе известно большое количество крупнейших месторождений угля, по запасам которого он стоит на втором месте (после США).

## ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ, КАК СОБИРАТЕЛИ ЦЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ. СМЕШАННЫЕ ПОРОДЫ

### ПОРОДЫ, ОБОГАЩЕННЫЕ ЦЕННЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ. МЕДИСТЫЕ ПОРОДЫ

В предыдущих главах были рассмотрены главнейшие осадочные породы и широко распространенные и более редкие, но важные своими практическими свойствами. Не рассмотренными остались лишь лед, образующий в высоких широтах и на горах пластовые залежи и нефть, которую не все считают осадочной породой. Это объясняется тем, что ни лед, ни нефть не являются объектом петрографического изучения при обычных геологических работах. Они изучаются в особых науках, с иных точек зрения и иными методами, чем осадочные породы.

Вместе с тем нельзя оставить без упоминания редкие случаи, когда те или другие осадочные породы содержат хотя бы незначительные в количественном отношении (1—10% и меньше) примеси ценных минералов или элементов как медь, свинец, цинк, никель, хром и другие, давно известные и иногда добываемые из осадочных пород. В последнее время, кроме того, получили большое значение встречающиеся в еще более ничтожных количествах, но еще более важные примеси как элементы урановой группы, ванадий, германий, галлий и др. Эти примеси, превращая породу в руду редкого элемента, не изменяют состава свойств и названия самой породы. Изучение таких пород с точки зрения их рудности не входит в задачу настоящего учебника, посвященного ознакомлению лишь с первыми основами науки об осадочных породах.

Из большого числа таких элементов-примесей, придающих новое содержание и значение вмещающей породе, мы остановимся в качестве примера лишь на одном — меди, так как она образует наиболее значительные (обычно от 0,5 до 5%, но в редких случаях и до 30%) примеси в осадочных породах. Примеси меди, превращающие породу в медную промышленную руду, встречаются в разных осадочных образованиях иногда карбонатных, но обычно сложенных чередующимися пластами песков, алевроитов, глини и мергелей. Породы, обогащенные медью, залегают обычно в виде пластов, протягивающихся иногда на сотни километров. Особенно часто они привязаны к красноцветным толщам, цвет которых, как всегда, обусловлен выделениями окисного железа, но и в этих толщах избегают красных слоев, концентрируясь в серых и зеленовато-серых прослоях, в которых железо отсутствует или находится лишь в небольших количествах в виде закисных минералов — хлоритов или шамозитов. Такое распределение их вполне понятно, так как в отличие от железа окисные соединения меди более растворимы, чем закисные. Не обязательной, но характерной особенностью меденосных слоев является значительное количество растительных остатков, присутствие которых создает и поддерживает восстановительный характер сре-

ды. Выделения меди имеют форму либо мельчайших и тончайших рассеянных частиц, либо составляют часть цемента, либо имеют вид отдельных более крупных выделений. Они представлены преимущественно халькозином, затем борнитом, халькопиритом, а также карбонатными соединениями меди.

Обогащенные медью породы, называемые условно «медистыми песчаниками», встречаются в геосинклинальных областях, а еще чаще во впадинах платформ нередко протягивающихся вдоль горных цепей, но иногда удаленных от выходов магматических пород на сотни километров.

Медные месторождения этого типа иногда рассматривались как образования эндогенные гидротермальные. Однако перечисленные их особенности и обычное отсутствие связи с интрузиями заставляют считать большую их часть нормально осадочными образованиями. Первичным источником меди этих месторождений были продукты выветривания поднявшихся магматических массивов. Перенос меди мог происходить в виде мельчайших продуктов механического раздробления, в коллоидальных и в ионных растворах и, вероятно, в значительном количестве в адсорбированном состоянии в глинистом и мергелистом материале. Осаждение могло происходить либо механическое, в том числе вместе с материалом адсорбировавшим медь, либо химическое, возможно иногда при участии бактерий или при обилии органического вещества в результате перехода окисных соединений в менее растворимые закисные.

Примерно такими же путями осуществлялось обогащение осадочных пород и другими упомянутыми выше еще более редкими элементами.

Медистые месторождения описанного типа известны у нас и эксплуатируются в Приуралье, где их материал сносился с поднимавшегося Урала, в Донбассе, на Мангышлаке, в Фергане, Таджикистане, Минусинском крае, на Лене.

## СМЕШАННЫЕ ПОРОДЫ

### Общие сведения

Все осадочные породы в той или иной мере — образования смешанные. Совершенно однородных «чистых» пород нет. Уже небольшая примесь к породе может существенно изменить ее свойства, но еще не превращает ее в другую породу. О наиболее обычных примесях к разным породам упоминалось при описании последних. Иное приходится сказать об образованиях, являющихся смесями хотя бы только двух, тем более трех и более компонентов, если они присутствуют в более или менее равных количествах. Такие смешанные породы не могут быть отнесены ни к одной из описанных ранее основных групп пород, от которых они отличаются по составу, практическим свойствам, а часто и по происхождению.

Описанию, номенклатуре и классификации главнейших из них необходимо отвести несколько страниц, отметив прежде всего, что по способу смешения материала можно различать три типа смешанных пород. В первом случае порода представляет равномерную и однородную смесь слагающих ее материалов. Во втором случае смешение осуществляется чередованием тонких (иногда доли миллиметра) микрослоечков или линзочек разного состава. В третьем случае в породе однородного или смешанного состава беспорядочно распределены обильные выделения или расплывающиеся комочки иного состава.

### Два типа смешанных пород. Способы различения и описания смешанных пород

Изучение смешанных пород привлекло к себе внимание сравнительно недавно, когда стало выясняться, что некоторые из них имеют суще-

ственное практическое значение. Среди смешанных пород наиболее распространены и наиболее важны две группы: 1) смеси обломочных пород (псефитовых, песчаных, алевритовых) и глинистых, 2) смеси карбонатных (известняки и доломиты) и глинистых пород. Первая группа играет огромную роль в вопросах инженерной геологии и гидрогеологии и отчасти как минеральное сырье; вторая имеет большое значение в промышленности. В обеих группах уже сравнительно давно стали выделять некоторые смеси как особые породы под названиями: в карбонатных породах — «мергели», в обломочных — «супеси» и «суглинки», причем делалось это вначале очень субъективно, без точного определения относительного количества слагающих породу компонентов.

Однако вскоре стало невозможным обходиться такими неопределенными терминами. В специальных комиссиях и на совещаниях разных учреждений стали разрабатываться схемы более точной и единой классификации и номенклатуры этих пород. Наибольшее внимание привлекала к себе группа рыхлых песчано-глинистых пород, играющих огромную роль в почвоведении, гидрогеологии, инженерной геологии. При этом прежде всего вставали вопросы: 1) каких размеров зерна надо рассматривать как отдельные компоненты пород (например: 1—0,1; 0,1—0,01 или 1—0,25; 0,25—0,05; 0,05—0,01 и т. д.), 2) какие комбинации намеченных компонентов следует рассматривать, как самостоятельные породы, 3) как называть выделенные таким образом «породы». В начале при этом иногда различались лишь два компонента, одним из которых были частицы меньше 0,01, а другим — все остальные размеры. Таким образом классификация строилась на основании процентного содержания в смеси пелитового (< 0,01 мм) материала. Примером составленных таким путем классификаций может служить приводимая ниже схема номенклатуры рыхлых осадочных пород Института геологической карты (теперь ВСЕГЕИ).

Порода	Содержание частиц диаметром 0,01 мм, %
Песок . . . . .	до 5
Глинистый песок . . . . .	5—10
Супесь грубая . . . . .	10—20
Супесь тонкая . . . . .	20—30
Суглинок грубый . . . . .	30—40
Глина грубая . . . . .	50—60
Глина тонкая . . . . .	60

Недостатком таких схем (не говоря о том, что они остались несогласованными) было то, что они основывались на учете лишь двух компонентов, тогда как природные смешанные породы представляют смеси большого числа компонентов. Для устранения этого недостатка и для большей объективности при выделении типов смесей несколько исследователей одновременно воспользовались диаграммой равностороннего треугольника, который и ранее использовался для классификации и сопоставления смесей. В стремлении к максимальной детализации треугольник был разделен ими не на 5—6, а на 23 и даже на 34 поля, которые должны были представлять 34 самостоятельные породы и соответственно получить особые названия. Названия эти составлялись из трех слов, представляющих трех (иногда четырех) терминов (песок, алеврит, глина и суглинок). Число этих терминов увеличивалось прибавлением к ним суффиксов «-овый», «-истый» (например: алеврит, алевритовый, алевритистый и т. д.). Комбинируя эти термины, можно было получить достаточное количество названий для обозначения всех вы-

деленных пород. Ясно, однако, что существование 34 почти одинаковых громоздких названий (например «песчано-алевритовый суглинок», «песчано-алевритистый суглинок», «пелитисто-алевритистый суглинок» и т. д.) делало невозможным использование этих схем. Трудность запомнить смысл и содержание этих терминов увеличивалась тем, что было опубликовано несколько схем, крайне похожих одна на другую, но не одинаковых, которые поэтому и не нашли себе применения.

Аналогичные затруднения и вопросы возникли при изучении смесей карбонатных пород. Прежние исследователи (Ноинский и др.), имея дело со смешанными известково-доломитовыми или глинисто-известковыми породами, устанавливали условные границы между группами смесей, которые они считали полезным выделять, обозначая их терминами, аналогичными тем, которые приводились здесь для смесей обломочных пород. Для смесей, содержащих примерно одинаковое количество глины и карбонатов (безразлично — доломита или известняка), уже давно применяется неопределенный термин «мергель». В некоторых случаях при классификации этих пород их разделение на разновидности производилось не механически пропорционально увеличению примеси, а с учетом практических свойств смесей (Муратов и др.). Для классификации их Вишняковым был применен в несколько измененной форме также и метод треугольника. Благодаря отсутствию лишней детализации и удачной компоновке схема Вишнякова нашла частично применение на практике. Все же, как думает автор, вопрос о совершенно точном и объективном обозначении смешанных пород, состоящих из любого числа компонентов, рыхлых и цементированных, может решаться проще, без сложных схем. Последнее особенно важно, так как, во-первых, единомыслие в выработке их, по-видимому, недостижимо, во-вторых, схемы не могут дать вполне точной характеристики породы, в-третьих, они невозможны для классификации пород, состоящих из четырех, пяти и более компонентов.

Когда состав породы точно определен, т. е. в тех случаях, которые только и учитываются в любой из схем, обозначения смешанной породы целесообразно составлять следующим образом.

1. Вначале пишется название того компонента, который является наиболее обильным в определяемой породе (например, «песчаник», «песок», «доломит», «глина» и т. д.), затем остальные составные части в порядке убывания их процентного содержания «алевритовый», «глинистый» и т. д.).

2. Непосредственно за каждым названием компонента в скобках пишется цифрой его процентное содержание, например: песок (60), алевритовый (40). Это устраняет необходимость каких-либо пояснений, заголовков и дает совершенно точное определение породы.

3. Для наглядности характеристики названия компонентов желательно выражать прилагательными с разными суффиксами — «овый» или «аный» для наиболее обильной, «истый» для более редкой и при помощи предлога «с» (или «с примесью») для очень редкой примеси.

В тех немногих случаях, когда для обозначения количества примеси применение этих суффиксов по законам языка неудобно, суффиксы можно заменять словами «с обильной, с небольшой и т. д. примесью». Особая точность или даже единообразие в этих обозначениях не имеют значения, так как состав породы точно указывается цифрой. Лишь ориентировочно можно рекомендовать для обозначения компонентов, присутствующих в количестве более 30%, суффикс «-овый», в количестве 10—30% — суффикс «-истый» и менее 10% — предлог «с».

Этот способ обозначения пригоден для всех смешанных пород. Дополнительные вопросы, связанные с его применением для обозначения особо сложных примесей, были изложены в статье автора.

## Смеси обломочного материала и глины

### *Суглинки, лёсс. Лёссовидные породы*

Типичным примером смешанных пород первого типа является моренный суглинок, состоящий из пелитовых, алевроитовых, песчаных, псефитовых зерен и химически выпавших минералов. Говоря о нем стоит отметить, что термин «морена» нельзя употреблять, как это иногда делается, для обозначения породы, так как это генетическое или физико-географическое понятие такое же как риф, дюна и т. п.

Другой не менее известной смешанной породой этой группы является лёсс. Макроскопически лёсс представляет собой желтовато-белесую легкую пористую породу, при растирании превращающуюся в порошок. Несмотря на рыхлость, он отличается большим сцеплением частиц и может образовывать многометровые отвесные обрывы. Для типичного лёсса характерны отсутствие слонстости, карбонатность, часто присутствие известковых конкреций (журавчиков) и высокая пористость (до 46—50% объема породы), в том числе крупная, часто проявляющаяся в виде тонких вертикальных трубочек, вероятно, представляющих следы растений. Иногда в нем встречаются остатки наземных животных. Мощность лёсса в Китае, по Рихтгофену, впервые описавшему эту породу, достигает 400 м; по новым данным оно гораздо меньше. Характерно для лёсса залегание на разных формах рельефа. Под микроскопом видно, что большая часть (обычно 40—70%) лёсса состоит из алевроитовых (0,1—0,01, в том числе преимущественно 0,05—0,01) угловатых обломочных зернышек кварца, частью полевого шпата, а также других минералов. В меньшем количестве (20—50%) присутствует глинистый материал, в количестве нескольких (до 10 и более) процентов — аутигенный  $\text{CaCO}_3$  и ничтожная примесь окислов железа, окрашивающих породу в желтоватый цвет. Песчаный материал в типичных случаях отсутствует. Текстура породы беспорядочная.

Самой своеобразной особенностью лёссовых пород, привлекая к ним усиленное внимание гидрогеологов и особенно строителей, является их просадочность. Лёсс, несмотря на свою «мягкость», — порода в сухом состоянии очень прочная. Во многих районах Китая в его отвесных обрывах на разных уровнях одни над другими вырываются жилые и хозяйственные помещения, стены и потолки которых не требуют крепления и не осыпаются. И такой же лёсс, как показали примеры строительства зданий и каналов в Средней Азии и других районах, оказался самой неустойчивой породой. Борты каналов, вырытых в лёссе, раскалываются продольными трещинами и сползают в каналы. Здания неравномерно проседают и разбиваются трещинами. Причиной этой неустойчивости, возникающей или усиливающейся при увлажнении грунта, является то, что при проникновении в эту пористую породу вод соли ( $\text{CaCO}_3$ , гипс и др.) цементирующие ее зерна со времени ее образования в сухом климате растворяются, она теряет свою прочность и под тяжестью построек сдавливается, уплотняется и оседает. Для того чтобы понять происхождение этой особенности лёсса и выяснить условия его образования, необходимо помнить, что лёсс — порода четвертичного времени и сухого климата. Он широко развит в Китае, Средней Азии, на юге Европейской части СССР и др.

Петрографически китайский, т. е. эталонный лёсс изучался Кайе, украинский, покрывающий обширные пространства юга Европейской части СССР в последнее время — Лепикашем, Рябенковым и другими. Эти работы, как и изучение лёсса в других областях, дают сходные сведения о его составе и свойствах, которые и были приведены выше. Инженерно-гидрогеологические его особенности энергично изучаются у нас с конца двадцатых годов.

✓ Лёсс привлек к себе особое внимание геологов еще в те годы, когда другими осадочными породами они не интересовались и петрографически их не изучали. Вероятно в значительной мере именно этим и объясняется обилие и необоснованность гипотез, предлагавшихся для объяснения его происхождения. Он рассматривался как образование озерное, делювиальное, пролювиальное, аллювиальное, а в последнее время даже как почвенное. Так, по мнению Берга, он возникал из глинистых и других мелкозернистых пород в результате почвообразовательных процессов с укрупнением мелких зерен, что явно не вяжется с результатами его петрографического изучения.

Впервые лёсс — китайский — был описан в 1864 г. Пемпеллем, принявшим его за озерное отложение, а вскоре затем Рихтгофеном, правильно определившим его как континентальное эоловое образование. Гипотеза Рихтгофена была исправлена и дополнена работами Обручева, который до последних лет своей жизни продолжал уточнять ее. Согласно этой гипотезе лёсс образовывался и образуется в условиях сухого климата при наличии рыхлого обнаженного мелкозернистого материала и ветров, уносящих из него алевритовые частицы в сторону более влажных — травянистых степей, где они и осаждаются, постепенно превращаясь затем, под влиянием процессов экзодиагенеза из пыли, в связную породу — лёсс. ✓ Такие условия широко развиты сейчас по периферии многих пустынь, а в ледниковое время создавались, как это отмечал еще Тутковский, на пространствах, прилегавших к южному краю отступавших ледников. Как распространение, так и петрографические особенности лёсса подтверждают эту гипотезу.

Лёссовидными суглинками называют рыхлые четвертичные породы, по общему облику и по составу очень близкие к лёссу, но отличающиеся от него отсутствием тех или иных свойств, характерных для лёсса и отражающих особенности условий его образования. Так, они нередко обладают хорошей слоистостью, указывающей на водное (озерное) происхождение, присутствием более грубого песчаного и даже галечного материала, указывающего на аллювиальный или делювиальный характер осадка, отсутствием пористости, карбонатности (элювиальное образование).

✓ Лёссы и лёссовидные породы безусловно отлагались и в более древние периоды. Окаменев, они утратили типичные черты лёсса и остаются неузнаваемыми. С дальнейшими успехами в изучении осадочных пород они, вероятно, будут опознаны и в этих отложениях.

Различные смешанные породы широко распространены в отложениях любого возраста. В качестве примеров можно указать на песчано-алеврито-глинистые, иногда несколько карбонатные или железистые породы меловых и юрских отложений Русской платформы. Геологи часто неправильно называют их просто то песками, то глинами, то даже местными терминами («толоконка», «сурка» и др.). Характерные красные глиноподобные, но довольно крепкие и слабо размокающие породы широко распространены в верхней перми Русской платформы. Не изучая в шлифах эти своеобразные породы, геологи называли их то глинами, то рухляками, то местными терминами. Между тем изучение этих пород уже только в шлифах показывает, что они представляют собой разные смеси глины, алеврита, песка, карбоната, иногда с выделениями гипса, и могут быть точно названы в одном случае «глинами алевритовыми песчанистыми», в другом «алевритами глинистыми карбонатными» и т. д. Смешанные породы такого типа встречаются и в карбоне и в более древних отложениях Русской платформы. ✓

## Смеси карбонатных пород и глины

О распространении смешанных пород карбонатно-глинистого типа судить по имеющимся описаниям довольно трудно, так как они часто относятся геологами просто к глинам или известнякам и, наоборот, совершенно чистые известняки описываются как мергели. Встречаются они, видимо, в отложениях всех систем.

У петрографов нет единого представления о сущности мергелей. Можно было бы привести определения компетентных авторов, одни из которых считают, что мергель — порода, приближающаяся по своим свойствам к глинам («характерны мягкость и размокание» и т. д.), другие — что это порода, приближающаяся по своим свойствам к известнякам или доломитам («характерны твердость и отсутствие размокания» и т. д.). Неудивительно поэтому, что существуют разные мнения и по вопросу о том, нужно ли вообще сохранение неточного термина «мергель», в настоящее время обычно применяемого для обозначения породы, в которой автор статьи предполагает наличие какой-то примеси глины к карбонату или карбоната к глине. В этом неопределенном и неточном значении термин будет, вероятно, употребляться и дальше. Чтобы он получил точное петрографическое значение необходимо установить и сделать обязательным четкое отграничение обозначаемой им породы от других пород. Достичь этого не легко, во-первых, потому, что в разных производствах важно выделение смеси разного состава, во-вторых потому, что точное применение термина невозможно без производства точных анализов, которые обычно отсутствуют. При наличии анализов необходимость в добавочном термине в сущности отпадает, так как породу гораздо проще и еще точнее можно назвать по приведенной выше системе — «известняк (58) глинистый (42)», «глина (58) известковая (42)».

При изучении обломочно-смешанных пород главное значение имеет механический анализ, при изучении карбонатных пород — преимущественно химический. Во всех случаях необходимо изучение породы в шлифе.

## ГЛАВА XIII

# РАЗВИТИЕ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ НАУКИ ОБ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ В СОВЕТСКОМ СОЮЗЕ И РАЗРАБОТКА ВОПРОСОВ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

### ОБОСОБЛЕНИЕ ПЕТРОГРАФИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В САМОСТОЯТЕЛЬНУЮ НАУКУ С РАЗНЫМИ РАЗДЕЛАМИ ИЛИ НАПРАВЛЕНИЯМИ

В вводной к главе говорилось о зарождении петрографии осадочных пород, как особой новой науки. Как там уже отмечалось, необходимые практические предпосылки для ее возникновения начали создаваться в первые военные и мирные годы нашего столетия, когда быстро развивавшаяся во всех государствах техника стала особенно нуждаться в увеличении добычи «минерального сырья», т. е. осадочных полезных ископаемых, не только таких как железо, алюминий, уголь, но и обычных осадочных пород — глин, песков, известняков, трепелов, кремней и т. д. Тогда впервые остро встал вопрос о выяснении «ресурсов минерального сырья», о поисках новых его залежей, а следовательно и об изучении состава, свойств и условий образования осадочных пород. Не случайно поэтому, что в первые же послевоенные годы и за рубежом и в Советском Союзе отдельные сведения по осадочным породам начали складываться в новую науку «петрографию осадочных пород». У нас этот термин появился впервые в названиях учебного курса, введенного в 1922 г. в Московском университете и Московской Горной академии.

С окончанием гражданской войны и особенно с началом пятилеток индустриализации страны возникла усиленная потребность в минеральном сырье, в специалистах, знающих осадочные породы, в учебных курсах и руководствах. Ничего этого практически почти не было и некоторые промышленно-научные организации, взяв на себя задачи вузов, начали организовывать курсы для подготовки специалистов-осадочников на местах.

Шире стало развиваться изучение осадочных пород и в научных учреждениях. В Ленинграде работы в этой области велись первоначально в Геологическом комитете, Горном институте, позже в университете, Геологическом управлении, Нефтяном институте (ВНИГНИ) и других учреждениях Батурным, Земятченским, Малявкиным и многими другими. Продолжалось изучение осадочных пород в Казани (в университете) Кротовым в двадцатых годах, позже Миропольским и его учениками. Новый центр изучения осадочных пород возник в Баку в связи с исследованиями нефтяных месторождений (Алиев, Султанов). В Средней Азии осадочные породы изучаются в Ташкентском университете Поповым. Отдельные работы разными исследователями велись или ведутся в Саратове, Перми, Грозном, Львове и других городах. Однако после перене-

сения столицы в Москву подавляющая часть работ по изучению осадочных пород сосредоточилась в Москве.

В двадцатых годах центрами их изучения здесь были Московский университет, Горная Академия, вновь организованный Институт минерального сырья (ВИМС), Научный институт по удобрениям, Морской пловучий институт (морские осадки), Московское геологическое управление. Позже, особенно после переезда в Москву Академии наук, наиболее крупным центром явился ее Геологический институт, и в меньшей мере Институт горючих ископаемых и даже палеонтологический. В разные годы в Москве велись и ведутся работы по изучению осадочных пород также в Московском геолого-разведочном институте, в Московском нефтяном институте, в Московском филиале нефтяного института и в институтах, изучающих морские осадки и в других организациях, обслуживающих министерства, нуждающиеся в минеральном сырье, как Министерство нефтяное, угольное, строительных материалов и другие.

В Москве работали Архангельский, Самойлов, Батурин, Казаков. Здесь продолжают работать Бушинский, Геккер, Гинзбург, Горецкий, Кленова, Крашенинников, Кротов, Пустовалов, Страхов, Сапожников, Саркисян, Хворова, Швецов, Яблоков и многие другие. Большие работы по изучению осадочных пород велись и ведутся по поручению различных организаций и прежде всего занимающихся поисками нефти, газов, углей в самых различных уголках нашей страны, подчас в деревнях, где организуются лаборатории для изучения осадочных пород.

Как можно заключить из материалов Всесоюзного совещания по осадочным породам 1952 г., около половины всех работ по изучению осадочных пород в нашей стране ведется в настоящее время в Москве, около одной четверти в Ленинграде и остальные в других городах Советского Союза, в числе которых первые места занимают Казань, Баку, Харьков, Львов, Воронеж, Новочеркасск.

Наука об осадочных породах создавалась исследователями, подошедшими к ней от разных областей знания — минералогии, почвоведения, геологии. Породы, которые она изучает, различны по своим свойствам, образуются в неодинаковых условиях, их изучение требует применения методов очень различных и специализированных.

Различны и цели, которые преследует изучение осадочных пород. Так, известняки можно изучать и как полезное ископаемое и как фундамент для сооружений, но часто их изучают как породу, дающую ясное представление об условиях среды и времени своего образования, необходимое при поисках полезных ископаемых особенно нефти, углей и т. д. Естественно поэтому, что в науке об осадочных породах можно условно наметить несколько не резко разграниченных специализаций или направлений, которые и рассматриваются ниже.

Минералогическое направление зародилось еще в дореволюционные годы (работы Земятченского по железу, Самойлова по фосфоритам и др.). В трудах этого направления обычно изучаются месторождения осадочных полезных ископаемых, а следовательно и слагающие их минералы и вмещающие их породы, их условия образования и накопления.

В работах этого направления даны очень полные сведения о составе и свойствах почти всех осадочных пород.

В качестве примера можно привести работы Гинзбурга, Викуловой по глинам и работы многочисленных авторов, из числа которых можно назвать Горецкого, Кротова, Рожкову по бокситам, фосфоритам, железистым и другим породам.

Совершенно особым ответвлением этого направления, сходным с ним по задачам, но резко отличным по объекту изучения и применяемой своеобразной методике является углегеология и углепетрография, начало которым было положено еще в предреволюционные годы Залесским и ко-

торые развивались в советское время Жемчужниковым, Яблоковым, Кобелевым, Крашенинниковым, Давыдовой и др.

Зачатки второго очень широкого направления — фациально-петрографического можно найти также в дореволюционных работах некоторых геологов, сопровождавших свои статьи и отчеты описаниями осадочных пород, имевшими целью прежде всего выяснение условий их образования. Выдающимся для своего времени примером такой работы явилась монография Архангельского о Поволжских меловых отложениях. Позже такое изучение стало обязательной частью всех геологических работ. В последнее же время нефтяными, угольными и другими организациями широко ставятся работы, специально ориентированные на выяснение вопросов палеогеографии путем точного изучения осадочных пород.

Это направление, на первый взгляд далекое от запросов практики, в действительности столь же важно в практическом отношении как и предыдущее. Дело в том, что научно поставленные поиски требуют прежде всего знания условий образования толщ, слагающих изучаемый район. Правильные представления о них необходимы и при выборе мест заложения глубоких скважин.

В качестве примеров многочисленных работ этого направления можно привести монографии Теодоровича по верхнему, Хворовой по среднему и Швецова по нижнему карбону Русской платформы, Бушинского по мезозою южной части платформы, а также многочисленные производственные отчеты нефтяных, угольных и других производственных организаций.

Сравнительно-литологическое направление очень близко к фациально-петрографическому, ответвлением которого оно является. Толчок для его возникновения дали работы Вальтера (Германия) конца прошлого столетия. У нас те же идеи развивал Архангельский, монографию которого о Поволжском меле, типичную для фациально-петрографического направления, можно считать и сравнительно-литологической. В настоящее время последнее направление развивается Страховым. Его работы уже сильно отличаются от типичных работ фациально-петрографического направления тем, что в них исключительно большое место и внимание отводится изучению современных осадков, которое он считает главным путем для выяснения основных закономерностей осадочного порообразования.

Для терригенно-минералогического направления характерно то, что в таких работах особенно широкое использование метода «минералогического анализа», т. е. изучения прежде всего лишь обломочных минералов, входящих в состав породы, а иногда даже одних редких минералов, составляющих всего доли процента породы. Как видно из сказанного, этот метод применяется не для познания самих пород, а для стратиграфических сопоставлений и выяснения источников сноса осадочного материала, т. е. для решения палеогеографических вопросов. Работы этого направления сыграли большую роль в развитии петрографии осадочных пород, так как быстро нашли очень широкое применение на практике, особенно в нефтяных организациях.

В нашей стране родоначальником этого направления был Батурин. Эти методы широко применяются Алиевым [171], Султановым, Вишняковым, Саркисяном и многими другими. Наиболее крупной работой этого направления является монография Батурина «Палеогеография по терригенным компонентам» [173], в которой путем минералогического анализа автор доказывает, что нефтеносные породы Апшеронского полуострова были отложены дельтой древней Волги, когда-то доходившей до этого района.

В настоящее время методы, характерные для этого направления, широко используются почти во всех петрографических работах особенно

фашиально-петрографического направления, с которым это направление и начинает сливаться.

К направлению историко-геологическому надо отнести работы, возникшие не в результате непосредственного изучения осадочных пород, а путем сведения накопившихся теперь уже в большом количестве их описаний. Эти обобщения представляют большой теоретический и практический интерес, так как помогают выяснять основные закономерности образования и распределения осадочных пород и полезных ископаемых. Примерами их являются работы В. И. Степанова [181] об узлах и поясах угленакопления и работа Н. М. Страхова [127] о происхождении и распределении во времени мировых железорудных залежей.

Рассмотренные выше направления охватывают подавляющую часть работ, посвященных изучению осадочных пород. К направлениям, рассматриваемым ниже, принадлежит лишь небольшое число работ, а возникли они большей частью недавно.

Физико-химическое направление изучает на основе разработанных Курнаковым законов физико-химических равновесий, условия выпадения в осадок наиболее растворимых соединений и образование солевых пород. Оно резко обособлено от остальных направлений и разрабатывается в основном специалистами физико-химиками, а частью и петрографами в институте галургии. Лишь в небольшой степени законы физико-химии начинают использоваться при изучении и других химических пород фосфоритов (Казакон) и карбонатных (Страхов).

Геохимическое направление возникло недавно и его методы еще мало используются при изучении осадочных пород. Оно основывается на работах Вернадского, Ферсмана и других создателей геохимии. Для него особенно характерны работы, ведущиеся под руководством Виноградова [176, 177] и посвященные изучению редких элементов и их распределения в телах живых организмов, почвах и породах. Эти элементы имеют большое значение, так как редкие элементы оказывают огромное влияние на здоровье людей, животных и урожайность полей, а их повышенные концентрации в некоторых осадочных породах имеют большое промышленное значение (урановые минералы, полупроводники). Кроме того, в последнее время начаты работы по изучению распределения в осадочных толщах и обычных широко распространенных элементов для выявления эволюции осадкообразования в истории Земли.

Возникновение математически-статистического направления сделалось необходимым в результате накопления огромного количества цифровых и иных аналитических сведений об осадочных породах, которые уже нельзя обобщать примитивными способами (средние числа и т. п.), когда для этого существуют разработанные математикой и статистикой научные методы. Применение последних становится все более необходимым, но, к сожалению, они не известны петрографам и не преподаются в курсах математики геологических вузов. У нас эти методы пропагандируются Вистелиусом и частично применяются в работах Рухина [179] и Вассоевича.

К техническому направлению можно отнести все чаще появляющиеся работы [174], посвященные изучению технических свойств пород (устойчивость при выветривании, действие нагрузки и т. п.). Эти исследования приближаются к инженерно-геологическим работам, при которых осадочные породы изучаются особыми методами и с других точек зрения, чем в настоящем курсе.

Изучение современных осадков можно рассматривать и как направление науки об осадочных породах и как самостоятельную науку, неразрывно, однако, связанную с петрографией осадочных пород. Наибольшее внимание обычно уделяется изучению морских осадков, которое ведется специальными института-

ми, прежде всего с прикладной целью, но всегда используется и для выяснения условий образования осадочных пород (работы Кленовой, Безрукова и др. сотрудников Океанографического института АН СССР). Озерные осадки изучаются также несколькими учреждениями и многими специалистами. Речным отложениям посвящена монография Шанцера, сведения о них даются в работах угольной группы Жемчужникова.

Учебно-методическое направление составляют работы, посвященные разработке методов изучения осадочных пород, руководства, описывающие лабораторную технику использования этих методов, учебники и учебные пособия. В Советском Союзе первый учебник петрографии осадочных пород (Швецова) вышел в 1934 г., учебное пособие Пустовалова — в 1940 г. и Рухина в 1952 г.

Разработка методов изучения осадочных пород началась у нас еще в прошлом столетии, когда профессор Московской Сельскохозяйственной Академии Шене, а позже профессор Сабанин изготовили и ввели в употребление аппаратуру для разделения пород на части по величине зерен. Позже их методика была дополнена применением центрифуги, методами определения величины зерен и их подсчета под микроскопом и методами обобщения полученных результатов. Совершенствовалась методика минералогического анализа. Разрабатывались методы макрокопического изучения пород в обнажениях и в штупах, позволяющие восстанавливать условия их образования. Разрабатывалась и стала широко применяться методика рентгенографического, термического, цветового, электронно-микроскопического и других способов изучения тонкодисперсных, прежде всего глинистых минералов. Однако полного и общедоступного руководства по лабораторным методам работы пока еще нет.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЗА ПОСЛЕДНИЕ 40 ЛЕТ

Представление о результатах почти сорокалетней работы советских исследователей, учитывавших и достижения зарубежных ученых, может дать сравнение современного состояния наших знаний об осадочных породах с тем, что мы знали о них ранее.

Уточнились и расширились наши представления об условиях образования осадочных пород. Для понимания их начали учитывать роль величины рН, «кислородного потенциала» и разбираться в процессах диагенеза, о котором ранее существовали лишь смутные представления. Изучение современных осадков и пород показало, что толщи, ранее считавшиеся глубоководными отложениями «открытых морей», отлагались зачастую в условиях крайнего мелкоморья, часто сменявшегося осушением.

Много нового дало изучение ранее мало освещенных осадочных минералов, даже таких как кремнистые, причем оказалось, что считавшийся неизменным кварц нередко растворяется и замещается кальцитом, железистыми минералами и опалом, и что породы, считавшиеся опаловыми, иногда в большей части состоят из кристобалита. Сильно изменились представления и о минералах железа, шамозитовые минералы, считавшиеся отсутствующими у нас, были найдены и оказались обычными и даже рудообразующими. Продвинулось вперед изучение фосфатных минералов осадочного целестина, флюорита и полевых шпатов. Оказалось, что не редкими, а иногда породообразующими минералами являются осадочные цеолиты. Выяснилась природа когда-то таинственного глауконита, который оказался глинистым минералом из группы гидрослюд. Совершенно в новом свете предстали гидрослюды и монтмориллонит, оказавшиеся наиболее распространенными из числа многих ранее почти неизвестных, но в действительности господствующих в осадочных породах глинистых минералов. Стала выясняться картина постоянных изменений этих почти неуловимых минералов, отражающих химический характер среды своего нахождения. Появились и более ясные представления о ранее почти не

подававшихся изучению алюминиевых минералах. Только в эти годы началось и стало обязательным различение пород по мельчайшим обломкам раковин, которые ранее (если не считать фораминифер, радиолярий, диатомовых, кокколитов, известных единичным крупным специалистам) не были известны петрографам и не использовались как один из важнейших способов изучения пород. Еще менее были известны известковые водоросли: коллени принимались ведущими геологами за тектонические структуры. Появившиеся описания и атласы скелетных остатков, были крупным успехом, но они все еще недостаточны, особенно в части водорослей. Стало обязательным изучение структур и текстур осадочных пород, о которых ранее, в отличие от магматических пород, ничего не было известно, словно осадочные породы их лишены. В этой области и сейчас еще многое остается не сделанным.

Большое значение имело введение и укрепление представлений о важности изучения макротекстурных признаков, которые теперь широко используются для выяснения происхождения пород, тогда как ранее даже такие заметные особенности строения как косая слоистость, стилолиты, брекчии взмучивания, ходы животных, подводные оползни и т. д. либо оставлялись без внимания, либо истолковывались ошибочно.

Успехи нашей науки нашли отражение и в схемах классификации осадочных пород. Хотя у нас, как и за рубежом, нет общепринятой классификации их, все же имеющиеся классификации, страдающие иногда излишней сложностью или отдельными недостатками, дают в основном верные представления о соотношениях пород, тогда как, например, классификация, предлагавшаяся 40 лет тому назад в учебнике петрографии такого крупного ученого как Мушкетов, поражает нас своей беспомощностью. Достаточно сказать, что осадочные породы делились в ней на 2 группы: 1) «зернисто-кристаллические», куда входили почему-то среди других каменная соль, кварцит, железные руды, сера, мергель и мел, и 2) кластические (т. е. обломочные), куда, среди других, входили ла-терит, трепел, нефть, антрацит и снова мел.

Изучение обломочных пород привело к отделению от песчаников алевролитов, которые ранее часто ошибочно описывались как глинистые породы. Изучение песчаных пород привело к созданию их классификации, отражающей геотектонический характер области их образования и стадию ее развития (олигомиктовые, полимиктовые с их разновидностями).

Выяснен минеральный состав, происхождение, место среди других пород и способы изучения глин, о самой сущности которых еще недавно не имелось сколько-нибудь ясных и точных представлений. Создано учение о древних глубоких корях выветривания, о которых еще недавно почти ничего не было известно, как и о связанных с ними полезных ископаемых. Уточнились представления об условиях образования бокситов, многочисленные месторождения которых были найдены и изучены за эти годы. Разработаны ранее совершенно неясные вопросы условий образования железорудных толщ и их распределения в пространстве и времени. Детально изучен минеральный состав и этапы образования отдельных залежей.

Сравнительно мало внимания уделялось изучению кремнистых пород. Возникло и укрепилось представление об опоках, ранее называвшихся «кремнистыми глинами», как об опаловой кремнистой породе, и о яшмах, как о неглубоководных эффузивно-осадочных геосинклинальных породах. Уточнились представления об условиях образования кремнистых пород, их геосинклинальных и платформенных разностях и их распределении во времени.

Большие успехи были достигнуты в изучении фосфоритов, их минералогии, условий образования и внешнего облика, ранее мало известного

и вводявшего геологов в заблуждение. Были открыты и изучены неизвестные ранее в Советском Союзе пластовые их залежи, в том числе очень мощные. Была разработана новая гипотеза их образования.

Изучение известняков в шлифах и микроскопически коренным образом изменило господствовавшие ранее представления, что они всегда представляют осадки далеких от берега глубоководных участков «открытого моря», а изучение химических условий, благоприятствующих отложению современных известковых осадков, уточнило условия их образования и в прошедшие эпохи.

В изучении условий и времени образования доломитов достигнуты большие успехи, но еще многое остается совсем неясным и теперь. Возможно это объясняется тем, что до сих пор при изучении вопроса внимание обращалось главным образом на его теоретическую (химическую) сторону и совсем недостаточно на петрографическое изучение самих пород — доломитов. Большим успехом является то, что в отличие от недавнего времени все геологи уже знают, что доломиты надо отличать от известняков и тем более не смешивать их с песчаниками. Успешно развивалось и изучение солевых пород, что нашло себе отражение в учреждении специального Института галургии, в ряде работ, развивающих методы Курнакова и в открытии новых солевых месторождений. Ранее лишь зарождавшееся петрографическое изучение углей превратилось в самостоятельную науку об углях с разделами углепетрографии и углегеологии, со своими своеобразными методами изучения этих пород и вмещающих их толщ. Больших успехов достигло изучение современных осадков. Появились учебники и руководства петрографии осадочных пород и, к сожалению, все еще не сведенные в одно руководство пособия по применению многочисленных новейших методов их изучения.

Введение в практику геологов изучения осадочных пород и глубокое разбуривание недр нашей страны, сопровождающееся описанием пород, способствовали накоплению огромного количества фактических материалов, сведение которых несомненно приведет к крупным теоретическим обобщениям.

Вместе с тем привлечение внимания геологов к изучению осадочных пород и успехи, достигнутые в этом изучении, способствовали открытию в нашей стране месторождений полезных ископаемых, изучение которых в свою очередь способствовало развитию науки об осадочных породах. Именно в эти годы были открыты крупнейшие каратауские толщи пластовых фосфоритов, многочисленные, в том числе очень крупные залежи бокситов, еще недавно у нас вообще неизвестных, мирового значения залежи соликамских калийных солей, огромные залежи солей в девоне Русской платформы, первое в Советском Союзе месторождение боратов, ряд новых железорудных залежей, огромные новые залежи углей, колоссальные месторождения нефти на востоке Европейской части СССР.

Изучение осадочных пород за эти годы привело и к ряду важных теоретических обобщений. Одним из них была разработка учения о формациях, в создании которого петрографы-осадочники участвовали наряду с геологами-стратиграфами и тектонистами.

## РАЗРАБОТКА УЧЕНИЯ О ФОРМАЦИЯХ

Давно известно, что породы представляют собой сочетания минералов и что разные породы образуют естественные группы — «генетические типы» или «отложения», объединяемые общностью образования в одной среде или обстановке (например, отложения пойменные, озерные, мелководные и т. д.). Позже было замечено, что и разные группы пород залегают в виде еще более крупных естественных комплексов, объединяемых в основном единством тектоники и климата среды их образования (Шат-

ский). Эти комплексы получили в Советском Союзе название формаций<sup>1</sup>. В тридцатых годах этот термин стал употребляться Усовым и Левинсоном-Лессингом для обозначения некоторых комплексов магматических пород, а Шатским и Поповым (В. И.) были намечены главные типы осадочных формаций.

Представления о формациях осадочных пород только разрабатываются. Еще недостаточно точно установлено, какие комплексы пород можно рассматривать как формации. Нет даже и общепринятого определения формаций. Так как подробно обсуждать этот сложный вопрос здесь невозможно, мы ограничимся ознакомлением с видимо наиболее удачными представлениями Шатского и группы тектонистов. Они считают, что формации — это сложные сообщества парагенетически связанных горных пород и отложений разных генетических типов, объединяемых единством тектонических условий образования.

Выделение формаций, по справедливому замечанию Шатского, производилось, да обычно и производится, как и другие научные обобщения, сначала эмпирически. Стоит напомнить, что так была составлена и Менделеевым его система химических элементов.

Руководящими признаками при выделении формаций служат: характерный парагенезис пород, иногда своеобразие их макротекстур (например, флиш), концентрация какого-либо полезного ископаемого (уголь, железо, соль и др.) и т. д. Эти признаки в геосинклинальных областях отражают прежде всего определенную стадию тектонического развития, а на платформах — тектонические поднятия в прилегающих к ним областях, колебания дна бассейна, климатические перемены и т. п.

Наметив таким путем четко выделяющиеся формации, геологи приступали к их изучению и выяснению связей между слагающими их породами и условиями их образования.

Для того чтобы получить конкретное представление о том, что такое формации, мы ознакомимся сначала более подробно с одной из них — флишевой<sup>2</sup>, которая очерчена особенно четко и была выделена поэтому в качестве своеобразной геологической единицы уже более 100 лет тому назад.

Флишевые толщи сложены бесконечно чередующимися пачками («ритмами») (по  $\frac{1}{2}$ —3 м мощностью), состоящими из однообразного набора 3—4 пород, всегда залегающих в одном порядке: снизу песок, выше алевроит, затем карбонат и глина или их смесь. На нижней поверхности нижнего слоя обычно наблюдается своеобразный, иногда очень сложный узор в виде отпечатков, впадин и бугров. Эти знаки, получившие название иероглифов, фукоидов и т. д., образовывались обычно внутри или на поверхности верхнего глинистого мягкого слоя. Одни из них представляют собой следы передвижения организмов, другие — следы механических изменений поверхности слоя движениями воды (бугры и впадины ряби, оползней, струй, передвижения твердых предметов и т. д.). На поверхности глинистых слоев эти знаки, описанию которых посвящена обширная литература, не могли хорошо сохраняться, и мы находим их обычно в виде отпечатков на нижней поверхности песчаного слоя, покрывшего глины.

Для алевроитовых прослоев характерна резкая и причудливая смятость (рис. 108), наглядно показывающая, что образование флиша происходило в исключительно неспокойной тектонической обстановке и сопровождалось частыми землетрясениями. Приуроченность же смятий

<sup>1</sup> Ранее этот термин употреблялся у нас иногда наравне с термином «свита» для обозначения крупных стратиграфических единиц не точно установленного возраста. В этом смысле он употребляется и сейчас в США, где наши формации обычно называют фашиями.

<sup>2</sup> Флиш — местный народный термин, соответствующий примерно терминам «трескув» или «пльвун».

почти исключительно к алевроитовым прослоям объясняется тем, что смесь алевроитового и глинистого материала при увлажнении обладает очень большой вязкостью и подвижностью, которая при изменении количества воды легко сменяется либо пльвучестью, либо застыванием («схватывание»). Для верхних микрозернистых карбонатно-глинистых прослоев характерно присутствие обычно выделяющихся цветом или небольшим изменением состава причудливых полосок, комочков и других знаков — следов передвижения илоедов. Эти следы, ранее называвшиеся «фукоидами», принимались за отпечатки растений, которые они действительно иногда очень напоминают. Для флишевых пород характерно почти полное отсутствие скелетных остатков организмов, да и вообще следов организмов, кроме уже отмеченных отпечатков, что делает их изучение особенно трудным.

Особенности флиша, мощность его толщ, достигающая многих сотен метров, трудности его изучения, отсутствие фауны и обилие причудливых загадочных знаков, а также связь с ними рудных и нефтяных месторождений и минеральных вод привлекали к нему внимание геологов. Благодаря их работам постепенно стало выясняться, что флиш, первоначально выделенный на небольшом участке швейцарских Альп и лишь в одном горизонте, является характернейшей формацией, распространенной в отложениях разного возраста от докембрия до четвертичного периода, но всегда лишь в геосинклинальных областях и всегда связанной с определенной стадией развития геосинклиналей. Знаком флиша Вассоевичем разработаны особые (очень сложные) методы изучения и сопоставления лишенных ископаемых однообразных флишевых толщ. Об условиях образования флиша высказывалось много разноречивых предположений (влияние бурь, течений, землетрясений, осадки дельт и др.). Несомненно то, что он создавался в одну из последних фаз развития геосинклиналей, следовавшую за отложением филлитов, когда уже начинали подниматься в прогибе геосинклинали узкие длинные кордильеры, и предшествовавшую стадии общих наиболее значительных поднятий, когда вдоль образовавшихся гор отлагались огромные толщи грубообломочного материала — молассы. В стадию флиша вдоль кордильер возникли прогибающиеся трюги длиной в сотни километров и шириной в 50—150 км. Каждое поднятие кордильеры, с которой в трог сносился грубый материал, отмечалось в осадочной серии появлением первого члена флишевого ритма — прослоя грубого песка или гравия. По мере затухания каждого сотрясения отлагались все более мелкозернистые осадки: за песком алевроит, за ним глина или карбонат. При новом рывке в поднятии кордильеры процесс повторяется в таком же порядке.

Однако и сейчас многое во флише и условиях его образования остается не вполне ясным. Так, глубину трюгов одни исследователи несомненно преувеличивают, другие считают ее чрезмерно ничтожной. Наиболее вероятно предположение Вассоевича, по мнению которого она достигала 400—200 м. Недостаточно ясны и причины почти полного отсутствия во флише скелетных остатков организмов при изобилии следов их жизнедеятельности. Изучение осадочных формаций показало, что по особенностям, обусловленным тектонической обстановкой области образования, их можно разделить на три основные группы: 1) формации геосинклинальных областей, 2) формации платформы и 3) формации передовых прогибов или переходные.

В крупных геосинклиналях, по мнению Шатского, наблюдаются ряды последовательно сменяющих друг друга формаций; например: 1) зеленокаменная, 2) яшмовая и кремнисто-сланцевая, 3) граувакковая или аспидная (филлитовая), 4) флишевая, 5) молассовая. В геосинклиналях, тектоническое развитие которых было несколько иным, возникали и другие ряды формаций, например: 1) вулканогенно-кремнистая,

2) граувакковая, 3) рифово-карбонатная, 4) карбонатно-сланцевая, 5) молассовая и другие. Остановившись здесь подробнее на этом важном, но пока достаточно не разработанном вопросе невозможно. Стоит лишь отметить, что яшмовая формация всегда непосредственно связана, как и другие кремнистые формации, с вулканогенной. Она представлена чередованием яшм, диабазов, порфиритов, граувакк, частью кварцитов.

Формации передовых прогибов отличаются от геосинклинальных незначительностью или отсутствием вулканических проявлений и равнинным характером области отложения, а от платформенных — близостью области поднятий, чертами сходства с геосинклинальными формациями и очень большой (до 6—9 км) мощностью отложений. К формациям передовых прогибов принадлежит большое число формаций, в том числе крупнейшие угленосные бассейны. Для угленосных формаций характерно периодическое повторение слагающих их ритмов, часто разделенных поверхностями размыва и состоящих из последовательно снизу вверх сменяющихся друг друга слоев песков, глин, углей, иногда известняков. Эта периодичность, по мнению большинства исследователей, является как и флишевая следствием колебаний земной коры иного типа и протекающих в иных условиях, чем при образовании флиша. К той же группе принадлежат четко выделяющиеся, как формации, почти все крупные месторождения солей с их периодичной слоистостью: мельчайшей — годовой и крупной, но редкой — тектонической. К образованиям предгорных прогибов относятся, вероятно, и джеспилитовые формации, состоящие из чередующихся кремнистых и железистых слюечков.

Платформенные формации и менее мощные, более однообразные и главное, не четко очерчены, что и понятно, так как выделение формации основывается главным образом на тектонике, которая лишь слабо проявляется на платформах. К платформенным формациям относят карбонатные толщи нижнего и среднего карбона, мел Русской платформы, опаловые толщи Поволжья, платформенные глауконитовые и фосфатсодержащие толщи и др.

Следует отметить, что некоторые характерные толщи, выделяемые сейчас как формации, встречаются только в одной из трех основных групп формаций — например, формации флишевая и яшмовая; другие встречаются во всех или только в двух группах, как, например, красноцветная, глауконитовая, фосфатная, угленосная, рифовая и др.

В создающемся учении о формациях еще много неясного и неразработанного. Мнение некоторых авторов, что формации должны разделяться «значительным качественным скачком», видимо, не подтверждается фактами; правильное вообще мнение, что формации могут иметь любые размеры вплоть до небольших толщ и пачек, может привести к потере термином своего значения. При детальном изучении даже простых слоев нельзя установить механически точной формальной мерки для определения из границы и мощности, тем более это невозможно при выделении формаций.

Несмотря на эти оговорки учение о формациях, возникающее на основе успехов тектоники и петрографии, представляет очень крупное обобщение. Оно открывает новые горизонты для более точного понимания условий образования осадочных пород и особенно полезных ископаемых (уголь, железо, соль, фосфориты и др.), промышленные скопления которых явно связаны с теми или иными формациями.

#### **РАЗРАБОТКА ВОПРОСА О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ВЫЯВЛЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ**

Большое внимание уделялось за последние сорок лет и разработке вопросов об общих закономерностях, определяющих образование осадочных пород. Все более укреплялось понимание того, что они — продукт

не случайных, а строго закономерных и взаимно связанных процессов.

Не останавливаясь на рассмотрении частных закономерностей образования или развития отдельных минералов и пород, необходимо вкратце перечислить известные теперь общие закономерности осадочного породообразования. Одним из первых обобщений в этой области было введение Грессли представления о фациях (см. стр. 38), развитое у нас Головкинским, а затем наиболее полно и четко сформулированное Вальтером и вошедшее в основные представления геологов под названием «закона соотношения фаций». Сущность этой закономерности заключается в том, что как во времени, так и в пространстве осадки любой области отложения («фации») континентальной, прибрежной и т. д., должны сменять друг друга последовательно. Глубоководные осадки, как правило, не могут сменяться непосредственно континентальными, осадки засушливой области осадками влажного климата и т. д. Значение такой закономерности в геологической и поисковой работе очень велико, но она требует и существенных оговорок. Не говоря о возможности катастрофических событий, нормальная последовательность в смене осадков может нарушаться при очень быстрой смене условий среды отложения, а также вследствие отсутствия осадкообразования или последующего размыва выпавших осадков, в результате чего сохранившиеся разнородные фации могут оказываться в непосредственном соседстве друг с другом. Этот закон, таким образом, дает лишь общие руководящие указания геологу, но не возможность точно предвидеть смену одних пород другими. Чтобы решить этот основной вопрос надо знать, какие факторы оказывают решающее влияние на образование той или иной породы. Таких факторов много, но из их числа около 10 имеют наибольшее значение. Все они проявляются на фоне медленного, трудно уловимого даже в геологической летописи, необратимого развития Земли, которое выражалось в сокращении количества углекислоты в атмосфере, в изменении солености морей, в возникновении и развитии органического мира и т. д.

1. Одним из факторов, значение которого для породообразования наиболее полно было показано Докучаевым, является климат, огромная роль которого уже отмечалась в главах о выветривании, морской среде, образовании глин, известняков, солей, углей и других пород.

2. Все возрастающую роль в процессах осадкообразования играет, как это было показано Вернадским, органический мир («живое вещество»), влияющий на процессы осадкообразования как прямо (угли, нефть, рифовые и другие органогенные известняки, кремнистые породы), так и косвенно, изменяя химизм среды (поглощение  $\text{CO}_2$ , т. е. повышение величины рН, создание восстановительной обстановки и т. д.). «Весь свободный кислород атмосферы, составляющий подавляющую часть ее кислорода, — пишет Вернадский, — доставляется только живым веществом, так как не известно ни одной реакции, выделяющей свободный кислород в земной коре, кроме выделения его растениями». Живое вещество, в состав которого входит 60 главнейших элементов, но составляющее по весу лишь ничтожную часть земной коры «могущественным образом нарушает в земной коре все химические реакции». Оно захватывает «огромную часть химических элементов и направляет их в другие русла химических реакций чем то, в котором они шли бы в случае отсутствия на Земле жизни».

3. Очень большое влияние на образующуюся породу оказывает геотектонический характер (геосинклиналь, платформа, передовой прогиб) области осадкообразования. Так отмечена приуроченность к геосинклиналям и отсутствие на платформах туфогенных отложений, «кремнистых сланцев» и яшм (Архангельский), полимиктовых песчаников, аргиллитов,

затвердевшего мела (Швецов); таковы же закономерности распределения разных типов углей (Пригоровский), фосфоритов; мощных скоплений грубообломочных толщ, флиша, солевых пород и т. д.

4. Временами большое влияние на ход осадкообразования оказывает совершенно чуждый ему фактор — вулканизм. Вторгаясь в сферу действия осадочных процессов, он вносит в них изменения, нарушающие их закономерное течение появлением обломочно-эффузивных пород, туфов и продуктов их осадочной переработки в виде яшм, яшмовидных кремнистых пород, бентонитовых глин и, вероятно, железистых, марганцовых и других пород.

5. Важным фактором в процессах осадкообразования является рельеф, создаваемый тектоникой, климатом (выветривание, эрозия и т. д.) и организмами (риффы и т. д.). Большую роль играет как амплитуда рельефа (горы, холмы, низина, шельф, морские глубины), так и его формы (холмы и горы, купола, равнина, бессточные впадины, подводные барьеры и т. д.), создающие совершенно различные условия осадкообразования (образование предгорных конгломератов, солей, углей, осадков типа черноморских и т. д.).

6. Огромное влияние на состав и свойства формирующихся пород оказывают химические условия среды выветривания, отложения и диагенеза, особенно величина рН, т. е. степень щелочности или кислотности среды и величина Eh, т. е. степень ее окислительной или восстановительной способности.

7. Естественно, что важнейшими факторами, влияющими на осадкообразование, являются свойства самого вещества. Для пород, образующихся в результате механического раздробления и переноса — это размеры частиц и их удельный вес. Связанные с этим закономерности хорошо известны и сомнений не вызывают. Однако и они могут нарушаться в определенных условиях среды переноса и отложения.

Для пород, образующихся в результате выпадения из растворов, закономерности выпадения в осадок, основанные на их химических свойствах, были до недавнего времени хорошо разработаны лишь для наиболее растворимых соединений солей (Курнаков и др.), менее изучены для карбонатов Ca и Mg, а для соединений Al, Fe, Si начали разрабатываться лишь недавно Гольдшмидтом и Ферсманом. Так как выпадение этих соединений особенно же трех последних элементов зависит от многих легко меняющихся свойств среды, как например, температура, величины Eh и рН, установленные пока закономерности их выпадения имеют лишь ориентировочное значение. Если же учесть, что химически выпавшие соединения, после осаждения, могут передвигаться в виде тончайшей мути вместе с обломочным материалом, а организмы, нарушая законы химии, могут осаждать вещество из растворов очень далеких от насыщения, придется признать, что эта закономерность требует еще больше оговорок и исключений, чем предыдущие.

Закономерности, связанные со свойствами вещества, в 1940 г. были объединены Пустоваловым в одно «понятие осадочной дифференциации». Это объединение известных, но ранее почти не связывавшихся между собой явлений, в четком виде введенное в советскую литературу Пустоваловым, подчеркнуло взаимосвязь отдельных факторов, влияющих на осадкообразование и их закономерное влияние на его результаты. Оно поэтому сыграло важную роль в развитии нашей науки. Однако эта схема, не учитывавшая многих реально действующих факторов, не могла точно отражать действительный ход осадкообразования и явилась лишь первым, принципиально очень ценным, но слишком схематичным наброском процессов дифференциации осадочного материала, требующим дальнейшей разработки.

8. Главнейшим из факторов, закономерно влияющих на осадкообразование, является, видимо, тектоническая жизнь Земли, исключительная роль которой была оценена еще в середине прошлого столетия. Ее обычное и всюду заметное проявление представляет то слабая, то резкая, но никогда не прекращающаяся пульсация земной коры. Она создавала смену пород в слоях, крупных пачках и мощных толщах, прослеживающихся иногда лишь на ограниченных площадях, как это хорошо показано на примере карбона Подмосковья и Донбасса, а иногда, — в эпохи более крупных и длительных трансгрессий и регрессий — и на огромных пространствах Земли.

Движения земной коры другого типа — горообразовательные отличались от движений первого типа огромной амплитудой вертикального смещения, но проявлялись лишь исключительно редко, периодически и захватывали лишь отдельные (геосинклинальные) участки земной коры. Под их воздействием на Земле на некоторое время возникал рельеф, отличавшийся огромной разницей высот. Появляясь на смену рельефу уплощенному — продукту долгой денудации и срезания возникавших и ранее возвышенностей, этот рельеф создавал на время, впредь до своей нивелировки, условия осадкообразования совершенно отличные от тех, которые господствовали до его появления.

К концу тридцатых годов накопление сведений об отдельных факторах, закономерно влияющих на образование осадочных пород, поставило на очередь вопрос, нельзя ли выявить закономерность связей и взаимоотношений между факторами, влияющими на осадочное породообразование. Такая закономерность, в случае ее обнаружения, явилась бы основным единым законом осадочного породообразования и давала бы возможность достаточно точно предсказывать, где и в отложениях какого возраста могут быть встречены те или иные осадочные породы, а следовательно и полезные ископаемые. Открытие ее имело бы огромное теоретическое и практическое значение.

#### ПОПЫТКИ ОБОСНОВАНИЯ ОСНОВНОГО ЗАКОНА ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Первая попытка обоснования такого закона была предпринята Пустоваловым, предложившим в 1940 г. в качестве единого общего закона сформулированный им «закон периодичности осадкообразования».

Сущность этого закона состояла в том, что после каждого периода горообразования, охватывающего всю Землю, начинается отложение осадков в порядке правила осадочной дифференциации: сначала осаждаются обломочные материалы, затем химические осадки, начиная с наиболее трудно растворимых и кончая солями. Этот процесс растягивается на сотни миллионов лет и начинается сначала после следующего этапа горообразования, охватывающего всю Землю. При этом, как отмечал автор закона, соли, вследствие своей растворимости, не успевают выпасть до нового этапа горообразования и выпадают в первых стадиях нового цикла осадкообразования, т. е. одновременно с отложением грубообломочного материала.

Эта, на первый взгляд, очень простая и стройная схема была принята сначала многими геологами, как действительно основной закон осадочного породообразования. Однако сразу же она подверглась и очень серьезной критике виднейших петрографов-осадочников. Прежде всего указывалось, что этот закон находится в противоречии с наблюдаемым распространением различных пород в пространстве и времени, и что он игнорирует такие важнейшие факторы осадкообразования как климат, организмы и другие, что он извращает содержание правила осадочной

дифференциации. Согласно этому правилу, раздельное отложение разных веществ происходит потому, что одни из них вследствие своего большого веса или малой растворимости отлагаются близко от места их поступления в переносящую водную среду, другие в зависимости от своих свойств отлагаются дальше и в разных местах, но в основном, в масштабе геологического времени более или менее одновременно. В «законе периодичности» раздельность выпадения в пространстве заменяется раздельностью выпадения во времени (разные соединения выпадают в разные периоды) как будто, например только после выпадения почти всего алюминия и железа поступившие вместе с ними в раствор соли достигнут достаточной концентрации, чтобы начать выпадать и накапливаться в виде мощных солевых залежей.

В действительности то, что солевые залежи образуются как бы «с опозданием», не в том тектоническом цикле, когда они поступили в раствор, а лишь в начальной стадии нового осадочного цикла, обуславливается не тем, что до этого времени все остальные менее растворимые соединения своим выпадением маскировали отложение солей и не тем, что только к этому времени соли наконец достигают максимального насыщения в растворе (что явно не соответствует действительности), а тем, что именно в это время в процессах горообразования создаются условия среды, наиболее благоприятные для их выпадения. В результате поднятий большие водные бассейны часто теряют свободное сообщение с океаном, сохраняясь в устойчиво прогибающихся предгорных впадинах, где в условиях сухого климата превращаются в выпаривающиеся засоленные водоемы. Той же причиной — созданием в определенных этапах развития Земли условий, благоприятных для осаждения то тех, то других осадков, объясняется образование и всех других пород.

Кажущаяся стройность и убедительность закона достигались ценой того, что из большого числа факторов, влияющих на осадкообразование, в законе учитывались только два (на первом месте периодичность горообразовательных процессов и на втором — свойства осадочных материалов), которые, естественно, не трудно согласовать. Между тем действительно единый, общий верный закон осадкообразования должен учитывать и увязывать не два произвольно выбранных, а все главнейшие факторы. После многолетнего обсуждения вопроса автор закона в основном согласился с критиками, отрицавшими существование «закона периодичности», и настаивает лишь на важности «представления об осадочной периодичности».

Несмотря на свою неудачу, эта попытка содействовала развитию нашей науки тем, что она привлекла усиленное внимание осадочников к важной задаче выяснения взаимодействия различных факторов, влияющих на образование осадочных пород и на важность выявления основного закона осадочного породообразования.

В зарубежной литературе этот вопрос так прямо не ставился. Однако в сороковых годах в США в основном те же вопросы рассматривались в связи с обсуждением условий происхождения различных типов осадочных пород и их генетической классификации. При этом, в сущности, делались те же попытки, как и у нас, найти основной организующий фактор и увязать на его основе остальные. В качестве руководящего фактора и здесь избирался тектонический, который, в отличие от закона Пустовалова, тесно увязывался не со свойствами осадочного вещества, а с тем, что мы называем геотектоническим характером области осадкообразования. Таким образом здесь выделялись под названием «фаций»<sup>1</sup> три основные области образования генетических типов осадочных пород, каждая из которых характеризовалась свойственными ей «ведущими» пес-

<sup>1</sup> Петтиджон, 1949.

чаными породами: 1) фация геосинклинальная, характеризуемая граувакками, 2) посторогенная фация геосинклинальных областей (поднявшихся хребтов), характеризуемая аркозами, 3) фация платформенная, характеризуемая «ортокварцитами» или, точнее олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками.

В классификации с этими ведущими обломочными породами в каждой из трех групп связывались другие породы химического и биохимического происхождения, разделенные на группы по величине зерна и по степени засоленности области осаднения. Такие факторы, как климат, организмы, рельеф хотя и упоминаются, но ни в классификации, ни в предположениях о происхождении пород четко не выделяются и большой роли не играют. Все эти построения очень схематичны и если не считать попытки различения в песчаных породах следов двух последовательных этапов развития геосинклинали, нового в наши представления не вносят.

К разработке вопроса о законах осадочного породообразования приступил у нас в последние годы Страхов, применяя для этого метод сравнительной литологии, т. е. изучения современных осадков и сравнения полученных результатов с тем, что дает изучение обширного материала по породам. Учитывая влияние на состав и распространенность некоторых пород необратимого развития Земли, Страхов принимает в основном те же факторы осадкообразования, о которых здесь уже говорилось, прибавляя к ним роль петрографического состава областей сноса. Этим факторам он придает неодинаковое значение. Меньше касаясь роли организмов, свойств осадочного материала и геотектонического характера области осадкообразования, он обращает главное внимание на климат, вулканизм и рельеф (пенеплен, холмистый континент, прибрежная низина или «лагуна», шельф, глубокое море). На трех графиках Страхов показывает раздельно распределение главных групп пород по этим областям, не увязывая их между собой и с результатами воздействия других факторов. Он также признает ведущую роль тектонического фактора, но в отличие от широко распространенных представлений, из которых исходит Пустовалов и американские авторы, учитывает не периодичность трех главных горообразовательных эпох, разделенных промежутками в 150—170 млн. лет, а выраженную, по его мнению, гораздо более резко периодичность одиннадцати крупных колебательных движений, разделенных промежутками в 25—50 млн. лет, вызывавших периодическую смену регрессий и трансгрессий.

Каждый из этих периодов подразделяется Страховым на три стадии. Первая — стадия трансгрессии, вторая — стабильного состояния вод, третья — стадия регрессии. Процессы осадкообразования различны в течение разных стадий. Взаимоотношений между результатами периодичности этого типа и периодичности горообразующих процессов, влияние которых на породообразование нельзя отрицать, Страхов не касается, а графически изображенные им закономерности распределения осадков в зависимости от климата, рельефа и периодичности трансгрессий не сопоставляет. Таким образом и эти важные работы представляют собой пока лишь подготовительный материал для выработки общего закона осадкообразования.

Установленным можно считать лишь существование ряда факторов, влияющих на процессы осадочного породообразования, особенно воздействия тектонической жизни Земли, придающей осадочному процессу черты периодичности, несколько затушеванной воздействием других факторов и необратимой эволюцией Земли, на фоне которой они создают ту или иную физико-географическую, химическую и биологическую среду, которая и определяет характер образующихся пород.

## ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ 1952 г. И НАЧАЛО НОВОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ НАУКИ ОБ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ В СОВЕТСКОМ СОЮЗЕ

Выводы последних этапов изучения осадочных пород были закреплены постановлениями состоявшегося в Москве в 1952 г. Всесоюзного совещания по осадочным породам, сформулировавшего следующие основные положения советской науки об осадочных породах:

«Признание закономерности химико-минералогического состава осадочных пород и полезных ископаемых, процессов их образования и развития, размещения в пространстве и появления во времени; признание теснейших связей осадкообразования, породообразования и образования полезных ископаемых с геологической средой и многосторонности этих связей;

признание поступательного развития осадко- и породообразования, связанного с общим развитием Земли».

Вместе с этим Совещание приняло ряд других важных постановлений, в том числе решение об организации при Академии наук СССР Комитета по осадочным породам из представителей геологических учреждений и вузов, который в 1956 г. и приступил к работе.

Не меньшее значение, чем Московское совещание, имело состоявшееся во Львове в 1955 г. созванное по инициативе Кафедры минералогии Львовского университета Всесоюзное совещание по минералогии осадочных пород, на котором было заслушано большое число докладов по разным вопросам минералогии и петрографии осадочных пород, вскоре затем и опубликованных. Оно сыграло большую роль и в том отношении, что положило начало регулярным совещаниям по осадочным породам. За ним последовали в 1956 г. Всесоюзное совещание по осадочным породам и минералам в Баку и в 1957 г. Совещание по глинам во Львове, на котором после заслушания докладов и принятия решений был избран Всесоюзный Комитет по глинам.

Таким образом, наука об осадочных породах, еще недавно не существовавшая, превратилась в одну из важнейших геологических дисциплин.

---

## УЧЕБНЫЕ ПОСОБИЯ И ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

В списке учебных пособий и литературных источников к этой книге, являющейся учебником, можно привести только ничтожную часть необычайно быстро растущей литературы по осадочным породам. Из огромного количества работ надо было выбрать несколько книг, по которым занимающийся мог бы пополнить сообщаемые в учебнике сведения. Поэтому, как правило, в списке приводятся только большие, особенно сводные работы. Отдельные журнальные статьи, число которых исключительно велико, даже очень интересные и важные, равно как и крупные работы, в свое время сыгравшие большую роль, но теперь имеющие лишь исторический интерес, приводятся только в исключительных случаях, если литература по затрагиваемому в них вопросу очень бедна, или если они вносят что-либо существенно новое в понимание вопроса.

Дополнительные ссылки на литературу желающие найдут в тех работах, которые помещены в списке. Особенно необходимо подчеркнуть, что в книге «Совещание по осадочным породам, вып. 2» приводится очень полный список советской литературы по осадочным породам за 1940—1952 г.

Составляя список, автор руководствовался следующими принципами: литература на иностранных языках указывается лишь в исключительных случаях; при прочих равных условиях более новые работы предпочитались более старым; учитывались наличие в работах списков литературы и доступность издания. Работы, выделенные в отдел общих руководств, лишь в более важных случаях повторяются в списках отдельных глав<sup>1</sup>.

### УЧЕБНИКИ. ОБЩИЕ РУКОВОДСТВА. СБОРНИКИ.

1. Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого АН СССР, 1947.
2. Вернадский В. И. Очерки геохимии. 2-е русск. изд. 1934 (или «Избранные сочинения», т. I, 1954).
3. Вернадский В. И. История минералов Земной коры. История природных вод. Вып. 1, 2, 3, 1933, 1934, 1936.
4. Вернадский В. И. Биогеохимические очерки. АН СССР. 1940.
5. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 1, 2, 3—4. Изд. Львов. гос. ун-в., 1954, 1955, 1956. Сборники содержат много новых сведений по минералогии и петрографии осадочных пород.
6. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографический словарь, 2-е изд. 1937.
7. Маслов В. П. Атлас карбонатных пород. Ч. I. Породообразующие организмы. 1937.
8. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. ВСЕГЕИ, под руков. Музылева. Госгеолтехиздат, 1954.
9. Наливкин Д. В. Учение о фациях. 3-е изд., 1956.
10. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. 1940.
11. Рухин Л. Б. Основы литологии. Госолптехиздат, 1953.
12. Спутник полевого геолога-нефтяника I. Госолптехиздат, 1954.
13. Шрок Роберт. Последовательность в свитах слонстых пород. Нью-Йорк. 1948. ИЛ. перевод.
14. Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. I, II, III. 1951, 1952, 1953.
15. Чухров Ф. В. Коллоиды земной коры. 2-е изд., 1955.
16. Твенгофел с сотр. Учение об образовании осадков. Перев., 2-е изд. Объед. науч.-техн. изд. НКТП СССР, 1936.

<sup>1</sup> Во время печатания настоящего учебника в конце 1958 г. вышло несколько крупнейших работ по осадочным породам, в том числе составленные коллективом авторов «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», под ред. Рухина; Сборник «Методы изучения осадочных пород», под ред. Страхова; «Исследование и использование глин» Труды Львовского Совещания.

17. Barth T. F., Correns C. W., Escola P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.
18. Carozzi. A. Pétrographie des Roches sédimentaires. Lausanne. F. Rouge, 1953.
19. Cayeux L. Introduction à l'étude pétrographique des roches Sédimentaires. Paris, 1916.
20. Clarke F. The data of geochemistry. Washington, 1924.
21. Krumbein C. and Sloss L. L. Stratigraphy and Sedimentation. Freeman and C., San Francisco, 1951.
22. Mason Brian. Principles of Geochemistry. New York, London, 1952.
23. Pettijohn I. Sedimentary Rocks, Harper and Brothers. New York, 1949.
24. Twenhofel W. H. Principles of Sedimentation, 1939.

## ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗДАНИЯ

25. Бюллетени Московского общества испытателей природы. Сер. геол.
26. Известия АН СССР. Серия геологическая.
27. Записки минералогического общества.
28. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists.
29. Journal of Sedimentary Petrology.

### Литература к главе I

30. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. АН СССР, 1955.
  31. Гинзбург И. И. с сопр. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. I. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 80. 1946. Сев. Уральск. комплексн. экспед. АН СССР; ч. II, вып. 81, 1947.
  32. Глинка К. Д. Почвоведение, 5-е изд., 1932.
  33. Докучаев В. В. Русский чернозем, 1936.
  34. Кора выветривания Сборник статей. АН СССР. Вып. 1 и 2, 1952 и 1956.
  35. Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Инст. геол. наук, вып. 95, петрогр. сер. (№ 29), 1948.
  36. Полюнов Б. Б. Избранные труды. Кора выветривания и другие статьи. АН СССР, 1956.
  37. Рухин Л. Б. О некоторых закономерностях эпигенеза. Вопросы минералогии осадочных образований. См. № 5, кн. 3—4.
  38. Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Работа содержит описание современных осадков Черного и Каспийского морей, озер Байкала, Арала, Балхаша, Кулунды, составленные Н. М. Страховым, Л. А. Князевой, Н. Г. Бродской, Д. Г. Сапожниковым, и ряд обобщающих глав по вопросам осадочного породообразования, включая диагенез, составленных Н. М. Страховым. АН СССР. Инст. геол. наук, 1954.
- См. также 5 (разные статьи).

### Литература к главе II

39. Алабышев В. В. Зональность озерных отложений. Изв. сапропелевого комитета, вып. 6. 1932.
40. Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. АН СССР, 1933.
41. Афанасьев Г. Д. Донные отложения озера Севан. Бассейн оз. Севан. Т. III вып. 2, АН СССР, 1931.
42. Вальтер И. Закон образования пустынь. Перев., СПб, 1911.
43. Зенкевич Л. А. Моря СССР, их фауна и флора. Учпедгиз, 1957.
44. Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. I, 1946.
45. Зернов С. А. Общая гидробиология. 2-е изд., АН СССР, 1949.
46. Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
47. Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. 1938.
48. Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. Моск. унив. 1955.
49. Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. АН СССР. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 118, сер. геол. № 42, 1950.
50. Молчанов И. В. Озера и сапропелитовые месторождения Валдайской возвышенности. Тр. Геоморфол. ин-та АН СССР, 1933.
51. Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне. Вопросы минералогии осадочных образований. См. 5, кн. 3—4.
52. Сукачев В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства. 3-е изд., 1926.
53. Харвей Х. В. Современные успехи химии и биологии моря, ИЛ, 1948. Перевод.

54. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 135, сер. геол. (№ 55), АН СССР, 1951.
55. Шепард Ф. П. Геология моря. ИЛ, 1951. Перевод.
56. André K. Geologie des Meeresbodens. Leipzig, 1900.
57. Andrusow N. Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinsel Kertsch und Taman Kieff, 1909—1911.
58. Eardley A. I. Sediments of Great Salt Lake. Bull. Amer. Petrol Geol. 22, 1938.
59. Hadding A. Reef Limestones. Lund, 1941.
60. Kuene Ph. H. Marine Geology. New York, 1950.
- См. также 38.

#### Литература к главе III

61. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолгиздат, 1950.
62. Бетехтин А. Г. Промышленные марганцовые руды СССР. Изд. АН СССР, 1946.
63. Бенеславский С. И. Некоторые вопросы минералообразования в бокситах. См. № 5, кн. 3—4.
64. Бушинский Г. И. Апатит. Фосфорит. Виванит. АН СССР, 1952.
65. Бушинский Г. И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.
66. Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. Перев. под ред. Д. С. Белянкина, 1953.
67. Васильев В. С. О минералогической природе аутигенного кремнезема в осадочных породах мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. См. № 5, кн. 3—4.
68. Гинзбург И. И. и Рукавишников Т. А. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, Инст. геол. наук, 1951.
69. Горбунова Л. Н. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр. Инст. геол. наук АН СССР. Вып. 114, 1950.
70. Грим Р. Е. Минералогия глин. ИЛ, 1956. Перевод.
71. Дзоценидзе Г. С. и Схиртладзе Н. И. Аутигенные минералы в угленосных отложениях Окриби (Западная Грузия). См. 5, кн. 3—4.
72. Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Сборник «О вторичных изменениях осадочных пород». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956. Там же статьи Сердюченко Д. П., Ренгартен Н. В., Косовской А. Г. и Шутова В. Д., Ходак Ю. А., Бердичевской М. Е., Пустовалова Л. В.
73. Седлецкий И. Д. Почвенная рентгенография. АН СССР, 1939.
74. Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсная минералогия. АН СССР, 1945.
75. Татарский В. В. О формах залегания битумов в карбонатных породах по данным микроскопии. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. LXXVII, 1948.
76. Татарский В. В. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Госгостехиздат, 1955.
77. Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 112, сер. геол. № 38, 1949.
78. Hadding A. Glauconite and Glauconitic Rocks. Lund, 1932.
79. Storz M. Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetischen Bedeutung. Berlin, 1931.
- См. также 5 (разные статьи), 19 (Сауеух), 15 (Чухров), 34 (кора выветривания), 35 (Петров), 93 (Малиновский).

#### Литература к главе IV

80. Виноградов А. П. Геохимия живого вещества. АН СССР, 1932.
81. Геккер Р. Ф. Явления прирастания и прикрепления среди верхнедевонской фауны и флоры главного поля (примеры палеобиологических наблюдений, важных для литологов). АН СССР. Тр. Палеозоол. ин-та, т. IV, 1935.
82. Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. АН СССР, 1957.
83. Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1956.
84. Самойлов Я. В. Биолиты. Посмертный сборник статей. Науч.-техн. изд. ВСНХ, 1929.
- См. также 37 (Маслов), 19 (Сауеух).

#### Литература к главе V

85. Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. VIII, (1—2), 1930.
86. Вассоевич Н. Д. О некоторых флишевых текстурах. Тр. Львовск. геол. о-ва. Геол. сер. вып. 3, 1953.
87. Вассоевич Н. Д. и Коротков С. Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 52, 1935.

88. Виталь Д. А. Современные карбонатные конкреции Соленых озер Кулундинской степи и их генезис. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 125, сер. геол. № 46 1950.

89. Давыдова Т. Н. и Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Бурейнском бассейне. Госгеолиздат, 1949.

90. Данчев В. И. Цвет осадочных пород как один из показателей условий их формирования.

91. Данчев В. И. О методике изучения цвета осадочных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956.

92. Миропольский Л. М. Пиритовые конкреции в юрских отложениях Чувашской АССР. Тр. минералог. музея АН СССР, 1930.

93. Малиновский Ф. М. О сульфидоносных фосфоритах Подолии. Зап. Минер. Общ., ч. LXXXIV, вып. 1, 1955.

94. Преображенский И. А. О формах зерен, Изд. АН СССР, Инст. геол. наук, вып. 21, 1941.

95. Рожкова Е. В. и Соловьев Н. В. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XV (4), 1937.

96. Рухин Л. Б. Кембросилурийская песчаная толща Ленинградской области. Уч. зап. Ленингр. ун-в., сер. почв.-геол., вып. 4, 1939.

97. Самойлов Я. В. и Титов А. Г. Железо-марганцовые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцова морей. Петроград, 1922. Тр. геол. и минер. музея Российской акад. наук, т. III, вып. 2, 1917—1918.

98. Сборник «Алювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса». Статьи Жемчужникова Ю. А., Яблокова В. С., Ботвинкиной Л. Н. и др. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 151, угольн. сер. (№ 5), 1954.

99. Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса и их значение для изучения фациального состава угленосной толщи. Изв. АН СССР, сер. геол. № 10.

См. также 13 (Шрок), 150 (Маслов), 155 (Хворова), 156 (Швецов и Бирнина).

#### Литература к главе VI

100. Батурин В. П. К литологии Кузнецкого бассейна. Тр. ЦНИГРИ, вып. 55, 1935.

101. Гейслер А. Н. Песок и гравий. Песчаники и кварциты. Курс нерудных месторождений. Ч. II, 1935.

102. Гинзбург И. И. и Геккер И. Ф. Кварцевые стекольные пески и их применение в стекольной промышленности. Геолком. Матер. общей и прикл. геологии, вып. 93, 1928.

103. Дубянский и Лучицкий В. И. Вулканические пеплы Ергенинской толщи. Воронеж. ВГУ, 1939.

104. Маслов В. П. Классификация брекчий. Бюлл. МОИП, т. XIV (4), 1938.

105. Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. ОНТИ, 1937.

106. Saueux L. Roches siliceuses. Paris, 1929.

107. Hadding A. The pre-quaternary sedimentary rocks of Sweden. Conglomerates, 1927.

108. Hadding A. Sandstones, 1929.

См. также 23 (Pettijohn), 67 (Васильев), 96 (Рухин), 89 (Давыдова и Гольдштейн).

#### Литература к главе VII

109. Викулова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. ВСЕГЕИ. 1957.

110. Викулова М. Ф. с участием Шустровой. Вещественный состав и морфология залежей огнеупорных глин нижнего карбона Боровичско-Любиминского района ВСЕГЕИ. Литологический сборник памяти С. Ф. Малявкина, вып. 1, Госгеолиздат, 1940.

111. Земятченский П. А. Глины СССР. Ч. I, 1935.

112. Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1954.

113. Неметаллические ископаемые АН СССР, т. 4. Глины и каолин. Статьи И. И. Гинзбурга, И. Д. Седлецкого, М. Ф. Викуловой и др.

114. Приклонский В. А. Грунтоведение. 2-е изд., ч. I, 1949, ч. II, 1952.

115. Федосеев А. Д., Зенкович Ф. А. Глины СССР, ч. II, 1937.

См. также 70 (Грим), 5 (Петров), 73, 74 (Седлецкий).

#### Литература к главе VIII

116. Буткевич В. С. Образования морских железо-марганцевых отложений и участвующие в нем микроорганизмы. Тр. Н.-и. ин-та геол. и минералог., вып. II, 1935.

117. Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, виванитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. Бюлл. МОИП, отд. геол., 21(3), 1946.
118. Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин железных руд и бокситов. Изв. АН СССР сер. геол., № 11, 1956.
119. Горецкий Ю. К., Лавринович Н. С. и Любимов А. Л. Бокситы. Всес. науч.-иссл. инст. минер. сырья. Оценка месторождений. Вып. 10, 1949.
120. Горецкий Ю. К. Об условиях формирования и некоторых закономерностях в размещении осадочных и осадочно-метаморфизованных рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954.
121. Земятченский П. А. Железные руды Центр. части Европейской России. Тр. СПб. Общ. ест., XX, 1889.
122. Кротов Б. П., Подситник А. А., Рыловникова В. П., Роде Е. Я. Железорудные месторождения Алапаевского типа на восточном склоне Урала и их генезис. АН СССР, т. II, 1936.
123. Кротов Б. П. К вопросу о закономерностях размещения морских озерных месторождений железных руд и бокситов по основным структурным единицам Земной коры. АН СССР, сер. геол., 1955.
124. Пустовалов Л. В. Генезис липецких и тульских железных руд. Гос. науч.-техн. геол.-разв. изд. Тр. Всес. геол.-разв. объедин. НКТП, вып. 285, 1933.
125. Пустовалов Л. В. Сынткульские месторождения железных руд и фосфоритов. Гос. науч.-техн. геол.-гидро-геод. тр., вып. 5, 1934.
126. Сборник «Халиловские месторождения комплексных железных руд». АН СССР. Статьи Кротова Б. П. и др.
127. Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории земли. Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР, вып. 73, геол. сер. (№ 22), 1947.
128. Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Статьи Кротова Б. П., Кантора М. И., Белянкина Д. С., Вернадского В. И., Бетехтина А. Г., МолдавANCEVA Е. П., Васильева А. А., Афанасьева Г. Д., Архангельского А. Д., Малавкина С. Ф. и других. АН СССР, 1935.
129. Формозова Л. Н. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценовых отложений Приаралья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1953.
130. Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
131. Fox. C. S. Vauxite London. 1927.
132. Hargassowitz H. Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Berlin. Borntraeger. 1926.
- См. также 62 (Бетехтин), 63 (Бенеславский)

#### Литература к главе IX

133. Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород. Сборник к 50-летию академика В. И. Вернадского. АН СССР 1936.
134. Батурич В. П. О нефтепроизводящих отложениях в разрезе нижнего палеозоя Южного Урала. Изд. АН СССР. Инст. гор. ископ., 1939 (описание яшм).
135. Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.
136. Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов Московской области. Бюлл. Моск. общ. исп. пр., т. XV (5), 1937.
137. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 156, 1954.
138. Вопросы геологии агрономических руд. Изд. АН СССР. 1956. Статьи Бушинского Г. И., Гиммельфарба Б. М. и др.
139. Гиммельфарб Б. М. Классификация месторождений фосфоритов. Там же статьи о фосфоритах Курмана И. М., Красильникова Н. А., Смирнова А. И. и др. Тр. Гос. н.-и. инст. горно-хим. сырья, вып. 2, 1955.
140. Казаков А. В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. ГОНТИ, 1939.
141. Материалы по изучению трепела и диатомита в СССР. Сб. Тр. Инст. прикл. минерал. и металлург., вып. 42, 1929.
142. Рожкова Е. В. и Горецкий Ю. К. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород. Тр. ВИМС, вып. 177, 1946.
143. Самойлов А. В. и Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органогенного происхождения. Тр. Ин-та прикл. минерал., вып. 18, 1925.
144. Теодорович Г. И. О кремнистых образованиях западного склона Южного Урала. Бюлл. МОИП, XIII (4), 1935.
145. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещание по осад. породам Доклады. Вып. 2, 1955.
146. Davis E. F. The Radiolarian cherts of the Franciscan Group. Univ. of California publ. Bull. of the department of geology. Vol II, № 3, 1918.

147. Taliaferro N. L. Relation of volcanism to diatomaceous and associapte siliceous sediments. Univ. Cal. Pub. Dept. Geol. Sc. Bull. Vol 23, 1933.

См. также 67 (Васильев) 79 (Storz), 106 (Cayeux).

#### Литература к главе X

148. Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения. Тр. Общ. естествоисп. при Казанском гос. унив., т. 50, вып. 6, 1926.

149. Корольюк И. К. Подольские толтры и условия их образования. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 110, геол. сер. (№ 56), 1952.

150. Маслов В. П. Геология верховьев рек Лены и Киренги. Изв. АН, Тр. Ин-та. геол. наук, вып. 85, геол. сер. (№ 24), 1947.

151. Сборник «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. Геол. ин-та. АН СССР, вып. 4, 1956.

152. Страхов Н. М. Доманиковская фация Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 16, сер. 6, 1939.

153. Татарский В. Б. Раздоломчивание и связанные с ним вопросы. Вестн. Ленингр. унив., № 1, 1953.

154. Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Ин-т нефти АН СССР, 1950.

155. Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. АН СССР. Тр. Палеонтол. ин-та, т. XIII, кн. 2, 1953.

156. Швецов М. С. и Бирин Л. М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков р-на Михайлова-Алексина. Тр. Москов. геол. треста, вып. 10, 1935.

157. Cayeux L. Roches carbonatées. Paris, 1935.

#### Литература к главе XI

158. Гапеев А. А. Твердые горючие ископаемые (каустобиолиты). М. 1949.

159. Жемчужников Ю. А. Введение в петрографию углей. 2-е изд., 1934.

160. Залесский В. Д. Очерк по вопросу образования угля. Изд. Геол. ком., 1914.

161. Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Тр. ВСЕГЕИ. Гостгеоиздат, 1953.

162. Наумова С. Н. Генетическая классификация углей Подмосковного бассейна. Тр. ВИМС, вып. 154, 1940.

См. также № 138 (Статьи о калийных рудах).

#### Литература к главе XII

163. Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв. НКТП. ОНТИ. Госуд. науч.-технич. горно-геолого-нефтяное изд., 1933.

164. Денисов Н. Я. Строительные свойства лёсса. Гос. изд. лит. по строительству, 1953.

165. Константинов М. М. Ближайшие задачи в изучении месторождений свинца и цинка осадочного генезиса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.

166. Константинов М. М. Экзогенные сульфиды свинца и цинка. Вопросы минералогии осадочных образований. См. 5, кн. 1.

167. Обручев В. А. Лёсс как особый вид почвы его происхождение, типы и задачи изучения. Матер. по четверт. периоду, вып. 2, АН СССР, 1950.

168. Попов В. М. О происхождении месторождений медистых песчаников гидротермального типа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.

169. Сапожников Д. Т. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. Там же см. литературу по медистым породам (статья А. Д. Архангельского, Л. М. Миропольского, В. А. Полянина, И. С. Яговкина и др.). Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 93, сер. геол. (№28) 1948.

170. Тутковский П. А. К вопросу о происхождении лёсса. Землеведение, кн. I—IV, 1899.

См. также № 89 (Давыдова и Гольдштейн), 93 (Малиновский), 5 кн. 1 и 2 (разные статьи).

#### Литература к главе XIII

171. Алиев А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Азнефтеиздат, 1949.

172. Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской части России, ч. III. Палеоокеанографическое исследование. Материалы для геологии России. XXV, 1912.

173. Батурия В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. ОНТИ Баку-Москва, 1937.

174. Белянкин Д. С., Залесский В. В., Беликов Б. П. О работах Академии наук в области изучения строительного и облицовочного камня и др. статьи. Тр. Инст. геол. наук, сер. петр., вып. 89, 1948.

175. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. ВНИГРИ. Гостоптехиздат. Ч. I, 1948; Ч. II, 1950.

176. Виноградов А. В., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 6, 1952.

177. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. АН СССР, 1950.

178. Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Пробл. сов. геол., т. I, № 1, 1933.

179. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. Ленингр. унив., 1947.

180. Совещание по осадочным породам. Доклады. Вып. I, 1952; вып. II, 1955. Содержат статьи ряда авторов; вып. II, кроме того, решения совещания и библиографию по осадочным породам за 1940—1952 гг. АН СССР.

181. Степанов П. И. Теория поясов и узлов угленакопления. Юбил. сборник, посвященный тридцатилетию Великой Октябрьской революции. Ч. II, АН СССР, 1947.

182. Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху. Тр. Моск. геол.-разв. инст., т. XII.

183. Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. ВНИГРИ, 1954.

См. также 10 (Пустовалов), 38 (Страхов), 127 (Страхов), 145 (Шатский), 21 (Кгитбеин).

### ОБЪЯСНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ТЕРМИНОВ

**Аллотигенный**—образовавшийся в другом месте (не там, где найден).

**Аллохтонный**—примерно то же, что и аллотигенный; применяется преимущественно по отношению к растительным остаткам, а также тектоническим глыбам.

**Аутигенный**—образовавшийся на месте, не перенесенный.

**Аутохтонный** (автохтонный)—примерно то же, что аутигенный; применяется преимущественно по отношению к растительным остаткам, а также тектоническим глыбам.

**Биогерм**—скопление любых прикрепленных организмов, находящихся в положении роста, иначе говоря, риф без сопутствующих ему неорганических образований.

**Биоценоз**—прижизненное скопление организмов.

Все биогермы представляют современные или когда-то существовавшие биоценозы, но не все биоценозы являются биогермами.

**Гранулометрический анализ**—то же, что механический анализ.

**Грануляция** (от слова «гранула»—зернышко)—замещение какого-либо строения (раковин, осолитов), образованного определенным расположением кристалликов или крупного кристалла, беспорядочным скоплением мельчайших зернышек. Употребляется в применении к известковым породам.

**Иммерсионный метод**—определение минералов путем погружения (иммерсии) их в жидкости, обладающие разными показателями преломления, и сравнения показателей.

**Лагуна**—небольшой бассейн (залив), почти отделенный от моря; у нас иногда ошибочно употребляется в смысле, отличном от первоначального значения.

**Механический анализ**—точное определение особыми методами величины песчаных, алевроитовых зерен или глинистых частиц, слагающих породу.

**Минералогический анализ**—определение минерального состава рыхлых скоплений зерен (пески, нерастворимые остатки) обычно с разделением их по удельному весу и использованием иммерсионного метода.

**Новообразованное осадочное (минеральное)**—минерал не магматический, возникший как продукт разложения магматического минерала или путем выпадения из раствора.

**Опоковидная глина, опоковидный песчаник и т. п.**—термины, еще иногда употребляемые, но непонятные и поэтому нежелательные.

**Плотный**—слово, иногда неправильно употребляемое для обозначения микрозернистых карбонатных пород, а также в совершенно другом, также неправильном смысле (вместо твердый, сцементированный и т. д.), что делает его непонятым. В действительности плотность означает удельный вес или отсутствие пористости. В другом значении употребляться не должно.

**Реликтовый (остаточный) или обломочный минерал**—минерал, перешедший неизменным из материнской породы в осадочную.

**Риф**—биогерм с прилегающими к нему и связанными с ним образованиями (обломочным шлейфом, лагуной и т. д.).

**Роговик**—метаморфическая порода. Термин этот иногда неправильно применяется для обозначения очень разнообразных осадочных кремнистых пород, что вносит путаницу в петрографическую номенклатуру.

**Сингенетический**—образовавшийся одновременно с породой, т. е. в осадке или в стадии первичного диагенеза.

**Сланец**—метаморфическая порода, подвергшаяся сильному сдавливанию и потому распадающаяся на плитки, обычно секущие слоистость. Этот термин иногда неправильно

употребляется для обозначения осадочных пород, обладающих микрослоистостью. Он употребляется лишь на вторичную особенность строения породы, ничего не говоря об ее составе; поэтому лишен смысла, когда употребляется без указания минерального состава.

**Таватоценоз** — посмертное скопление организмов.

**Терригенный** — дословно «образовавшийся на суше», термин, обычно употребляемый для обозначения песчаной и глинистой части осадков. Так как вообще весь осадочный материал приносится с суши, а глины в значительной части образуются и в морях, термин не точный, тем более, что иногда употребляется даже для обозначения осадков, отлагающихся на континентах.

**Фоссилизация** — превращение в ископаемое состояние, в просторечье «окаменение». Под этим термином подразумеваются те изменения, которым подвергается организм со скелетом после смерти и захоронения в осадке в процессе диагенеза.

**Эпигенетический** — в переводе «возникший после (эпи) образования», т. е. в готовой породе, уже прошедшей стадию диагенеза. Это термин «широкого пользования», т. е. неточный. Эпигенетическими или вторичными называют все изменения, которым может подвергнуться порода после своего образования, как те, которые составляют непосредственное продолжение диагенеза (диагенез породы или метадиагенез), так и те, которые возникают при ее приближении к поверхности (выветривание) или при ее погружении в зону метаморфизма и при процессах метаморфизма.

---

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ ФОТОГРАФИИ

### ТАБЛИЦА I

Фото 1. Превращенная выветриванием в мягкую глину брекчия вулканических пород. Уменьшение около 20. Район Батуми.

Фото 2. Изменения осадка и породы в процессах диагенеза и эпигенеза. В зернах кварца (темно-серое) видны отмеченные полосой загрязнения первичные контуры округлых кварцевых песчинок, которые разрастаясь за счет осадочного кремнезема, слились в сплошной песчаник-кварцит без видимого цемента. При изменении химических условий среды кварц частично растворился и был замещен кальцитом (светлая микрзернистая полоса), который и цементирует теперь обломочно-осадочные зерна кварца.

Фото 3. Конкреция закисного железа—сидерита с поверхности и по трещинам, окисленная в гидрогетит (черное), который местами с поверхности снова восстановлен в пирит (серое); Серпуховская свита. Подмосковье. Нат. вел.

Фото 4. Слепок кристалла каменной соли в песке. Коллекция МГРИ. Нат. вел.

Фото 5а. Следы капель дождя 1932 года. Немного уменьшено.

Фото 5б. Плитка глинистой породы с отпечатками (слепками) следов капель дождя и с трещинами высыхания, частью выполненными гипсом. Эти особенности породы указывают на ее образование в условиях засушливого (пустынного?) климата. Из слоев «соленосной» третичной свиты Тянь-Шаня близ оз. Сонкуль. Уменьшено.

### ТАБЛИЦА II

Фото 6. Следы струй приливной полосы. Видна также тончайшая приливная слоистость. Тянь-Шань, район оз. Сонкуль. Основание каменноугольных отложений.

Фото 7. Фотография морского дна на глубине 885 м (Курильские острова). Видны неясно гидроиды и мшанки и отчетливо знаки ярибы течения. По Н. Л. Зенковичу и В. П. Петелину.

Фото 8. Танатоценоз. Поверхность слоя известняка, покрытая обломками разнообразных организмов. Видны брахиоподы, иглокожие, мшанки. Верхний карбон. Подмосковье. Нат. вел. (фото И. В. Хворовой).

Фото 9. Водорослевый биогерм (из группы коллений). Карманы заполнены посторонним материалом; внутри слоечков биогерма видны лепешковидные водорослевые образования. Серпуховская свита. Подмосковье. Несколько меньше нат. вел.

### ТАБЛИЦА III

Фото 10. Обнажившийся и растрескавшийся прибрежно-морской известковый ил. Отмели Флориды (по Филду).

Фото 11. Хорошо выраженные трещины высыхания в известняках основания карбона Подмосковья (см. фото 12).

Фото 12. Плитчатая карбонатная порода с ясными следами осушения (заметны слабо выраженные отпечатки трещин высыхания и отпечатки кристаллов соли). Подмосковье. Граница девона и карбона (основание хованских слоев).

Фото 13. Сложное строение известняка, раскрывающее историю породы. Внизу виден прибрежно-лагунный микрзернистый известняк с поверхности подвергшийся осушению и растрескиванию (большие впадины, мелкие трещины, мелко зазубренные поверхности), а затем источенный роющими животными (темно-серое—их ходы). С возвращением моря ходы были заполнены зернистым фораминиферовым осадком, сохранившимся только во впадинах и ходах. Позже отложился черный, затем светлосерый микрзернистый лагунный известняк, лишенный следов организмов. Еще позже все слои были пронизаны корнями крупных растений, росших еще в полувязком иле. Высохшие сморщенные корни видны в сохранившихся от них полостях, заполнившихся прозрачным кальцитом. Окские известняки Подмосковья. Пришлифовка поперечного среза. Нат. вел.

#### ТАБЛИЦА IV

Фото 14. В шлифе микрозернистого известняка, типа описанных выше (фото 13), видно, как нитевидный (увел. 25, ник. 1) корень прогибает и пронизывает известковый ил. Подмосковский нижний карбон. По Швецову и Бириной.

Фото 15. Косослоистый обломочный известняк склона рифа или отмели несогласно покрывается органогенно-детритусовым известняком. Средний карбон. Подмосковье, ст. Пески. Нат. вел.

Фото 16. Внутрислоевая брекчия. Образовалась в результате очень сильного волнения, которое не только полностью подняло и привело во взвешенное состояние верхний еще не затвердевший слой мелкозернистого доломитового осадка, но раскололо на щелки и ниже лежавший полужатверделый слой такого же осадка. При оседании поднятых бурей осадков осколки нижнего слоя оказались как бы взвешенными в тонкозернистом илу. Верхи девона в Москве. Уменьшено вдвое.

Фото 17. Внутрислоевый размыв в известняках со сменой морских известняков полупресноводными (микрослоистыми). Михайловский горизонт подмосковного карбона.

#### ТАБЛИЦА V

Фото 18. Колонки современных осадков Черного моря. По Архангельскому и Страхову. 1 — известковый ил; 2 — черный ил; 3 — серая глина (древняя новоевксинская); 4? — фазеолиновый ил; 5 — мидневый ил. Уменьшение: мелководные илы — в 2 раза, глубоководные — в 1½ раза.

Фото 19. Опал и халцедон в цементе кварцевого песчаника. Кварцевые зерна сливаются с халцедоном и канадским бальзамом, резко выступает опал цемента в виде темных полос (резкий рельеф). Увел. 30, ник. 1.

Фото 20. Тот же шлиф, что и на фото 19, но при скрещенных николях. Опал — черный, халцедон цемента — поперечно-волокнистый. Выделяются большие округлые зерна обломочного кварца и в промежутке между ними, почти в центре, резко угловатое, повторяющее форму промежутка (поры) зерно кварца — новообразования.

Фото 21. Опал в виде глобул слагает стенки спикул губок и промежутки между ними. Увел. 50, ник. 1. По Кайе.

#### ТАБЛИЦА VI

Фото 22. Люссатит, выделившийся внутри халцедонового цемента опоковой сантонской брекчии близ Саратова. Ник. 1. Люссатит четко выделяется своим резким рельефом (темная полоса) и может быть принят за опал. Фото В. С. Васильева.

Фото 23. Тот же шлиф, что и на фото 22, но при скрещенных николях, что позволяет легко отличать люссатит от изотропного опала, но делает его почти неотличимым от минералов группы халцедона. Последние незаметны на фото 22, но четко выделяются здесь слева и частью справа от люссатита, образуя вместе с ним большое светлое поле радиально-лучистого строения. Фото В. С. Васильева.

Фото 24. Чередующиеся полосы халцедона и кварца. Увел. 45, ник. +. По Кайе.

Фото 25. Идноморфные новообразования кварца в известняке. Увел. 15, ник. 1. По Кайе.

Фото 26. Кварцит (осадочный). Песчинки кварца разрослись за счет кремнистого цемента. Наросшая часть отделяется от первоначального зерна ободком. Увел. 25, ник. +. По Кайе.

Фото 27. Третичный кварцевый песчаник с хорошо окатанными зернами. Ник. 1. Увел. около 40.

В промежутках между окатанными зернами кварца, особенно наверху справа и слева, видны угловатые вытянутые зерна, повторяющие форму порового пространства между песчинками кварца и лишённые, как и кварц, рельефа. Они представляют собой халцедон, выделившийся в порах песчаника. Цементом является опал, резко отличающийся от кварца своим рельефом. В отличие от фото 26 кварц здесь не разрастается за счет опалового геля, а замещается им, как и халцедон.

#### ТАБЛИЦА VII

Фото 28. Кварцевый песчаник с зернами полевого шпата. Увел. 40, ник. 1. Как кварц, так и полевой шпат всюду резко как бы разьедаются опалом, приобретая истонченную форму и рельеф.

Фото 29. Кварцевый песчаник, подвергшийся кальцитизации. Цемент и в значительной части зерна изъедены и замещены кристаллами кальцита (серое). Увел. около 40. Ник. +.

Фото 30. Зонарные ромбоэдры доломита среди зерен кальцита неправильной формы. Увел. 40, ник. 1. По Кайе.

Фото 31. Доломитовый известняк. Темные ядра ромбоэдров кальцитовые; светлые оболочки доломитовые; цемент — крупнокристаллический кальцит. Увел. 90. Ник. 1. По Кайе.

Фото 32. Ромбоэдры сложены отдельными маленькими кристаллами кальцита. Основная масса — микрозернистый кальцит. Увел. 60. Ник. 1. Франция, сенонский мел. По Кайе.

Фото 33. Крупные многослойные сферолиты сидерита. Увел. 50. Ник. +. Липецкие руды, из образцов М. С. Точилина.

### ТАБЛИЦА VIII

Фото 34. Микрозернистый сидерит с песчинками кварца, покрытыми сферолитовыми наростами сидерита и разъеденными сидеритом по трещинам. Увел. 50. Ник. +. Липецкие руды.

Фото 35. Каолиновая глина с лентами каолинита. Увел. 40. Ник. +. Караганда. По Ю. К. Горецкому.

Фото 36. Пачки гидрослюды в углистой твердой глине. Увел. около 100. Ник. +. По Ю. К. Горецкому.

Фото 37. Мелкозернистый доломит с листоватыми хлопьями палыгорскита. Увел. 40. Ник. +. Москва, подольский горизонт. Фото Хворовой.

Фото 38. Глауконит. Увел. 5—10.

*a* — выполняющий раковину фораминиферы; *b* — замещающий кристалл полевого шпата; *в* — инкрустирующий (или, может быть, замещающий) зерно кварца; *г* — выделившийся в порах известняка или сдавленный ростом кристаллов кальцита; *д* — пигментный; *e* — лопастной (растрескивающийся).

### ТАБЛИЦА IX

Фото 39. Шамозит из уральских месторождений. По А. К. Белоусову

*a* — шамозит оолитовый. Увел. 4. Ник. 1; *b* — оолит шамозит-диаспоровый, темная периферическая часть — из концентров шамозита, средняя — из шамозито-диаспорового вещества. Увел. 20. Ник. +; *в* — шамозит с вермикулитовой структурой, выкристаллизовавшийся из основной массы. Увел. 25. Ник. 1.

Фото 40. Пирит сингенетический, замещающий раковины фораминифер и рассеянный в породе в виде пыли (черное). Увел. 30. Ник. 1. Низы визейского яруса. Москва.

Фото 41. Пирит эпигенетический в известняке, имеет вид блях, покрывающих разнообразные органические остатки и частью, вероятно, сингенетический в виде тонкой пыли, рассеянной во всей породе. Здесь же в основной массе микрозернистого кальцита видны различные характерные формы гастропод с несохранившимся строением перекристаллизованных раковин. Шлиф дает представление о взмученной текстуре. Увел. 5. Ник. 1. Москва, упинский горизонт.

Фото 42. Пирит оолитовый в известняке. Отраженный свет. Увел. 22. Ник. 1. Нижний карбон. Район Богучара. Из материалов Тихого.

Фото 43. Оолитовая железная руда. Оолиты и часть цемента шамозитовые. В центре оолитов обломки гидрогетитовых оолитов, частью кварц. Хлорит цемента и частью оолитов замещен кристаллами сидерита. Увел. 75. Ник. 1. Месторождение Галды-Эспе (Казахстан). По Формозовой.

### ТАБЛИЦА X

Фото 44. Гиббсит (мелкие ярко-белые кристаллики), разъедающие зерно кварца в боксите. Увел. 90. Ник. +. Боксит. Северный Казахстан. Фото Лисициной.

Фото 45. Мельчайшие кристаллики диаспора (светлые), покрывающие поверхность кристаллов пирита (черные) в боксите. Увел. 60. Ник. +.

Фото 46. Разъедание зерна кварца при переходе аллофана (черное) в гиббсит (вытянутые светлые кристаллы) и галлуазит (серые зернистые участки). Увел. 270. Ник. +. По Трубиной.

Фото 47. Оолитовые рудные зерна псиломелана и пиролюзита. Чиатурское месторождение. Увел. 9. Ник. 1. По Бетехтину.

Фото 48а. Платформенный желваковый фосфорит. Увел. 40. Ник. 1. Видны песчаные зерна кварца и глауконита. Основная масса — изотропный фосфат. Его резкий рельеф хорошо заметен при сравнении с порами. По Бушинскому.

Фото 48б. Тот же шлиф при скрещенных николях. Основная масса (изотропный фосфат) — черное. Оторочка пор и зерен из кристаллического волокнистого фосфата.

### ТАБЛИЦА XI

Фото 49. Фосфориты Кара-Тау. Сложные оолиты, состоящие из оолитовых зерен с изотропным фосфатом в центре и поляризующими волокнистыми оболочками. Основная масса микрозернистая, частью изотропная.

Фото 50. Другой тип оолитовых пластовых фосфоритов Кара-Тау. Увел. 25. Ник. 1.

Фото 51. Фосфат изотропный, выделившийся в порах скелетного обломка иглокожего. Увел. 90. Ник. +. Стешевский горизонт нижнего карбона Подмосковья.

Фото 52. Выделения гипса (крупные кристаллы в средней части шлифа и сплошной участок слева) в мелкозернистом доломите (темное). Увел. 30. Ник. +. Горьковская область, казанский ярус.

Фото 53. Ангидрит по трещинам гидратизированный и превращенный в гипс.

Гипс, лишенный рельефа, легко отличается от окружающего его ангидрита, напоминая реку в скалистых берегах. Увел. 50. Ник. 1.

#### ТАБЛИЦА XII

Фото 54. В шлифе виден лишь гипс, частью в виде хорошо очерченных кристаллов, напоминающих кварц, частью в виде мелкозернистых разностей, напоминающих халцедон. Увел. около 50. Ник. +.

Фото 55. Выделения гипса, превращенного при изготовлении шлифа в полугидрат (игльчатого строения), в мелкозернистом доломите (изогнутые полоски — остатки перекристаллизованных и растворенных раковин). Увел. 30. Ник. +. Горьковская область, казанский ярус.

Фото 56. Кристаллы целестина. Видна спайность и форма кристаллов. Увел. 50. Ник. +.

Фото 57а. Кристаллы флюорита в девонском ангидрите Самарской Луки, сгущающиеся вдоль извилистой сутурной линии. Увел. 40. Ник. 1.

Фото 57б. Кристаллы флюорита левой части фото № 57а при увел. 240 и скрещенных ник. Хорошо видны их как бы изъеденные контуры и включения в них кристалликов ангидрита (фото Тихомирова).

#### ТАБЛИЦА XIII

Фото 58. Выделения кристаллов цеолита (морденита) в полостях нижневолжских фосфоритовых желваков. Увел. 160. Ник. +. Кашпур. Фото В. С. Васильева.

Фото 59. Сферолиты анальцима в углисто-глинистом непрозрачном цементе. Увел. 48. Ник. 1.

Из анальцимового горизонта угленосной свиты Гелати. По Дзоценидзе и Схиртладзе.

Фото 60. Кубик галенита в полости подольского фосфорита. Нат. вел. По М. М. Константинову.

Фото 61. Скелеты радиолярий. Увел. 125. По Меррею и Филиппи.

Фото 62. Спонголит, сложенный спиккулами кремнистых губок. Увел. 40. Ник. 1. Западная Грузия. Аджамети, олигоцен. Фото Горещкого.

Фото 63. Шлиф известняка с кремнями. В основной массе мелкозернистого кальцита видно много обломков халцедоновых, частью кальцитизированных спиккул. Увел. 46. Ник. 1. Визейский ярус Кизеловского района.

#### ТАБЛИЦА XIV

Фото 64. Продольные и поперечные разрезы криноидей (а), видны каналы, точечное строение, местами спайность членика-кристалла. Удлиненные образования волокнистого строения — разрезы раковин брахиопод (б). Справа в них видны следы каналов. Увел. 15. Ник. 1. Визейский ярус Кизеловского района.

Фото 65. Раковина остракоды. Видны обе створки и полость, заполненная зернами кальцита. Увел. 25. Ник. 1.

Фото 66. Поперечный разрез панциря трилобита (а), полоски с волнистым угасанием в средней части шлифа и слева внизу. Сверху разрезы брахиопод (б) — извилистые полоски. Основная масса — микрослонистый крупнодетритовый органогенный известняк. Увел. 40. Ник. +. Нижний карбон района Богучара.

Фото 67. Мшанки. а — схематическое строение.

Фото 68. В нижней части фото известняк, образованный целиком раковинами остракод, выше — остракодовым детритом и вверху — мелким остракодовым детритом. В верхней части заметно взмученное строение осадка — результат деятельности роющих животных. Увел. 8. Ник. 1. Подмосковье, упинский горизонт.

Фото 69. Волокнистое строение перегородок между ячейками у мшанок. Увел. 140. Ник. 1. По Кайе.

Фото 70. Маленький обрывок мшанки (а) в органогенном известняке. Заметны также фораминифера (б) и остракоды (в). Увел. 25. Ник. 1. Подмосковье, нижний карбон.

#### ТАБЛИЦА XV

Фото 71. Обрывки раковин брахиопод (волокнистое строение) в мелкодетритусовом известняке. Увел. 15. Ник. 1. Подмосковье, намюр.

Фото 72. Разрезы серпул. Увел. 50. Ник. 1. Пограничные слои карбона-девона в Подмосковье.

Фото 73. Поверхность слоя, изъеденного ходами червей *Taopigus*, часто принимаемых за водоросли. Серпуховская свита подмосковного карбона. Нат. вел.

Фото 74. Водорослевый микрослоистый известняк, изъеденный ходами червей, заполненными иным, фораминиферовым известняком. Нат. вел. Подмосковский намюр. Образец Сарычевой.

#### ТАБЛИЦА XVI

Фото 75. Пелециподы. Поперечный разрез раковины. Сверху призматический слой, внизу пластинчатый. Увел. 80. Ник. 1. По Кайе.

Фото 76. Тангенциальный разрез призматического слоя той же раковины, что на фото 75. Увел. 20. Ник. 1. По Кайе.

Фото 77. *Cardium edule*. Увел. 100. Ник. 1. По Кайе.

*a* — внутренний (пластинчатый) слой; *b* — наружный (призматический).

Фото 78. Гастропода *Solus*. Внутренний, средний и наружный слои. Увел. 45. Ник. 1. По Кайе.

Фото 79. Разрезы кораллов в мелкодетритовом органогенном известняке. Увел. 7. Ник. 1. Подмосковье, серпуховский горизонт.

Фото 80. Обломок кости позвоночного. Видны характерные каналы. Увел. 50. Ник. 1. Подмосковье, нижний карбон.

#### ТАБЛИЦА XVII

Фото 81. Кокколитофориды. Рабдосфера.

Фото 82. Кокколит. *a* — сверху, *b* — в разрезе. Увел. около 1500. Ник. 1. По Кайе.

Фото 83. Сине-зеленая водоросль, нарощая на раковину гастроподы. Нат. вел. Подмосковье, упинский горизонт. В вертикальном разрезе. Нат. вел. По Швецову.

Фото 84. Известняк водорослевый (строматолит). Характерна неясная волнистая слоистость и разрезы пор поперечные и продольные (черные точки и волнистые «ниточки»). Образован сине-зелеными водорослями. Нат. вел.

Фото 85. Ортонелла. Увел. 50. Ник. 1. Карбон Англии. По Гарвуду.

Фото 86. Гирванелла. Увел. 2. Ник. 1. Урал, основание карбона. По Маслову.

Фото 87. Коллениа в горизонтальном срезе. Нат. вел. По Маслову.

#### ТАБЛИЦА XVIII

Фото 88. Зеленые водоросли. Увел. 2.

*a* — известковый чехол водоросли диплопоры в поперечном разрезе; *b* — то же, продольный разрез чехла водоросли.

Фото 89. Поперечный срез трубок зеленых водорослей. Увел. 40. Фото Хворовой.

Фото 90. Пронизанный каналцами обрывок «листа» зеленой водоросли кальцифорнум. Увел. 30. Ник. 1. Нижний карбон Подмосковья. По Швецову и Бириной.

Фото 91. Хара.

*a* — стебель с органами плодоношения. Увел. около 20. По Циттелю; *b* — поперечные разрезы стеблей. Увел. около 50.

Фото 92. Багряная водоросль амфириа, поперечный срез. Увел. 40. Ник. 1. По Кайе

Фото 93. Шлиф багряной водоросли литофиллум. Увел. около 40. Ник. 1. По Кайе.

#### ТАБЛИЦА XIX

Фото 94. Водоросли типа донецелла. Увел. 40. Ник. 1.

Фото 95. Багряная (?) водоросль ундарелла. Увел. около 50.

Фото 96. Современные диатомеи. Увел. около 300. Ник. 1. По Кайе.

#### ТАБЛИЦА XX

Фото 97. Пойменная или прибрежная (?) слоистость алевроито-глинистой толщи апта Подмосковья. Величина натур. Темные полосы горизонтальные и закрученные — чистая глина.

Фото 98. Разрез известняков части серпуховской свиты Подмосковья. Видно резкое различие массивных слоев (плоскости разделения почти отсутствуют) с беспорядочной текстурой (внизу) и тонкоплитчатых с микрослоистой текстурой (вверху разреза).

Фото 99. Резкая смена двух слоев (известняк снизу, песчаник сверху) при отсутствии плоскости разделения, образование которой невозможно вследствие внедрения вышележащей породы в карманы размытой поверхности подстилающей породы. Нат. вел. Окско-Цнинский вал, граница нижнего и среднего карбона.

Фото 100. Вторичная слоистость взмученного волнением полужатвердевшего осадка, состоящего из чередующихся прослоев алевроита и глины. Нижний мел Горьковского края. Уменьшено.

#### ТАБЛИЦА XXI

Фото 101. Выветрелый вертикальный срез на обнажении известняка, целиком переработанного червями, ходы которых могут быть приняты за косую слоистость. Серпуховская свита. Подмосковье. Немного меньше нат. вел.

Фото 102. Та же порода, что и на фото 101 в шлифе. Порода целиком переработана ходами червей, направление движения которых намечается серповидным расположением переработанного материала. Увел. 7.

Фото 103. Слоистость русловых отложений или потоков. Внизу слойки загибаются, сверху срезаны. Континентальный апт Подмосковья. Уменьш. 5.

#### ТАБЛИЦА XXII

Фото 104. Слоистость алевритово-глинистых пойменных отложений, нарушаемая ходами животных и движениями воды. Уменьш. 5. Континентальный апт Подмосковья.

Фото 105. То же, что на фото 104, но из другой пачки. Уменьш. 5.

Фото 106. То же, что на фото 104, но слоистость более спокойная, ходы длиннее и почти вертикальные, вероятно, растительного происхождения. Уменьш. 10.

#### ТАБЛИЦА XXIII

Фото 107. Язычковая рябь. Девон Тянь-Шаня, район оз. Сонкуль. Уменьшено

Фото 108. Симметричная рябь волнения. Из валуна шокшинского песчаника Уменьшено.

Фото 109. Следы отложения микрозернистого карбонатного осадка, его перемещения в движущейся водной среде, повторного высыхания, растрескивания и взмучивания с передвижением крупных обломков. Подмосковье, основание нижнего карбона (хованские слои).

#### ТАБЛИЦА XXIV

Фото 110. То же, что фото 109.

Фото 111. Следы течения на поверхности слоя («механический иероглиф»). Фото Хворовой.

Фото 112. Превращение микрозернистого известняка в ложную брекчию вследствие растрескивания и перекристаллизации по трещинам. Темное — остатки микрозернистого кальцита. Увел. 5. Ник. 1. Намюр. Подмосковье.

Фото 113. Пришлифовка известняка раковинно-детритового состава, с ясно видными «колодезными» ходами роющих животных. Бросается в глаза кусок полужатвердевшего осадка, подрезанного ходами, который был поднят резким движением и погружен в более рыхлый ил (сверху), заполнивший и образовавшуюся пустоту. Нат. вел. Подмосковье, нижний карбон. По Швецову и Бириной.

Фото 114. Смена ракушечного биоценоза прослоем «безжизненной» глины (внизу), внезапный принос которой задушил фауну. Малевские слои. Подмосковье. Уменьш. 7.

#### ТАБЛИЦА XXV

Фото 115. Известняк с сутурами. Сутуры видны в поперечном изломе слоя в виде зазубренных линий и сверху в виде грубой шершавой поверхности, покрытой глинистой пленкой. Сухуми, сенон. Уменьшено.

Фото 116. Стилолит. Из нижнекаменноугольных известняков близ Серпухова. Нат. вел.

Фото 117. Парастилолит. Начальная стадия обособления известняковых желваков и разрастания глинистых скоплений. Москва, упинский горизонт. Уменьшено.

Фото 118. Текстура «конус в конус». Крым, титон. Нат. вел.

#### ТАБЛИЦА XXVI

Фото 119. Легкая гофрировка слоев, обусловленная переходом ангидрита (серое) в гипс (белое). Нат. вел. Москва, верхи девона.

Фото 120. Слои современных черноморских осадков, смятые подводным оползнем. Около  $\frac{1}{3}$  нат. вел. По Аргангельскому и Страхову.

Фото 121. Гофрированность известковых микрослоечков биогенного происхождения (водоросль). Нат. вел. Карбон Кизела.

Фото 122. Сферические конкреции в песчанике. Уменьшено.

Фото 123. Конкреция сернистого железа, форма и особенности которой обусловлены строением породы. В верхней части ясно, а ниже менее четко видна неправильно-косая слоистость вмещающей породы, показывающая первоначальное вертикальное положение конкреции в осадке. Конусообразное сужение сростка книзу показывает постепенное убывание раствора по мере его перехода из одного слоя в другой. Вздутия и сужения конуса обусловлены сменой более пористых и более глинистых прослоев. Нат. вел. Мел Горьковской области.

#### ТАБЛИЦА XXVII

Фото 124. Поперечный раскол радиально-лучистой конкреции серного колчедана. В центре видна раковина брахиоподы, которая явилась очагом химических реакций, причиной образования конкреций и определила в основном ее форму. Нат. вел. Гагра, нижний мел.

Фото 125. Поперечный раскол глинисто-сидеритовой конкреции. По трещинам, возникшим в результате дегидратизации и не доходящим до наружных краев, выделены кристаллики серного колчедана (мелкие, блестящие) и гипса (более крупные). Немного меньше нат. вел. Нижний мел. Ульяновск.

Фото 126. Конкреция-септария. Правильно округлая (в поперечном сечении — линзовидная) форма обусловлена наличием внутри конкреции аммонита, который и является причиной ее образования. Трещины септарии выполнены более устойчивым минералом, который выдается на ее поверхности в виде стенок. Нижний мел Таджикистана.

Фото 127. Белемнит, разорванный силами кристаллизации при образовании кремневой конкреции, с поверхностью которой он прочно связан. Немного меньше нат. вел. Нижний мел Абхазии.

#### ТАБЛИЦА XXVIII

Фото 128. Скорлуповатая отдельность глинистой толщи, возникающая в результате цементации породы по трещинам солями железа. Уменьшено. Майкопская свита, близ Сухуми.

Фото 129. Олигомиктовый песчаник, кварцевый, со слюдой и очень редкими полевыми шпатами, с базальным железистым цементом разьедания. Увел. 25. Ник. 1. Подмосковье, юра—мел.

Фото 130. Олигомиктовый кварцевый песчаник с довольно хорошо окатанными зернами. Цемент базальный кальцитовый. Увел. 40. Ник. 1. Низы тульских слоев московского карбона.

Фото 131. Олигомиктовый кварцевый песчаник с преимущественно базальным гипсовым цементом прорастания. Увел. около 50. Ник. +. Низы татарской свиты Горьковского края.

Фото 132. Шлиф полимиктового песчаника с преобладанием полевых шпатов, с кварцем, биотитом и другими минералами. Цемент базальный, кальцитовый, беспорядочно зернистый. Увел. 50. Ник. +. Подмосковье, верейский горизонт.

#### ТАБЛИЦА XXIX

Фото 133. Шлиф полимиктового песчаника. Крупные угловатые песчанки состоят из обломков кремней, яшм, эффузивных и других пород. На одной песчанке видна кварцевая жилка, указывающая на тектонические воздействия. Кварца почти нет. Цемент кальцитовый, беспорядочно зернистый, базальный. Увел. 100. Ник. +. Макроскопически песчаник бурый с крапинками грубозернистый, с гальками мергелей и глин. Ока близ Горького, верхняя часть татарской свиты.

Фото 134. Аркоз. Макроскопически напоминает гранит. В шлифе видны крупные зерна полевых шпатов, часто свежих, кварца, обломков пород. Цемента местами нет вследствие перекристаллизации и нарастания. Увел. 60. Ник. +. Тянь-Шань, район оз. Сонкуль, нижний карбон.

Фото 135а. Шлиф грауваккового песчаника. Зерна разнообразного состава расположены впрытик в результате сдавливания и раскристаллизации. Воркута. Увел. около 70. Ник. +.

Фото 135б. Шлиф граувакки. Видны плагиоклазы, зерна кварца, других минералов и преимущественно обломочки пород, в том числе эффузивных. Цемент вследствие его разложения, перекристаллизации и образования новых минералов незаметен. Увел. 70. Ник. +. Макроскопически однородная темная порода, напоминающая эффузивную. Тянь-Шань, район оз. Сонкуль, нижний карбон.

Фото 136. Шлиф туффитового песчаника. Видны полевые шпаты с резко угловатыми гранями, роговая обманка и другие минералы, куски вулканических стекол и пемзы (черные пятна с микролитами). Цемент базальный, почти изотропный (перетертые вулканические стекла). Увел. 50. Ник. +. Северный Кавказ, акчагыл.

#### ТАБЛИЦА XXX

Фото 137. Шлиф глины почти изотропной, с сегрегацией каолинита в оолитоподобные образования. Увел. 26. Ник. 1. Макроскопически глина черная, зернистая песчаникоподобная. Москва, угленосная свита карбона.

Фото 138. Шлиф монтмориллонитовой магнезальной поглощающей глины с почти одновременным затуханием. Увел. 60. Ник. +. Окская свита подмосковного карбона.

Фото 139. Шлиф глины кристаллической перекрестно-волокнистого строения. Увел. 26. Ник. +. Москва, упинский горизонт.

Фото 140. Шлиф глины, состоящей из механически перенесенных пелитовых чешуек глинистых минералов и выпавших из раствора глинистых минералов. Микрошлистность обусловлена сингенетическими выделениями гидроокиси железа. Увел. 40. Ник. 1. Подмосковье, верейский горизонт.

Фото 141. Шлиф алевритистой глины обломочно-пелитового строения. Видны углестые прослойки. Увел. 40. Ник. 1. Москва, тульские слои.

#### ТАБЛИЦА XXXI

Фото 142. Постройка из латерита. Из работы Prescott, Pendleton.

Фото 143. Боксит яшмовидный красный с зелеными участками. Нат. вел. Красная Шапочка. Фото Бушинского.

Фото 144. «Слоистый боксит». Нат. вел. Красная Шапочка. Фото Бушинского.

Фото 145. Боксит, сложенный бобовинами, состоящими из мельчайших зернышек диаспора (светлое). Увел. 20. Ник. 1. Салаир, Бердянское месторождение. По Терентьевой.

Фото 146. Бокситовая порода, залегающая на закарстованной поверхности известняка, полости которого она выполняет. Ямайка. Из работы Zapp.

#### ТАБЛИЦА XXXII

Фото 147. Диатомит пресноводный. Состоит из скорлупок диатомей. Увел. 80. Ник. 1. Армянская ССР. Нурнус. Фото Горещкого.

Фото 148. Радиолярит. Видны многочисленные раковины радиолярии. Увел. 45. Ник. 1. Верхний мел Поволжья. По Архангельскому.

Фото 149. Яшма. Видны многочисленные следы плохо сохранившихся радиолярий в основной массе микрозернистого халцедона. Увел. 60. Ник. 1. Палеозой Урала.

Фото 150. Однородный микрозернистый кремнь, халцедоновый, с остатками опала в полостях бывших фораминифер или радиолярий. Увел. 60. Ник. +. Верхний мел Абхазии.

Фото 151. Кремнь, макроскопически мало отличный от известняка. В шлифе видна разнородная, разнозернистая структура из зерен кварца и халцедона с остатками карбоната, отражающая первоначально органогенное строение известняка. Увел. 40. Ник. +. Казанский ярус Горьковского края.

Фото 152. Полуокремненный доломит с крупными выделениями халцедона (частью кварца). Увел. 60. Ник. +. Казанский ярус Горьковского края.

#### ТАБЛИЦА XXXIII

Фото 153. Кусок накипи котла. Несколько меньше натуральной величины. Видно концентрическое и радиальное строение, свойственное оолитам и натекам (см. фото 154).

Фото 154. Шлиф известкового натека. Видны следы нарастания и вытянутые перпендикулярно и косо к ним кристаллики кальцита (сравни фото 153). Увел. 30. Ник. 1.

Фото 155. Оолиты с оболочками, частично перекристаллизованными и слившимися вследствие перекристаллизации, в других случаях вследствие грануляции и превращения в мелкозернистый кальцит. Центральные ядра сложены микрозернистым кальцитом. Увел. 60. Ник. 1. По Кайе.

Фото 156. Микрозернистый известняк сенонского возраста, имеющий такой же состав, как и мел, от которого отличается лишь прочностью цементации. На фоне однородной микрозернистой массы видны расплывающиеся в ней следы фораминифер. Увел. 70. Ник. 1. Сухуми.

Фото 157. Оолитовый известняк. Оолиты разнообразной формы, обусловленной формой центрального тела с концентрическим и радиально-лучистым строением. Увел. 1. Ник. 1. По Кайе.

#### ТАБЛИЦА XXXIV

Фото 158. Мел типичный, сантонского возраста (Валуйки). После обработки маслом в пришлифовке. Видна источенность ходами иглоядов. Нат. вел. Фото Бушинского.

Фото 159. Микрослоистый битуминозный известняк с галечкой. Нат. вел. Москва, верхи девона.

Фото 160. Типичный приборный или обломочный известняк. Зерна представляют собой преимущественно хорошо окатанные обломки раковины, обычно с темным ободком грануляции. Увел. 20. Ник. 1. Подмосковье, подольский горизонт.

Фото 161. Шлиф обломочного известняка. Темные «галечки» представляют собой частью ядра гастропод, состоящие из микрозернистого кальцита (справа), частью окатанные раковины, и, вероятно, мелкие копролиты, частью настоящие известняковые обломки. Цемент светлый, более крупнозернистый, резко отделяется от зерен. На многих зернах видна грануляция. Увел. 12. Ник. 1. Москва, хованский горизонт.

Фото 162. Трещины дегидратации («синерезиса»), разбившие водорослевый прослой и превратившие его в ряд галечек. Средний карбон Русской платформы. Фото Хворовой.

## ТАБЛИЦА XXXV

Фото 163. Известняк со следами сильных движений воды, вырвавших впадины в слабо затвердевшем известковом илу, раскалывавших его и превращавших в скопление галечек. Средний карбон Москвы. Ордынская скважина.

Фото 164. Аутигенный окатанный известковый гравелит — результат сильного движения воды в море. Известняк прибойный. Урал. Сакмарский ярус. Фото Хворовой.

Фото 165. Прослой аутигенного подводного известнякового гравия. Средний карбон Подмосковья. Фото Хворовой.

Фото 166. Причудливая раскристаллизация микрозернистого известняка, проявляющая его первоначальное, вероятно, водорослевое происхождение. Увел. около 30. Ник. 1. Фото Швецова. Карбон русской платформы.

## ТАБЛИЦА XXXVI

Фото 167. Известняк перекристаллизованный и гранулированный. В шлифе видно, что за перекристаллизацией органических остатков и сменившей ее грануляцией последовала общая перекристаллизация по волосным трещинам, придавшая породе вид скопления гранулированных обломков. Увел. около 40. Ник. 1. Карбон Русской платформы. Фото Швецова.

Фото 168. Известняк «комковатый» псевдообломочный — продукт начальной перекристаллизации по трещинам перед тем полностью гранулированной строматолитовой породы. Увел. около 30. Ник. 1. Фото Хворовой.

Фото 169. Известняк «комковатый», вероятно, прошедший через стадии изменения, аналогичные описанным для шлифа 167, но слагавшийся иным исходным материалом (возможно уже окатанным раковинным детритом. Станция Пески (см. фото 15, косые слои). Увел. около 40. Ник. 1. Фото Хворовой.

Фото 170. Известняк детритовый сильно гранулированный. Раковины первоначально перекристаллизованные, затем как бы растворились в основной микрозернистой (непрозрачной и потому темной на фото) массе кальцита. Ясных границ между обломками и основной массой нет. Карбон Русской платформы. Увел. около 40. Ник. 1. Фото Швецова.

Фото 171. Фосфатизированные копролиты червей, которые легко принять за окатанные песчинки. Увел. 20. Сантон Донбасса. Фото Бушинского.

## ТАБЛИЦА XXXVII

Фото 172. Овально-округлые комки микрозернистого кальцита возможно копрогенного происхождения. Фото Раузер-Черноусовой.

Фото 173. Известняк гастроподово-копрогенный с зачаточными оолитами. Увел. 30. Ник. 1. Неоген Грузинской ССР.

Фото 174. Известняк органогенный сильно доломитизированный. Видно, как ромбоздры доломита поглощают раковину брахиподы и поперечный срез ее шипа. Увел. около 70. Ник. 1. Фото Швецова.

Фото 175. Замещение карбонатной породы ангидритом (светлое поле). Увел. 45. Ник. 1. Карбон Русской платформы. Фото Хворовой.

Фото 176. Гидратация ангидрита в гипс (в нижней части снимка темные участки — ангидрит, белая оторочка — гипс) и замещение доломита (темно-серые линзы, клин в верхней части) гипсом (белые жилки и сплошные волокнистые участки). Верхи девона в Москве.

## ТАБЛИЦА XXXVIII

Фото 177. Макроскопический облик одного из типов известняков раздоломичивания (по трещинам). В крепкой решетке известняка местами сохранились остатки белого мучнистого микрозернистого доломита. Верхи девона Подмосковья (озерские слои). Фото Швецова.

Фото 178. Другой макроскопический облик начальной стадии превращения в известняк белого микрозернистого доломита по трещинкам. Порода получает обманчивый облик брекчии. Верхи девона Подмосковья. Фото Швецова. Нат. вел.

Фото 179. Известняк, возникший в результате раздоломичивания. Характерны крупные кристаллы кальцита, переполненные мельчайшими остатками первичных ромбоздров доломита, часто со спайностью, но без двойников. Увел. около 40. Ник. +. Арзамас. Казанский ярус перми.

Фото 180. Замещение центральной части зонарных ромбоздров доломита микрозернистым кальцитом. Доломитовыми сохранились (частью) лишь внешние оболочки. Цементирует среднезернистый кальцит. Увел. 90. Ник. 1. Фото Хворовой.

Фото 181. Кальцитизация доломита. Два сплошные однородные более светлые поля — кальцит, заместивший более мелкие ромбоздры доломита, которые частью сохранились и внутри полей кальцита. Увел. 45. Ник. 1. Фото Хворовой.

## ТАБЛИЦА XXXIX

Фото 182. Кварцево-полевошпатовый песчаник почти полностью кальцитизированный с замещением большей части песчинок кальцитом (светлое, частью темное с неровной шершавой поверхностью) и превращенный в известняк с примесью алевролита. Две лишь частично сохранившиеся песчинки видны в правом углу внизу и в левом сверху (к). Неоген Карпат. Увел. 50. Ник. +. Фото Швецова.

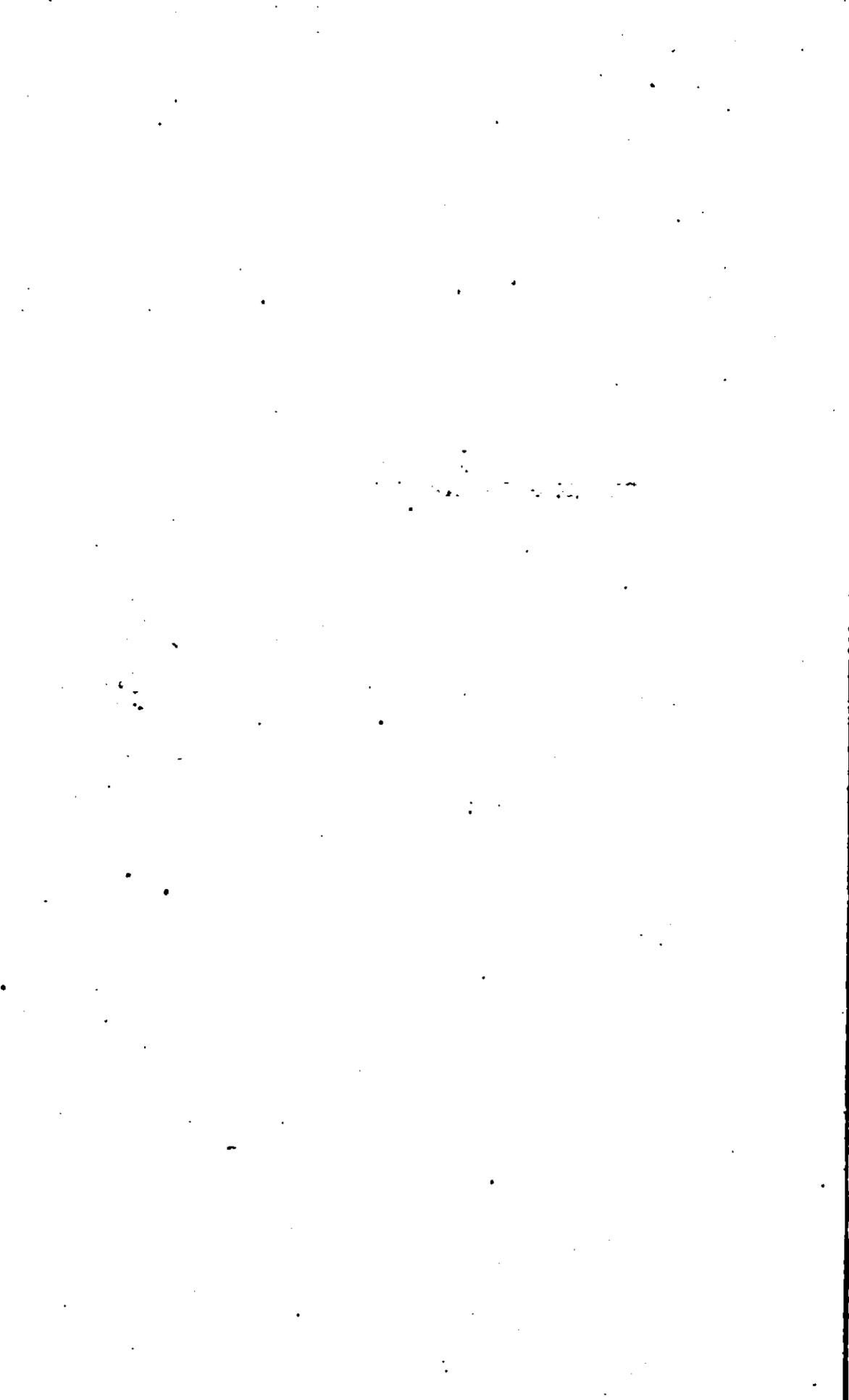
Фото 183. Часть Солотвинского купола каменной соли в Закарпаты.

Фото 184. Макроспоры и водоросли *Pila* в полубогхеде. Увел. 200. Ник. 1. Подмосковский бассейн. Из материалов Наумовой.

Фото 185. Фюзен с хорошо выраженным клеточным строением растительной ткани. Увел. 90. Ник. 1. Подмосковский бассейн. Из материалов Наумовой.

---

**ТАБЛИЦЫ ФОТОГРАФИЙ С I по XXXIX**



## АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

### А

Абиссальная область, осадки 68, 69, 81, 255  
Агрегатная поляризация 91, 234  
Айсберги 85  
Акантарии 124  
Актуализма 40  
Алевриты, алевролиты 148, 192, 197, 212  
— классификация 199  
— пльвуны, связность, текучесть 212  
Аллиты 237  
Аллотриоморфная структура 150  
Аллотигенный 347  
Аллофан (ы) 98, 100, 102, 122, 228, 230  
Аллохтонный 315, 347  
Алюминиевые минералы 110, 111  
— породы 237—243  
Алюминий 20, 28, 110, 124, 158  
Альбит 117  
Альционарий 135  
Аммоноидеи 144  
Аморфные вещества 86  
Анализ гранулометрический 10, 347  
— графический 12  
— математически-статический 12  
— механический 10, 202, 347  
— микрохимический 11  
— минералогический 11, 202, 206, 347  
— рентгеновский 86, 94  
— рентгенографический 220  
— термический 11, 94  
— химический 11, 94, 225  
— хроматический 11, 94  
— электрографический 11  
Анальцим 118  
Ангидрит 114, 115, 302, 310, 352, 354, 357  
Анкерит 94  
Антрациты 316  
Арагонит 92, 95, 124  
Аральское море (озеро) 47  
Аргиллиты 232, 233  
Аркоз (ы) 199—201, 355  
Армашевский 8  
Архангельский 8  
Аспидные сланцы 232, 233  
Атлантида 55  
Атлантический океан (профиль, рельеф  
дна) 54, 55  
— — осадки 82  
— хребет 54, 55  
Атмосфера (ы) 14, 33, 190  
Аулопоры 136, 144, 175

Аутигенные минералы 37, 89, 90, 347  
Аутохтонный 347  
Афанитовая структура 151  
Афросидерит 106

### Б

Бавалит 106, 107  
Багрянки 141  
Бактерии 19, 31, 80, 119, 124, 143, 158, 181, 283  
Балхаш, озеро 47  
Банки 75  
Барабинские степи 305  
Барит 115  
«Барров» теория 307  
Баскунчак озеро 305  
Батиальная область 68  
Бейделлит 99, 228  
Бентонит 101, 230, 231  
Беспорядочная текстура 151, 152  
Бетапалыгорскит 101  
Бёмит 111, 123, 237, 239, 241  
Биогенные элементы 260, 264  
Биогермы 71, 76, 133, 153, 272, 347, 349  
Биоглифы 173  
Биологический фактор 30  
Биоморфная структура 150  
Биостромы 75, 153  
Биохимические осадки 41  
— породы 22, 136, 150, 189  
Биоценоз (ы) 71, 175, 347, 354  
Битумы 22, 120, 184, 190  
Бобовины, бобовое строение 156, 158, 237  
Боксит (ы) 110, 111, 239, 356  
— классификация 240  
— происхождение 241  
Болота, область 45  
— осадки 47, 48  
Большое Солёное озеро 47  
Брахноподы 124, 131, 133, 144, 145, 352  
Брекчиевидная текстура 153, 183  
Брекчин 193, 194  
— аутигенные, внутрислоевые 74, 183, 350  
— известковые 279  
— классификация 193  
— туфогенные 191  
Бронзит 83  
Бурые угли 316

## В

- Вад см. *Псиломелам*  
 Вальтер 7  
 Вали прибрежные 49  
 Вермикулит 99  
 Вернадский 8, 335  
 Веррукано 195  
 Ветер, роль в переносе продуктов выветривания 24, 25, 33, 44  
 Вивианит 47, 113, 186  
 Витрен 315  
 Вода (ы) в процессах выветривания 18  
 — глубинные 35  
 — иловая 31  
 — морская, газы 59, 60, 61  
 — — — давление, свет 35, 64  
 — — — движения, течения, изменения объема во времени 64—66  
 — — рН, Eh, щелочной резерв 61  
 — — примеры волнения 64—66  
 — — содержание органических веществ 58, 59  
 — — соленость, состав солевой массы 54, 56, 57  
 — — температура, циркуляция 35, 62, 63  
 — речная, состав солевой массы 57  
 Водоросли багряные 353  
 — зеленые 140, 144, 353  
 — известковые 76, 137—142  
 — кокколитофориды 137  
 — кораллиновые 144  
 — красные 142  
 — кремневые 142  
 — сверлящие 140  
 — сине-зеленые 138, 139, 145, 353  
 — харовые 141  
 Волнение морской воды 32, 65, 161  
 Волнистая текстура 153  
 Волноприбойные знаки 169, 171  
 Волокнистое строение 91, 352  
 Вольские фосфориты 266  
 Восстановительные процессы 18, см. *Eh*  
 Вулканическая деятельность, вулканизм 41, 192, 261, 336  
 — фация морских осадков 69  
 Вулканические стекла 120, 122, 255, 349  
 Вулканический ил 78  
 — пепел 13, 261  
 — туф 25, 255  
 Выветривание 16, 17—23, 34, 35, 37, 61, 349  
 Выпаривание 29  
 Высыхание см. *Обезвоживание*
- ## Г
- Газ, следы выходов 171  
 Газы в морской воде 60  
 Гайдингера уравнение 298  
 Гайоты 52—54  
 Галенит 119, 120, 352  
 Галит 116, 302, 312  
 Галитит 312  
 Галлуазит 98—100, 228, 229, 351  
 Галька (и) перенос 67,  
 — расположение 173  
 — форма, окатанность 195  
 Гальмиролиз 30, 31, 61  
 Гастроподы 135, 144, 353  
 Гезы 253  
 Гейзерит 251, 256, 259  
 Гели 86, 87  
 Гематит 109, 121, 239, 244  
 Генезис 30  
 Геосинклинальные области 192, 196, 215, 255, 256, 265, 267, 268, 281  
 Геотектонический характер 335  
 Геохимическое направление 328  
 Гётит 110  
 Гиббсит 111, 123, 239, 241, 351  
 Гидраргиллит 111, 237  
 Гидратация 357  
 Гидроиды 136  
 Гиероглифы см. *Иероглифы*  
 Гидроборазит 302  
 Гидротётит 109, 110, 121  
 Гидроиды 136  
 Гидроксилпатит 112  
 Гидрослюда (ы) 98—103, 228—229, 351  
 Гидротроилит 108  
 Гирванелла (ы) 138, 353  
 Гипергенез 30  
 Гипс 89, 114, 115, 302, 310, 352, 357  
 Гиттия 314  
 Глауберова соль 302  
 Глауконит (ы) 99, 103—106, 185, 234, 235, 351  
 Глауконититы 234, 235  
 Глиеж 233  
 Глинистая субстанция 214  
 Глинистый запах 88  
 Глинистые минералы 20, 96, 122  
 — — классификация 99  
 — — общие сведения 96  
 — — происхождение 103  
 — — решетки 97  
 — породы 189, см. также *Глины*  
 Глинка 7  
 Глинозем 242, 243  
 Глины бентонитовые 230  
 — водоосядающие 214, 216, 229  
 — водопроницаемость 217  
 — главные типы и их распространение 228  
 — глауконитовые 235  
 — ионный обмен 218  
 — каолиновые 229  
 — классификация 214—216  
 — красная глубинная, океаническая 69, 70, 83  
 — ксеногенные конкреционные 215, 216  
 — ленточные 160, 164  
 — липкость 217  
 — механический (гранулометрический) состав 220  
 — минеральный состав, методы его изучения 219, 220  
 — монтмориллонитовые 230  
 — обломочные 231  
 — образование 22  
 — огнеупорность 218  
 — олигомиктовые 216  
 — описание полевое и в шлифах 234  
 — определение 213  
 — отбеливающие 230  
 — пластичность 217  
 — поглонительная способность 219  
 — полимиктовые 216, 229  
 — примеры химического, механического и минералогического состава 227

Глины происхождение 214, 215  
 — свойства физические 217—219  
 — связность 217  
 — синяя кембрийская 231  
 — строение под микроскопом 221—225, 355.  
 — сухарные 215, 229, 230  
 — усадка 217  
 — физические свойства и их использование 217—219  
 — фуллеровы 230  
 — химический состав 225—227  
 — элювиальные 214, 216  
 Глобули 87, 128, 350  
 Глубоководные впадины (океанического дна) 51  
 Головкинский 8  
 Головоногие 135  
 Голотурии 130  
 Гольфстрим 66  
 Горизонтально-микрослоистая текстура 151  
 Горючие сланцы 313, 314  
 Гофрировка слоев 354  
 Гранат 119  
 Грануляция, гранулированные 150, 153, 183, 277, 279, 280—285, 357  
 Граувакки 199—201, 211, 355  
 Графит 121  
 Грессли 8  
 Гриналит 106, 107  
 Грубозернистая структура 151  
 Грубообломочные породы 40, 192, 193  
 Грэбо 7  
 Гуано 71, 267, 269  
 Губки 124, 128, 129, 144, 145, 253  
 Гуматы алюминия, железа 19  
 Гумификация 315  
 Гумусовые каустобиолиты 313, 314  
 — кислоты 19, 21  
 — породы 313

## Д

Давление в морской воде 64  
 Дайки нептунические 172  
 Даллит 112  
 Движения морской воды 64—66, 357  
 Двинеллы 140, 141  
 Дегидратация см. *Обезвоживание*  
 Дельты 48, 49  
 Дендриты 111, 112  
 Детрит 352  
 Джеспилиты 255, 259  
 Диагенез, диагенетические процессы 30—35, 109, 180, 181, 183, 297  
 Диаграмма равностороннего треугольника 320  
 Диаспор 111, 115, 230, 240, 351  
 Диатомеи 85, 124, 128, 142, 144, 260  
 Диатомит (ы) 46, 251, 252, 261, 356  
 Ликтионемовые сланцы 314  
 Дно морей и океанов, рельеф 51—55  
 Докучаев 7  
 Доломит (ы) 92, 94, 95, 350  
 — вторичные изменения 301  
 — замещение кальцитом 36  
 — крупнопористые 300  
 — макроскопический облик и характер в шляхах 299—301  
 — микрозернистые 299  
 — общие сведения 296, 297

Доломит (ы) практическое применение 301  
 — происхождение 297  
 — распространение 301  
 — с песчанковидным изломом 299, 300  
 — химический состав 275  
 Доломитизация 36, 284, 285, 291  
 Доломитовая мука 93, 300  
 Донецеллы 141  
 Дрюит 288  
 Дюрен 316

## Е

Еh 18, 20, 26, 27, 29, 31, 32, 61, 237, 336  
 Ежи морские 129, 145

## Ж

Желваковые фосфориты 264, 351  
 Железистые породы 243—247  
 — — бурые железняки 244  
 — — железистые кварциты 244, 255  
 — — классификация 244  
 — — лептохлоритовые породы 243  
 — — распределение во времени 247  
 — — сидериты 244  
 — — условия образования 245, 246  
 — — химический состав 244, 245  
 — хлориты 103, 106—108  
 Железо как краситель 184, 186  
 — минералы окислов и гидроокислов 109  
 — растворимость 20, 27, 28  
 — самородное 120  
 — сернистые соединения 108  
 — силикаты 158  
 — сульфидное 243  
 Жеоды 182  
 Живое вещество 335  
 Животных норки 136  
 — фекальные остатки 136  
 — ходы 166

## З

Закарстованная поверхность известняка 356  
 Закон основной осадочного породообразования, попытки обоснования 337—339  
 Закон соотношения фаций 335  
 Закономерности осадочного породообразования 334—337  
 Залесский 8  
 Замещения процессы 36, 37, 89, 90, 103, 111, 113, 115, 200, 207, 285, 357, 358  
 Защитные коллоиды 19  
 Земля, необратимые изменения, эволюция 40, 339  
 Земятченский 8  
 Знаки волноприбойные 169, 171  
 — ряби течения 349  
 — струй 171, 349  
 Золото 120, 195

## И

Иглокожие 129, 143, 145  
 Идиоморфная структура, новообразования 150, 350  
 Иероглифы биогенные 174

Иероглифы механического происхождения 172, 173, 354  
 Известковые натёки, корки, травертины, туфы 275  
 Известняк (и) афанитовые 276  
 — биогермные 272  
 — брекчированные 279  
 — гранулированные, гранулированно-перекристаллизованные 282, 357  
 — детритовые 280, 357  
 — доломитизированный 294, 357  
 — замещения 284, 285  
 — измененные процессами замещения 284  
 — изучение макроскопическое и в шлифах 291, 294, 295, 296  
 — классификация 290—293  
 — комковатые 278, 281, 284, 357  
 — копрогенные 278, 283  
 — косослойный 350  
 — макроскопическое описание 294  
 — микрзернистые (мел и другие) 276—278  
 — натёки, туфы, оолитовые, пизолитовые и др. 275, 276  
 — обломочные (окатаннозернистые, прибойные) 279, 280, 350, 356  
 — онколитовые 274  
 — оолитовые 275, 356  
 — описание в шлифах 295, 296  
 — органогенно-детритовые 274  
 — органогенные 272—274  
 — пелитоморфные 276  
 — перекристаллизованные 281  
 — пизолитовые 276  
 — плотные 276  
 — псевдообломочные 280, 281, 357  
 — псевдооолитовые 276, 283  
 — пятнистые 183, 281  
 — распространение и практическое применение 296  
 — рифовые 272  
 — сгустковые 280, 284  
 — с примесями 285, 286  
 — строматолитовые 274  
 — узорчатые 281  
 — условия образования 287—290  
 — химический состав, происхождение 271, 273  
 — цельнораковинные 274  
 Излом пород 88, 272, 276, 281  
 Изотропные минералы 122  
 Изучение и описание песчаных пород 201—208  
 Ил (ы) вулканический 78  
 — глауконитовый 79  
 — глобигериновый 69, 70, 82  
 — диатомовый 69, 70, 84  
 — известковый 69, 78, 80  
 — красный 69, 78  
 — линия ила 68  
 — мидиевый 79  
 — птероподовый 69  
 — радиоляриевый 69, 70, 84  
 — сапропелевый 81  
 — синий и темный 69, 77  
 — фазеолиновый 79  
 — фораминиферовый 69  
 — Черного моря 79—81, 161, 278, 350  
 Иллит 98—101, 229

Иловые воды 31  
 Илоеды 82, 174, 175, 277, см. также *Ходы животных*  
 Ильмени 49  
 Ильменит 15, 121  
 Иноцерамы 134  
 Иод 124  
 Ионный обмен 218  
 Историко-геологическое направление 328  
 Итаколумит 149

## К

Каёе 7  
 Калий 124  
 Кальцит 91, 94, 95, 124, 358  
 Кальцитизация 35, 92, 284, 350, 357  
 Кальцифолиум 140  
 Каменная соль 312, 358  
 Каменные угли 316  
 Каньоны континентального склона 51—54  
 Каолин, каолинит 97—101, 103, 218, 219, 227—230, 351  
 Кара-Богаз-Гол 56, 305—307  
 Карбонаталатит 112  
 Карбонатные минералы, карбонаты 29, 91—96  
 — — способы различия 94—96  
 Кардаты 134  
 Карналлит 116, 302, 312  
 Кассиев пурпур 186  
 Катагенез 30  
 Катунь 182  
 Каустобиолиты 313—317  
 Кварц 36, 89—90, 92, 93, 111, 114, 197  
 — корродированный, замещение кварца 36, 90, 92, 93, 111  
 — мучнистый (маршаллит) 90  
 Кварциты 198, 244, 255  
 Керченит 113  
 Кил 101  
 Кислород 15, 18, 31, 60, 313  
 Кислота (ы) гумусовая (ые) 19, 21  
 — серная 19, 242  
 Кислотность среды, см. *pH*  
 Кларен 316  
 Кларк 7  
 Классификация бокситов и латеритов 240  
 — брекчий 194  
 — глин 216  
 — железистых пород 244  
 — известняков 292, 293  
 — каустобиолитов 313  
 — кремнистых пород 258, 259  
 — минералов глинистых пород 99, 100, 101  
 — общая осадочных пород 188—190  
 — осадков морских 67—69  
 — осадочных, обломочных пород 192  
 — песков, песчаников, алевролитов 196—201  
 — современных осадков 68, 69  
 — солевых пород 309  
 — фосфатных пород 266, 267  
 — углей 316  
 Климат 21—23, 26, 41, 50, 198, 238, 243, 246, 304, 308, 335  
 Кокколит (ы), кокколитофориды 82, 137, 138, 145, 277, 353  
 Коллениа 353  
 Коллоидальная структура 151

Коллоиды, коллоидально-дисперсные, размеры, коллоидальные вещества 86—88, 90, 111, 186  
 Колломорфная структура 150  
 Коллофан 112  
 Колодезные структуры 174  
 — ходы роющих животных 354  
 Конгломераты 194, 195  
 Конкреция (и), конкреционные образования 32, 35, 83, 109, 119, 179—182, 244, 250, 256, 259, 264, 265, 267, 349, 354, 355  
 Континентальная ступень 50, 74  
 Континентальный склон 50—52  
 Контрузивная текстура 152  
 «Конус в конус» 42, 178, 354  
 Концентрическое строение 356  
 Копрогенные известняки 278, 283, 357  
 Копролиты 113, 280, 357, см. также *Фекалии*  
 Кора (ы) выветривания 20, 25, 26, 41, 42, 238, 246  
 Кораллины, кораллиновые водоросли 141, 144, 145  
 Кораллы, коралловые рифы 70, 75—77, 131, 133, 135, 144, 353, см. также *Рифы*  
 Косая слоистость 165—167, 350  
 Красные цвета пород 185  
 Кремень, кремни 251, 256—258, 356  
 Кремнезем 157  
 Кремний 19, 27, 28, 124  
 Кремнистые породы 250—262  
 — — главные типы 252—258  
 — — классификация 258, 259  
 — — примерные описания 262  
 — — связь с вулканической деятельностью 261  
 — — условия образования и пространства 260, 261  
 — — химические анализы 251  
 Крепость пород 207  
 Криноиды 129, 145, 352  
 Криптогенные породы 258, 259, 293  
 Кристобалит 88, 90, 253  
 Крупнозернистая структура 151  
 Ксенофиоры 124  
 Ксилен 315  
 Куккерсит 314  
 Култуки 49  
 Кулунда, Кулундинская степь 47, 305  
 Купола каменной соли 358  
 Курнаков 310  
 Курский 112  
 Кутякула 313, 315

## Л

Лабораторные методы изучения 10  
 Лагуны 75, 76  
 Латерит (ы) латеритный профиль 26  
 110, 237—239, 241, 242, 356  
 Лед 318  
 Ледниковая область 42  
 Лейкоксен 121  
 Лемберга реакция 96  
 Ленточные глины 160  
 Лептохлориты 106, 108, 243  
 Лёсс, лёссовидные породы 25, 33, 212, 322, 323  
 Лидиты 255  
 Лизеганга явления 167, 168

Лиманы 75  
 Лимонит 109  
 Лингулы, лингулиды 113, 133  
 Линия ила 68  
 Липкость глин 217  
 Липтобиолиты, 313  
 Литология 5  
 Литотамнии 141  
 Литофиллумы 141  
 Ложная слоистость 133, 167  
 Ломонит 118, 119  
 Люссатит 88, 90, 350

## М

Маггемит 109  
 Магматические породы, состав минеральный 15  
 Магматические породы состав химический 14  
 Магнезит 94  
 Магнетит 110, 121  
 Магнетитовые пески 201  
 Макроскопические наблюдения и описание осадочных пород 12, 146, 203, 234, 239, 243, 262, 264, 294, 299—300, 322  
 Макроспоры 358  
 Макроструктуры (ы) 183, 184  
 Макротекстура (ы) 146, 147, 159—183  
 — поверхности слоев 168—174  
 — псевдоконгломератовые, пятнистые 183  
 — сдавливания 175—179  
 — складчатые 179  
 — узловатая 178  
 Малявкин 242  
 Манганит 112  
 Мангро 71  
 Марганец 124, 158, 184, 186  
 Марганцовые минералы 111, 112, 156, 186  
 — породы 248  
 Марказит 108, 109, 121, 243  
 Маршаллит 90  
 Математически-статистическое направление 328  
 Матерки современные 50  
 Медь, медистые минералы и породы 119, 120, 124, 185, 195, 318  
 Мезотекстура (ы) 147  
 Мел 78, 271, 276—279, 356  
 — озерный 274  
 Мелкозернистая структура 151  
 Мельниквит 108  
 Мергель (и) 285, 286, 321, 324  
 — озерный 274  
 Меррей и Ренар 7, 68  
 Месторождения россыпные 24, 26, 113, 120  
 Метаднагенез 30, 34, 35  
 Метаморфизация солевых залежей 306, 318  
 Метастабилиты 20  
 Метеориты, метеорная пыль 13  
 Метод (ы) актуализма 40  
 — графические 205  
 — изучения осадочных пород 10  
 — иммерсионный 10, 206, 220  
 — лабораторные 10  
 — окрашивания 11, 220  
 — рентгенографический 11, 86  
 — статистические 205  
 — треугольника 321

Метод (ы) электронографический 220  
 Механический нероглиф 354  
 Механическое раздробление 16, 17  
 Микрозернистая структура 151  
 Микрозернистые известняки 276, 278  
 Микроскоп электронный 11, 86, 87, 98  
 Микрослоистая текстура 151, 152, 353  
 Микрослоистость, микрослоистый 81, 152, 160, 164, 233  
 Микроструктуры 147  
 Микротекстура 147  
 Минералого-петрографическое направление 326  
 Минералы аутигенные см. *Аутигенные минералы*  
 — гидрокислов алюминия 110, 111  
 — глинистые см. *Глинистые минералы*  
 — глубинные 119  
 — группы кремнезема 88—90  
 — изотропные 121  
 — карбонатные см. *Карбонатные минералы*  
 — марганцовые см. *Марганцовые минералы*  
 — меди свинца, цинка 119  
 — непрозрачные 121—123  
 — новообразования 32, 37, 86  
 — обломочные см. *Обломочные минералы*  
 — окислов железа 109, 110  
 — полевые шпаты осадочные 117, 118  
 — реликтовые 37, 86  
 — свинца 119  
 — сернистого железа 108  
 — солевые 116, 179, 309  
 — сульфатные 114—116  
 — таблицы для определения непрозрачных и изотропных минералов 121  
 — титанистые 119  
 — фосфатные 112, 113, 122, 263  
 — фтористые 116  
 — цеолиты осадочные 118  
 — цинка 119  
 — шамозита (лептохлориты) 106—107  
 Мирабилит 302  
 Мономинеральные песчаники 196—198, 201  
 Монотермит 99, 228  
 Монтмориллонит 47, 97—99, 101—103, 228  
 Морденит 118, 119  
 Морена (ы) 194, 322  
 Морская среда 50—67  
 — — главные типы морей (средиземноморские эпиконтинентальные и др.) 50, 51  
 — — особенности морских вод см. *Вода морская*  
 — — рельеф дна морей (шельф, континентальный склон, каньоны, гайоты, впадины и т. п.) 50—55  
 Морские осадки 67—85 см. *Осадки*  
 Мрамор 281  
 Мутабилиты 20  
 Мшанки 131, 144, 352  
 Мшанковые рифы 76

## Н

Наблюдения макроскопические 12  
 Направления в науке об осадочных породах 328, 329  
 Натёки известковые 275, 356  
 Натечные формы 88, 90  
 Наука об осадочных породах см. *Петрография осадочных пород*  
 Наутилиды 144  
 Непрозрачные минералы 121, 122  
 Неритовая область 68  
 Нефть 22, 59, 318  
 Никель 318  
 Новообразования осадочные 16, 37, 86, 206, 350  
 Новосадка, соль 306  
 Ноинский 8  
 Номенклатура и терминология осадочных пород 190  
 Нонтронит 26, 99, 101  
 Норки животных 136

## О

Обезвоживание (дегидратация) 33, 87, 88, 355, 356  
 Область (и) осадкообразования, абиссальная 68  
 — батинальная 68  
 — геосинклинальные (тектонические) 192, 196  
 — дельта 48—50  
 — ледниковая 42  
 — неритовая 68  
 — образования элювиальных толщ 42  
 — озер и болот 45—48  
 — осадкообразования 41—50, 68, 335  
 — питания 51  
 — предгорий 42  
 — пустынь 44  
 — речных долин 42—44  
 Обломки организмов, значения их, определения 125  
 Обломочные минералы 37, 86  
 — породы 22, 189, 191  
 Оболювые фосфориты 266  
 Оглинивание 285  
 Огнеупорность глин 218  
 Озера содовые 47, 305  
 — хлоридные 305, 306  
 Озерно-болотные руды 246  
 Озерный мел (мергель) 46, 274  
 Окатанность, окатывание зерен 24, 25, 149, 150, 350  
 Окарцевание 34  
 Океан Атлантический, профиль 55  
 — Тихий и Атлантический, разрезы 54  
 Океаны, глубина, эволюция, объем, рельеф дна 51—54  
 Окислительно-восстановительный потенциал 18, см. *Еh*  
 Окраска (цвета) осадочных пород 184  
 Окремнение 35, 92, 257, 285  
 Оксениуса теория 308  
 Онколитовые известняки 274  
 Олигомиктовые пески, песчаники 196—198, 355  
 Онколиты 138, 139  
 Оолиты 157  
 Оолиты, оолитовое строение 113, 156—159, 179, 198, 275, 351, 356

Оолитонды 157  
 Опал, опаловый 88—90, 117, 121, 122, 124, 252, 253, 259, 350  
 Опока (и) 251, 253, 259, 262, 347  
 Оползни подводные 67, 179, 354  
 Организмы, роль в процессе образования и преобразования осадков 19, 22, 124—145, 190  
 Организмы, способы определения 125—127  
 — указания в помощь определяющим 143—145  
 Органическое вещество 58, 59, 184  
 Органогенно-детритовая структура 150  
 Ориентированная текстура 152  
 Ортокварцит (ы) 201  
 Ортонелла (ы) 138, 353  
 Осадки биохимические, органогенные, химические 41, 47, 71, 80  
 — континентальные, аллювиальные 165  
 — — болот 47, 48  
 — — дельт 48, 49, 50  
 — — ледниковой области 42  
 — — озер 45—47, 305, 306  
 — — пойм 43, 165  
 — — предгорий 42  
 — — разливов 43  
 — — речных долин 42—44  
 — — русел 43, 166  
 — — стариц 43, 166  
 — — элювиальные 42  
 — морские абиссальные 68, 69, 81, 82  
 — — батинальные 68, 69  
 — — глубоководные 81, 84  
 — — карта морских осадков 70  
 — — карты осадков шельфа 72, 73  
 — — классификация 67—69  
 — — лагун 75  
 — — лиманов 75  
 — — литоральные 70  
 — — мелководья 69, 71—74  
 — — мощность осадочных толщ океанических глубин 85  
 — — неритовые 69, 71—74  
 Осадки морские, области образования, см. *Морская среда*  
 — — побережья 69—74  
 — — полупелагические 68, 69, 70, 77—81  
 — — рифов 69, 70, 75  
 — — скорости накопления глубоководных осадков 84  
 — — Черного моря 79—81, 161, 278, 290, 350  
 — — шельфа 69, 73—75  
 — — эстуариев 75  
 — — зупелагические 68, 69, 81—85  
 — терригенные 68  
 Осадкообразование, общие сведения 40, 41  
 Осадочная дифференциация 336  
 — петрография 5, см. также *Петрография осадочных пород*  
 Осадочно-эффузивные породы 190  
 Осадочные новообразования 16, 37, 86, 206, 350  
 — породы, полезные ископаемые 6, 9, 24, 217—219, 229, 243, 249, 252, 253, 255, 258, 264, 301, 312—315, 317—322  
 — — определение 13  
 — — основные типы, их процентные соотношения 22

Осадочные породы, состав минеральный 15  
 — — — химический 14  
 — — — строение 146—158  
 Остатки организмов 124—145  
 — органические в шлифах (таблица в помощь начинающим 143—145)  
 Остаточные породы 25  
 Остракоды 130, 143, 144, 352  
 Островные дуги 51  
 Отдельность пластовая 160—162  
 — скорлуповатая 355  
 Отложения см. *Осадки*  
 Отпечатки капель дождя, кристаллов 171, 349  
 Оторфованье 313

## П

pH 18, 20, 26, 27, 28, 29, 31, 32, 61, 237, 283, 336  
 Палагонит 83  
 Палеогеография 5, 9, 11, 75, 160, 165, 175, 184, 202, 228  
 Палеоэкология 75  
 Пальгорскит 98, 99, 101—103, 228, 229, 351  
 Парасепиолит 47  
 Парастилолиты 175, 176, 285  
 Пеллециподы 134, 144, 353  
 Пелитовая структура 147  
 Пелитоморфные известняки 276  
 Пемза 120  
 Пепел, пеплы 120, 191, 192  
 Перекристаллизация 33, 183, 279, 280, 281, 354, 357  
 Переращение остаточных продуктов химического разложения 25, 26  
 Перенос в виде взвеси 30  
 — ветром и водой 23—25  
 — в растворах 27  
 — галек, глыб 67  
 — и отложение продуктов выветривания 23—30  
 — морскими течениями 25  
 — обвалами, оползнями, солифлюкцией 23  
 Периодичность, периодическая слоистость 41, 160, 163, 164, 337, 339  
 Перламутровый слой раковин 134, 135  
 Пески, песчаники аркозовые 197  
 — — песчаные породы 196—212  
 Песчаные породы (пески, песчаники), изучение и описание 201—208  
 — — — кальцитизация 284  
 — — — классификация 196, 197  
 — — — краткие характеристики 209  
 — — — крепость 207  
 — — — — магнетитовые 201  
 — — — — минеральные новообразования 206  
 — — — — минеральный состав зерен 205  
 — — — — мономинеральные 196—198  
 — — — — олигомиктовые 196—198, 355  
 — — — — ортокварциты 201  
 — — — — определение процентного содержания компонентов 204  
 — — — — — размеров зерен 203  
 — — — — — текстур 208  
 — — — — полимиктовые 196—199, 355

Песчаные породы (пески, песчаники)  
   — — — — — примеры характеристик 210  
   — — — — — размеры зерен 203  
   — — — — — сортировка 205  
   — — — — — туффитовые 192, 201, 355  
   — — — — — форма зерен 205  
   — — — — — химический состав 208  
   — — — — — цвет 205  
   — — — — — цемент, цементация 206, 207  
 Пестроцветы 186  
 Петрография осадочных пород 5, 9, 325,  
   326  
   — — — — — зарождение 325  
   — — — — — развитие и современное состоя-  
   — — — — — ние 326  
   — — — — — цели и задачи 9  
 Петрология 5  
 Пизолиты, пизолитовое строение 156,  
   158, 237  
 Пирит 108, 109, 121, 243, 351  
 Пирокластические породы 191, 192  
 Пирролюзит 112, 121, 351  
 Пицит 113  
 Планктон 58  
 Пластинчатый слой раковин пелеципод  
   134, 353  
 Пластичность 217  
 Пластовая отдельность 161—163  
 Платформенные области 196, 333, 334  
 Плауны 124  
 Плотные известняки 276, 347  
 Пльвуны 212  
 Поглонительная способность 219  
 Подводное выветривание 59  
 Подолит 112  
 Подольские фосфориты 265  
 Позвоночные, кости позвоночных 124,  
   136, 353  
 Поймы, отложения, строение, слоистость  
   43, 44, 165, 353  
 Полевые шпаты 117, 118, ср. стр. 15, 16  
 Полезные ископаемые осадочные, см.  
   *Осадочные породы, полезные иско-*  
   *паемые*  
 Полигалит 302  
 Полимиктовые породы, песчаники 196—  
   199, 355  
 Полугидрат 114, 310, 352  
 Поляризация агрегатная 91  
 Пористость 153  
 Порцелланиты 233, 234  
 Потенциал окислительно-восстановитель-  
   ный 18, см. также *Еh*  
 Почвообразования типы 21  
 Прибоя знаки 171  
 Прибрежные валы 49  
 Призматический слой раковины пеле-  
   ципод 134, 353  
 Пришлифовки 146, 295  
 Прогобы передовые 333, 334  
 Прогрессивный эпигенез 35  
 Процентное содержание компонентов по-  
   роды, таблицы для определения 22,  
   204  
 Процессы восстановительные и окисли-  
   тельные 18, см. также *Еh*  
   — диагенетические 31  
 Профиль Атлантического океана 55  
   — латеритный 26, 240  
   — типов почвообразования 21  
 Псаммитовая структура, порода 147, 192

Псевдоабсорбция 91  
 Псевдобрекчия, псевдоконгломерат 183  
 Псевдоконкреции 182  
 Псевдооолитовые известняки, псевдо-  
   оолиты 157, 158, 276, 283  
 Псефитовая структура 147  
 Псефитовые породы, псефиты 192, 193  
 Псилоделан 112, 351  
 Птероподы 135  
 Пудинги 195  
 Пустыни, карта областей пустынь 44, 45  
 «Пустынный загар» 45  
 Пыльца 143

## Р

Рабдолиты 137, 145  
 Радиальное строение 356  
 Радиоларии, радиоларит (ы) 124, 128,  
   144, 145, 254, 255, 356  
 Радкевич 8  
 Раздоломичивание 357  
 Раздробление механическое (физиче-  
   ское) 16, 17  
 Разложение химическое 16, 17—21, 25, 26  
 Размер зерен, таблица для определе-  
   ния 203  
 Разнос морскими течениями 25  
 Разрезы дна океана, схема 54  
 Разъедания структура, зерна 150, 350  
 Ракообразные 124  
 Рапа 306  
 Раскристаллизация 281  
 Растворенные вещества 27  
 Растворимость разных соединений и  
   элементов 20, 27—30, 87, 90, 236, 242,  
   245, 260, 303  
 Растворимые продукты выветривания  
   27—30  
 Растения высшие 143  
 Расцементовывание 207  
 Ратовикт 117  
 Реакция Лемберга 96  
   — микрохимическая 114, 117  
   — Тихомирова 96  
 Регенерация обломочных зерен, цемент  
   регенерации 90, 117, 149, 155, 205  
 Регрессивный эпигенез 35  
 Регрессии и трансгрессии 41, 339  
 Редкие элементы 318  
 Реки (переносящая способность, ско-  
   рость течения) 23, 24, 27  
 Реликтовые минералы 37, 86  
 Рельеф дна морей и океанов 51—55  
   — как фактор осадкообразования 336  
 Ренар см. *Меррей и Ренар*  
 Речные долины см. *Область речных до-*  
   *лин*  
 Ривулярия 138  
 Ритмичность см. *Периодичность*  
 Риф (ы) 75—77, 131, 133, 347  
 Роговая обманка 119  
 Роговик 258, 347  
 Родохрозит 93—95  
 Рассыпные месторождения 24  
 Роющие животные 43  
 Рубашки зерен 184, 186  
 Рудисты 134  
 Руды озерно-болотные 246  
 Русло, отложения 43, 165

Рутил 119

Рябь волновая, ископаемая, перекрестная; течений, золовая, язычковая 169, 170, 354

## С

Сакское озеро 305, 306

Самородная медь см. *Медь*

— сера см. *Сера*

Самородное железо см. *Железо*

Сандин 78

Сапонит 99, 101

Сапроколы 314

Сапропелиты 313, 314

Сапропель (и) 22, 46, 313, 314

Свет в морской воде 64

Свинец 318

Свинцовые минералы 119

Свободный кислород 31

Связность алевритов 212

— глин 217

Севан озеро, отложения 46

Северо-Германская цехштейновая залежь солей 308, 310

Секрещии 182

Селенит 110, 114

Селитра 302

Сепиолит 99, 101, 102, 228, 229

Септарии 182, 355

Сера 119, 120, 311

Серная кислота 19, 241, 242

Серпули, серпулиды 133, 144, 352

Сивашская лагуна 305

Сидерит 47, 93—95, 119, 244, 351

Силициты 250

Сильвин 116, 302

Сингенев 30, 31

Синерезис 172, 356

Скорлуповатость, скорлуповатая отдельность 168, 355

Скорость течения рек 23

Сланцеватость и слоистость 167, 232

Сланцы, сланцы аспидные, глинисто-слюдистые 232, 233, 348

— горючие 313, 314, 348

— диктиномовые 314

Следы выходов газа 171

— животных 43, 45, 82, 174, 352

— капель дождя 45, 171, 349

— корней 43, 75, 349

— кристаллов 45, 171, 349

— размывов 75

— ряби 44, 169, 170, 349

— течения и наплывания осадка 173, 349

— трещин высыхания 45, 75, 172, 349

Слоёк 165

Слоистость 159—168

— дельт 48

— и пластовая отдельность 161—163

— косая и неправильно-волнистая (озерная, пойменная, прибрежная, морская, русловая, стариц, золовая) 165—167, 354

— ложная (фоботаксис, явления Лизеганга, сланцеватость, квиваж) 133, 167

— периодическая (ритмично-циклическая), непрерывная и прерывистая 163—165

— пойменная или прибрежная 353, 354

Слой, общие понятия, формы проявления, причины возникновения 159—161

Смеси пород глинистых и карбонатных 319—324

— — — — обломочных 322, 323

Смешанная структура 147, 150, 151

Смешанные породы 319—324

— — обозначения 321

Смолистые частицы 143

Смолы 313, 315

Совещание 1952 г. 340

Сода 302

Содовые озера 47

Солевая масса морской и речной воды 57

— тектоника 308, 309

Солевые водоемы (бассейны) современные 304—307

— — их типы: сульфатный, углекислый, хлоридный 304—306

— — метаморфизация 304, 308

— залежи ископаемые 304—309

— — происхождение 304—308

— минералы 179

— породы, классификация 309

Соленость морской воды 56

— — — влияние на осадок и породу 57

Соли, ископаемые залежи, 306—309

— методы изучения 310

— общие представления 302—304

— распространение месторождений, карта 309, 310

— растворимость 29, 303

— условия накопления 308

— цехштейнового бассейна и соликамской залежи 307

Солифлюкция 23

Соляные купола 179, 308, 309, 312

Сорби 7

Сортировка продуктов механического выветривания 23—25, 205

Спарагмит 195

Спикулы губок 128, 144, 145, 252, 253

Спонгин 124

Спонголит (ы) 251—254

Споры 143, 315

Сравнительно-литологическое направление 327

Среда кислая, щелочная, см. *pH*

Средиземноморский тип морей 50

Среднезернистая структура 151

Среды выветривания, см. *Выветривание*

Стабилиты 20

Ставролит 119

Сталактиты, сталагмиты 275, 288

Стариц отложения 43

Старосадка, соль 306

Стекла вулканические 120—122

Стилолит (ы) 153, 175—177, 354

Стратиграфия, стратиграфические сопоставления 5, 9, 11, 160, 165, 184, 195, 202

Строение осадочных пород 146—184, 281, 355, 356

Строматолиты 75, 138, 139, 353

Строматопориды 136

Струй знаки 171

Структура, определение 146

Структура (ы) алевритовая 147

— аллотриоморфная 150

Структуры биохимических и химических пород 150, 151  
 — обломочных и глинистых пород 147—150  
 — цемента 154—156  
 Субграваки 200, 201  
 Суглинки 320, 322  
 — лёссовидные 323  
 Сукновальная земля 101, 226  
 Сульфатизация 285  
 Сульфатные озера 307  
 Сульфиды цинка 119  
 Супесь 320  
 Сутуры 175, 354  
 Сфалерит (ы) 119, 120, 352  
 Сферичность 150  
 Сферолит, сферолитовое строение 87, 91, 351

## Т

Таблица для определения непрозрачных и изотропных минералов 121, 122  
 — — — процентного содержания составных частей пород 204  
 — — — размера зерен 203  
 Таксофобия 174  
 Такыры 44  
 Танатоценоз (ы) 175, 348  
 Тафономия 175  
 Твенгофел 7  
 Твердая взвесь 68  
 Твердость пород 207  
 Текстура (ы) 146, 151—153, 177—179, 208  
 — беспорядочная 151, 152, 177  
 — биогерм 153  
 — биостромов 153  
 — брекчиевидная 153  
 — водорослевая 153  
 — волнистая 153  
 — горизонтально-микрослоистая 151  
 — грануляции 153  
 — замещения 153  
 — игольчатая 153  
 — изотропная 177  
 — комковатая 153  
 — контрузивная 152  
 — коралловая 153  
 — косо-микрослоистая 151  
 — линзовидно-микрослоистая 151  
 — микрослоистая 151, 152, 153  
 — мшанковая 153  
 — неправильно-микрослоистая 151  
 — обломочная 153  
 — оолитовая 156  
 — определение 146  
 — перекристаллизации 153  
 — песчаных пород 208  
 — плейчато-микрослоистая 151  
 — смятия 152  
 — спутанная 152  
 — узорчатая 153  
 — флюидальная 152  
 — цемента 154—156  
 Тектоника, тектонические области поднятия 40, 196, 198, 335—338  
 Текучесть алевроитов 212  
 Температура, влияние на осадкообразование 18, 27, 63, 237, 303

Тентакулиты 135  
 Термины и номенклатура пород 190  
 Терригенно-минералогическое направление 327  
 Терригенные части осадков, терригенный 68, 348  
 Техническое направление 328  
 Течения береговые 65  
 — компенсационные 58, 65  
 — морские и океанические 25, 65  
 Титанистые минералы 119  
 Тихий океан, разрез 54  
 Тихомирова реакция 96  
 Ткань породы 146  
 Торф 22, 315  
 Торфяники 71, 109  
 Травертины 275  
 Трепел 251, 252, 253  
 Трехгранники 195  
 Трещиноватость 88, 279  
 Трещины высыхания 45, 172, 349  
 Трилобиты 130, 144  
 Трохилиски 141  
 Турмалин 119  
 Турьит 121  
 Тутковский 8  
 Туф (ы) вулканический (е) 25, 191  
 — известковый 275  
 — кремнистый 256  
 Туфобрекчи 191  
 Туффитовые песчаники 192, 201, 355  
 Туффиты 191, 192

## У

Углекислота 18, 22, 60  
 Угленосные толщи 164  
 Углетрография 313  
 Уголь, угли 22, 121, 190, 313—317  
 Узорчатая текстура 153  
 Узорчатые известняки 281  
 Ундарелла 142  
 Упаковка 153  
 Усадка 217  
 Учебно-методическое направление 329

## Ф

Факторы, влияющие на осадкообразование 22, 30, 335—337  
 Фарфоровидный слой раковин гастропод 135  
 Фациально-петрографическое направление 327  
 Фация (и) 38, 39, 335  
 Фекалии, фекальные остатки 136, 137, 159, 174  
 Ферсман 8  
 Физико-химическое направление 328  
 Физическое раздробление 17  
 Филиппсит 83, 118  
 Филлиты 232, 233  
 Фиорды 75  
 Фитогенные осадки 216  
 Флиш, флишевые толщи 164, 173, 174, 332, 333  
 Флюидальная текстура 152  
 Флюорит 116, 117, 123, 186, 352  
 Фоботаксис 133  
 Фораминиферы 127, 144, 145, 352

Форма зерен 36, 147—149, 151, 202, 205  
Формации 331—334  
Фоссилизация 348  
Фосфат, фосфатные минералы 112, 113,  
122, 136, 158, 286  
Фосфориты 262—270, 351  
— вольско-хоперского типа 265, 266  
— главные разновидности 264—266  
— зернистые 266  
— классификация 266, 267  
— макроскопический облик 264  
— минеральный и химический состав 263  
— пластовые геосинклинальные 265  
— платформенные желваковые 264  
— подольские конкреционные 265  
— происхождение 266  
— ракушечные оболочы 266  
— распространение 269  
— способы изучения 269, 270  
— химический состав 263, 264  
— Эстонии 132  
Фотометр 186  
Фракции 10, 205  
Франколит 112  
Фтаниты 255  
Фтор, фтористые минералы 116, 117  
Фторопатит 112, 113  
Фукоиды 174  
Фунтиковая текстура 178  
Фюзен 315, 358

## Х

Халцедон 89, 90, 114, 350  
Халькозин 120  
Халькопирит 119, 120  
Хара 353  
Хвощи 124  
Химические и биохимические породы 22,  
189, 236  
Хитин 124  
Хлорит (ы) 99, 185  
Хлориты железистые 103, 106—108  
Ходы, остатки животных 82, 134, 136,  
166, 277, 352, 354, см. также *Илоеды*  
— корней 166  
Хондриты 134, 174  
Хром 185, 318  
Хроматический анализ см. *Анализ хро-*  
*матический*

## Ц

Цвет осадочных пород 45, 77, 93, 103,  
109, 121, 184, 205  
Целентераты 135, 136  
Целестин 115, 352  
Цемент, цементация разных типов 154—  
156, 206, 207  
Центрофуга 221  
Цеолиты 118, 123, 235, 352  
Цикличность см. *Периодичность*  
Цинк, цинковые минералы 119, 318

Циркон 119  
Циркуляция океанических вод 62  
Цунами 65

## Ч

Чалленджер 7  
Черви 125, 133, 134  
Черное море, известковые илы 278  
— — карта осадков 80  
— — осадки 79—81, 164, 290  
Чирвинские П. Н. и В. Н. 8

## Ш

Шамозит 106, 107, 351  
Шамозитовые породы 243  
Шельф 25, 50—52, 73, 74  
Шлейф рифовых образований 76, 77  
Шлихи 71

## Щ

Щелочной резерв 31, 61, см. также *Еh*  
и *pH*  
Щелочность среды см. *pH*

## Э

Эволюция Земли 40, 339  
Экзодиагенез 30, 33—35  
Экскременты см. *Фекалии*, *Копролиты*  
Электронные снимки 97, 113  
Электроннографический анализ 11  
Элементы, концентрируемые организма-  
ми 124  
Элювий, элювиальные толщи, глины 20,  
25, 41, 42, 214—216, 237, 240, 244, 246  
Энергия солнечная 14, 190  
Энтеролитовое строение 179  
Эоловая слоистость, рябь 167, 169  
Эпигенез, эпигенетический 30, 34, 35,  
348  
Эпигенетические конкреции 180, 182  
Эпидот 119  
Эпиконтинентальные моря 50  
Эпохи выравнивания суши, регрессий,  
трансгрессий и тектонических подня-  
тий 40, 41, 337, 339  
Эстуарии 75  
Эупалагические осадки 68  
Эффузивно-обломочные породы 191  
Эффузивно-осадочные породы 14, 190,  
191, 259 267  
Эхолот 51

## Я

Явления Лизеганга 167, 168  
Явно органогенные породы 272  
Язычковая рябь 354  
Яшма (ы) 251, 254, 255, 262, 356  
Яшмовидные породы 255

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Из предисловия к первому изданию . . . . .	3
Предисловие к третьему изданию . . . . .	4
Введение . . . . .	5
Общие сведения о петрографии осадочных пород и ее возникновение . . . . .	5
Цели и задачи петрографии осадочных пород . . . . .	9
Содержание курса . . . . .	10

### Часть первая

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Глава I. Возникновение материала осадочных пород и его превращение в породы . . . . .	13
Сравнение осадочных пород с магматическими . . . . .	13
Выветривание . . . . .	17
Физическое раздробление . . . . .	17
Химическое разложение . . . . .	17
Перенос и отложение продуктов выветривания . . . . .	23
Продукты механического раздробления . . . . .	23
Остаточные продукты химического разложения. Коры выветривания . . . . .	25
Растворенные вещества . . . . .	27
Процессы, превращающие осадки в породы и изменяющие породы (галитморализ, диагенез, экзодиагенез, метадиагенез) . . . . .	30
Понятие о фациях . . . . .	38
Глава II. Современные осадки. Области и условия образования . . . . .	40
Общие сведения . . . . .	40
Континентальные осадки . . . . .	41
Ледниковая область и ее осадки . . . . .	42
Область предгорий и ее осадки . . . . .	42
Область образования мощных элювиальных толщ . . . . .	42
Область речных долин и ее осадки . . . . .	42
Область пустынь и ее осадки . . . . .	44
Область озер и болот и ее осадки . . . . .	45
Область дельт и ее осадки . . . . .	48
Условия морской среды и их влияние на образование осадков . . . . .	50
Главные типы морей . . . . .	50
Соленость морской воды . . . . .	55
Органическое вещество в морской воде . . . . .	58
Газы, щелочной резерв, рН и Ен морской воды и «подводное выветривание» . . . . .	59
Температура морской воды . . . . .	62
Давление в морской воде . . . . .	64
Свет в морской воде . . . . .	64
Движения морской воды . . . . .	64
Подводные оползни, перенос и перемещение крупных обломков . . . . .	67
Морские осадки . . . . .	67
Общие сведения и классификация . . . . .	67
Осадки мелководья (неритовые) . . . . .	69
Осадки побережья . . . . .	69
Осадки шельфа . . . . .	74
Осадки лиманов, эстуариев и лагун . . . . .	75
Коралловые рифы . . . . .	75

Полупелагические осадки (отложения континентального склона) . . . . .	Стр. 77
Синий и темный илы . . . . .	77
Вулканический ил . . . . .	78
Известковый ил . . . . .	78
Красный ил . . . . .	78
Глауконитовый (зеленый) ил и песок . . . . .	79
Осадки Черного моря . . . . .	79
Эупелагические (глубоководные, абиссальные) осадки . . . . .	81
Глобигериновый ил . . . . .	82
Красная океаническая глина . . . . .	83
Радиоляриевый ил . . . . .	84
Диатомовый ил . . . . .	84

## Часть II

### СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Глава III. Минералы осадочного происхождения . . . . .	86
Общая характеристика . . . . .	86
Минералы группы кремнезема . . . . .	88
Опал (88). Халцедон (89). Кварц (89). Кристобалит и Люссатит (90).	
Карбонатные минералы . . . . .	
Кальцит (90). Арагонит (92). Доломит (92). Сидерит (93). Родохрозит (93).	
Магнезит (94). Анкерит (94).	
Способы различения карбонатных минералов . . . . .	94
Глинистые минералы . . . . .	96
Общие сведения. Особенности главных типов глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда и др.) . . . . .	96
Классификация глинистых минералов . . . . .	99
Оптические и другие свойства глинистых минералов . . . . .	99
Происхождение глинистых минералов . . . . .	102
Глауконит . . . . .	103
Силикатные, сульфидные и окисные минералы железа . . . . .	106
Минералы группы шамозита (железистые хлориты или лептохлориты) . . . . .	106
Сернистые соединения железа . . . . .	108
Гидротроилит (108). Марказит (108). Пирит (108).	
Окислы и гидроокислы железа . . . . .	109
Гематит (110). Гётит (110). Гидрогётит (111). Магнетит (110).	
Гидроокислы алюминия . . . . .	110
Гидраргиллит (111). Бемит (111). Диаспор (111)	
Марганцевые окисные минералы . . . . .	111
Псиломелан-вад (112). Пирролизит (112). Манганит (112).	
Фосфатные минералы . . . . .	112
Сульфатные минералы . . . . .	114
Гипс (114). Ангидрит (115). Целестин (115). Барит (115).	
Минералы группы солей . . . . .	116
Галит (116). Сильвин (116). Карналит (116).	
Непородообразующие минералы осадочного происхождения . . . . .	116
Фтористые минералы (флюорит, ратовкит) . . . . .	116
✓ Осадочные полевые шпаты . . . . .	117
✓ Осадочные цеолиты . . . . .	118
Титанистые и другие глубинные минералы осадочного происхождения . . . . .	119
Минералы меди, свинца и цинка как осадочные образования . . . . .	119
Битумы . . . . .	120
Вулканические стекла в осадочных породах . . . . .	120
Вспомогательные таблицы для определения непрозрачных и изотропных минералов . . . . .	121
Глава IV. Скелетные и другие остатки организмов . . . . .	124
Общие сведения . . . . .	124
Животные организмы одноклеточные . . . . .	127
Фораминиферы (127). Радиолярии (128).	
Животные организмы многоклеточные . . . . .	128
Губки (128). Иголкожные (129). Остракоды (130). Трилобиты (130). Мшанки (131). Брахиоподы (131). Черви (133). Пелециподы (134). Гастроподы (135). Птероподы, тентакулиты, головоногие (135).	

	Стр.
Кораллы (135). Гидроиды (136). Позвоночные (136) Шорки и фекальные остатки животных (136)	137
Растительные организмы . . . . .	137
Известковые водоросли . . . . .	137
Общие сведения (137). Кокколитофориды (137). Водоросли синезеленые (138). Сверхлицие водоросли (140). Зеленые водоросли (140). Красные водоросли (141)	
Кремневые водоросли. Диатомеи . . . . .	142
Бактерии . . . . .	143
Остатки высших растений . . . . .	143
Указания начинающим работу по определению органических остатков в шлифах . . . . .	143
Главные признаки различных групп органических остатков в шлифах . . . . .	143
Глава V. Строение осадочных пород . . . . .	146
Общие сведения . . . . .	146
Структуры . . . . .	147
Структуры обломочных и глинистых пород . . . . .	147
Структуры химических и биохимических пород . . . . .	150
Текстуры . . . . .	151
Пористость и упаковка . . . . .	153
Структуры и текстуры цемента и взаимоотношения зерен и цемента . . . . .	154
Оолитовое строение . . . . .	156
Макротекстуры . . . . .	159
Слоистость . . . . .	159
Общие понятия . . . . .	159
Формы проявления и причины возникновения слоистости . . . . .	160
Пластовая отдельность . . . . .	161
Периодическая (ритмично-циклическая) слоистость . . . . .	164
Косая слоистость . . . . .	165
Ложная слоистость (сланцеватость, явления Лизеганга, скорлуповатость). . . . .	167
Макротекстуры слоев и их поверхности, помогающие определить верх слоя и условия его образования . . . . .	168
Ископаемая рябь . . . . .	169
Знаки струй . . . . .	171
Знаки прибой . . . . .	171
Отпечатки кристаллов . . . . .	171
Отпечатки капель дождя и следы выходов газа . . . . .	171
Трещины высыхания . . . . .	172
Иероглифы механического происхождения . . . . .	172
Биогенные иероглифы и другие следы, оставаемые организмами . . . . .	174
Макротекстуры, обусловленные сдавливанием . . . . .	175
Стилолиты и их разновидности (сутуры, парастилолиты) . . . . .	175
Узловатая макротекстура . . . . .	178
Текстура конус в конус или «фунтиковая» . . . . .	178
Складчатые макротекстуры . . . . .	179
Макротекстуры, создаваемые присутствующими в породе посторонними включениями . . . . .	179
Конкреции . . . . .	179
Пятнистые, брекчиевидные, псевдоконгломератовые макротекстуры и макроструктуры . . . . .	183
Цвета осадочных пород . . . . .	184

### Часть третья

### ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД

Глава VI. Классификация осадочных пород. Обломочные породы . . . . .	188
Общие представления о классификации осадочных пород . . . . .	188
Обломочные породы . . . . .	191
Пирокластические обломочные породы (эффузивно-осадочные) . . . . .	191
Нормально-осадочные обломочные породы . . . . .	192
Грубообломочные породы . . . . .	193
Брекчии (193). Конгломераты (194)	
Пески и песчаники . . . . .	196
Общие сведения . . . . .	196
Классификация. Условия образования и главные разновидности . . . . .	196
Изучение и описание песчаных пород . . . . .	201
Химический состав песчаных пород . . . . .	208
Названия и краткие характеристики песчаных пород . . . . .	209
Примеры характерных разновидностей песчаных пород . . . . .	210
Алевриты и алевриты . . . . .	212

	Стр.
Глава VII. Глинистые породы . . . . .	213
Основные понятия и определение . . . . .	213
✓ Происхождение и классификация глинистых пород . . . . .	214
Макроскопический облик пластичных глин . . . . .	215
Физические свойства глин и их практическое использование . . . . .	217
Минеральный состав глин и методы его определения . . . . .	219
Механический (гранулометрический) состав . . . . .	220
Строение глин под микроскопом . . . . .	221
Химический состав глин . . . . .	225
Примеры химического, механического и минерального состава глин . . . . .	227
Главные типы глин и их распространение в пространстве и времени . . . . .	228
Общие сведения . . . . .	228
Водноосадочные полимиктовые глины . . . . .	229
✓ Каолиновые глины . . . . .	229
✓ Монтмориллонитовые, фуллеровые, отбеливающие, бентонитовые глины . . . . .	230
✓ Глины «обломочные» . . . . .	231
✓ Аргиллиты . . . . .	232
Описание глин полевого (макроскопическое и в шлифах) . . . . .	234
Глауконитовые породы (глауконититы) . . . . .	234
Глава VIII. Породы химического и биохимического происхождения . . . . .	236
Общие понятия . . . . .	236
✓ Аллиты (алюминиевые породы) . . . . .	237
✓ Латериты. Общие представления. Происхождение . . . . .	237
✓ Бокситы. Общие сведения. Происхождение . . . . .	239
Железистые осадочные породы . . . . .	243
Минеральные разновидности, облик и химический состав железистых пород . . . . .	243
Главные типы железистых пород и условия их образования . . . . .	245
Распределение железистых пород во времени . . . . .	247
Марганцовые осадочные породы . . . . .	248
Внешний облик; минеральный и химический состав . . . . .	248
Происхождение; генетические типы месторождений . . . . .	249
Глава IX. Кремнистые и фосфатные породы . . . . .	250
Кремнистые породы (силициты) . . . . .	250
Общие сведения . . . . .	250
Характеристика главных типов кремнистых пород . . . . .	257
Диатомиты (252). Трепел (252). Опоки (253). Спонголит (253). Радиоляриты (254). Яшмы (254). Кремнистые корки и гейзериты (256). Кремни (256) . . . . .	258
Классификация кремнистых пород . . . . .	258
Общие условия образования кремнистых пород и их распределение в пространстве и времени . . . . .	260
Метод изучения. Примерные описания кремнистых пород . . . . .	262
Фосфатные породы (фосфориты) . . . . .	262
Минеральный и химический состав . . . . .	263
Макроскопический облик, состав и строение в шлифе главных разновидностей фосфоритов . . . . .	264
Классификация фосфоритов и распространения разных типов в Советском Союзе . . . . .	266
Происхождение фосфоритов . . . . .	266
Распространение фосфоритов . . . . .	269
Способы изучения фосфоритов . . . . .	269
Глава X. Карбонатные породы . . . . .	271
✓ Известняки . . . . .	271
Общие сведения и химический состав . . . . .	271
Главные типы и разновидности известняков, их макроскопический облик, состав, строение в шлифе и вероятные условия образования . . . . .	272
✓ Известняки явно органогенные . . . . .	272
Рифовые и биогенные (272). Цельнораковинные (274). Органогенно-детритовые (274) . . . . .	272
Известняки химического происхождения . . . . .	275
Известковые туфы (275). Известняки натечные (275). Известняки оолиты и пизолитовые (275, 276) . . . . .	275
Известняки микрозернистые. Мел . . . . .	276
Известняки — продукты переработки первичного материала . . . . .	279
Известняки трещиноватые и брекчированные (279). ✓ Известняки окатаннозернистые прибойные или обломочные (279). Известняки перекристаллизованные (281) . . . . .	279

Известняки псевдообломочные и узорчатые (281). Известняки гранулированные и гранулированно перекристаллизованные, комковатые (282). Известняки копрогенные (283). Известняки псевдоолитовые (283). Известняки, замещения (284)	
Известняки, измененные процессами замещения, и известняки с примесями	284
✓ Условия образования известняков	287
Классификация известняков	290
Изучение и описание известняков макроскопически и в шлифах	291
Общие сведения	291
Макроскопическое описание	294
Описание известняков в шлифах	295
Распространение и практическое применение	296
✓ Доломиты	296
Общие сведения	296
Происхождение	297
Макроскопический облик и характер в шлифах	299
Вторичные изменения	301
Распространение	301
Практическое применение	301
<b>Глава XI. Соли и каустобиолиты</b>	<b>302</b>
Соли	302
Общие представления	302
Главные типы солевых залежей и их происхождение	304
Предпосылки для их образования (304). Современные солевые бассейны (305). Ископаемые залежи солей (306).	
Распространение	309
Методы изучения	310
Гипс и ангидрит	310
Каменная соль (галитит)	312
Карналлит	312
Каустобиолиты (горючие сланцы и ископаемые угли)	313
Общие сведения	313
Сапропелиты	314
Современные сапропелиты	314
Горючие сланцы	314
Сапропеловые угли	314
Гумусовые каустобиолиты	314
Торф	315
Угли	315
Изучение углей (316). Распространение углей (317)	
<b>Глава XII. Осадочные породы как собиратели ценных элементов. Смешанные породы</b>	<b>318</b>
Породы, обогащенные ценными элементами. Медистые породы	318
Смешанные породы	319
Общие сведения	319
Два типа смешанных пород. Способы различия и описания смешанных пород	319
Смеси обломочного материала и глины	322
Суглинки. Лёсс. Лёссовидные породы	322
Смеси карбонатных пород и глины	324
<b>Глава XIII. Развитие и современное состояние науки об осадочных породах в Советском Союзе и разработка вопросов о закономерностях их образования.</b>	<b>325</b>
Обособление петрографии осадочных пород в самостоятельную науку с разными разделами или направлениями	325
Результаты изучения осадочных пород за последние 40 лет	329
Разработка учения о формациях	331
Разработка вопроса о закономерностях образования осадочных пород и выявление отдельных крупных закономерностей	334
Попытки обоснования основного закона осадочного породообразования	337
Всесоюзное совещание 1952 г. и начало нового этапа развития науки об осадочных породах в Советском Союзе	340
Учебные пособия и дополнительная литература	341
Объяснение некоторых терминов	347
Объяснения к таблицам фотографий	349
Таблицы фотографий	359
Алфавитный указатель	401