Л. В. ПУСТОВАЛОВ

ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

ЧАСТЬ I

Л. В. ПУСТОВАЛОВ
Доктор геолого-минералогических наук
Проф. Московского нефтяного института

552.5
П-89

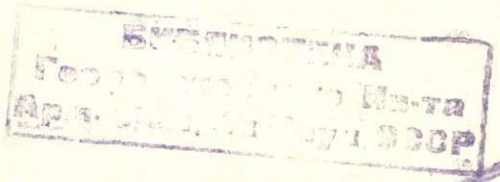
ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОСНОВЫ ЛИТОЛОГИИ (ПЕТРОЛОГИИ) ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Утверждено ГУУЗ Наркомнефти
в качестве учебного пособия
для нефтяных втузов

2432



ГОСТОПТЕХИЗДАТ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1940 Ленинград

55
П-89 доб. 622

АННОТАЦИЯ

«Петрография осадочных пород» проф. д-ра Л. В. Пустовалова выходит в свет в двух частях.

В первой части разбираются общие вопросы осадочного породообразования. Осадочный литогенез, протекающий на фоне геологического развития Земли, разбирается во всех его звеньях—от разрушения материнских пород до стадии эпигенетических («вторичных») процессов, совершающихся в древних осадочных толщах.

Особое внимание уделено при этом осадочной дифференциации вещества и периодичности минерального осадконакопления; оригинальная разработка этих проблем дала возможность автору наметить общие закономерности, существующие в вещественном составе и стратиграфо-территориальном размещении осадочных пород и связанных с ним полезных ископаемых.

Вторая часть отведена описанию структур, текстур и окраски осадочных образований; здесь же рассматриваются главнейшие типы осадочных пород; все изложение строится на основе литогенетических данных, освещенных в первой части книги.

Настоящая книга может быть использована в качестве учебного пособия во всех втузах и вузах, где изучается петрография осадочных пород, а также аспирантами и научными работниками по геологической и петрографической специальностям.

Редактор *А. Т. Акимов* Технич. редактор *А. С. Полосина*

Индекс ГГР-65-5-2 Прот. Т. К. К. № 4
Сдано в набор 20 сентября 1939 г. Подписано к печати *29/III-1940 г.*
Тираж 4000 экз. Бумага Ингурской фабрики 60×92¹/₁₆
Уч. авт. л. 35,4 Заказ № 2240. Изд. № 158
29³/₄ печ. л. Тип. зн. в 1 печ. л. 48 000. Учетный № 1168.
Уполн. Главлита № А-27374.

Тип. «Красный Печатник». Ленинград, Международный, 75а.

ОТ АВТОРА

Обзорная, а тем более учебная литература по петрографии осадочных пород, как известно, весьма ограничена не только у нас в СССР, но и за границей. Наибольшей известностью из всей мировой литературы заслуженно пользуются работы У. Х. Твенхофела и Г. Б. Мильнера, резко отличающиеся, впрочем, друг от друга по своему содержанию и преследующие совершенно разные цели.

Прекрасная сводка по осадочным образованиям, принадлежащая W. H. Twenhofel: «Treatise on sedimentation» (1926—1932 гг.) [1], имеет целью осветить явления современного и древнего осадконакопления, но почти вовсе не затрагивает петрографического описания и определения пород. Представляя исключительную ценность для научных работников, для которых она и предназначена, работа У. Х. Твенхофела вместе с тем совершенно не рассчитана на использование ее в качестве учебного руководства для высших школ. «Sedimentary Petrographie» Г. Б. Мильнера [2], ставшая классическим определителем обломочных минералов, по сути дела является справочником, рассчитанным на лиц, занимающихся микропетрографической корреляцией; она с успехом может быть использована при практических занятиях по определению минералов в зернах, а частью также при описании осадочных пород, но мало пригодна для изучения теоретической части курса.

На русском языке имеется лишь три учебных руководства по интересующей нас дисциплине, принадлежащие А. Н. Заварицкому, М. С. Швецову и П. П. Авдусину.

«Введение в петрографию осадочных горных пород» А. Н. Заварицкого (1932) почти полностью посвящено разбору структур и текстур осадочных образований; в этой части книга является, пожалуй, непревзойденным образцом как по краткости, так и по ясно-

[1] Имеется русский, местами недостаточно отредактированный перевод: У. Х. Твенхофел — Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936 г.

[2] Имеется также русский перевод: Г. Б. Мильнер. Петрография осадочных пород, Горгеонефтеиздат, 1934.

сти своего изложения; к сожалению, все остальные многочисленные разделы петрографии осадочных пород (описание типов пород, процессы минерального осадконакопления и проч.) либо вовсе не затрагиваются автором, либо освещаются лишь попутно и вскользь.

«Петрография осадочных пород» М. С. Швецова (1934) претендует на полноту освещения предмета; однако, по своему содержанию она в лучшем случае является видоизмененным учением о фациях, в чем, несомненно, отразились научные склонности самого автора. Вместе с тем, химико-минералогические и чисто петрографические сведения, которые по понятным причинам должны составлять основную часть петрографии осадочных пород, излагаются здесь крайне небрежно, а во многих случаях даже заведомо неверно[1].

«Краткий курс петрографии осадочных пород» П. П. Авдусина был издан литографированным способом (Баку, 1935). Он освещает лишь обломочные, кремнистые и карбонатные породы и не ставит своей целью полное освещение предмета.

Из приведенного краткого литературного обзора явствует, что перед автором настоящей книги, имевшим в виду написать учебное пособие для нефтяных втузов, стояла весьма нелегкая задача создания совершенно нового типа сводной работы, образцом для которой не могла служить ни одна из существующих книг во всей мировой научной литературе.

Помимо этого, необходимость в значительной мере «итти своими путями» диктовалась также тем обстоятельством, что многие положения петрографии осадочных пород, подчас глубоко вкоренившиеся в сознание геологов еще до возникновения этой науки и передаваемые без должной критики от одного поколения ученых другому, а затем вошедшие в качестве само собою разумеющихся истин и в петрографию осадочных пород, как убедился автор на основании своей почти 20-летней работы в области минеральных осадков, являются теми «увлекательными гипотезами», которые лишь по традиции удерживаются в науке, составляя ныне ее тягостный груз.

Показать ошибочность и пагубность таких взглядов составляло одну из основных задач автора. Этим объясняется то особое внимание, которое он уделил критическому разбору идей об участии организмов в минеральном осадкообразовании и о гидрохимических (метасоматических) перерождениях осадочных пород. Эти два положения как бы узаконяли взгляд на осадочные породы и связанные

---

[1] В силу этих и других причин книга М. С. Швецова была исключена ГУУЗ НКТП из списков рекомендуемых учебных пособий для нефтяных втузов.

с ними полезные ископаемые как на совершенно случайные и незакономерные минеральные образования и тем самым служили до сих пор той «научной базой», которой неосновательно оправдывались бесперспективные поиски осадочных полезных ископаемых и их разведка методом «дикой кошки».

Автор поставил своей целью не только изложить современное содержание петрографии осадочных пород, но также и доказать, что осадочные породы не только сами являются вполне закономерными минеральными ассоциациями, но и в своей совокупности, в пределах каждой области осадконакопления, образуют между собою закономерные парагенетические сообщества, совершенно правильно сменяющие друг друга как в пространстве, так и во времени.

Только что высказанное положение по понятным причинам впервые могло получить в этой книге лишь общие, хотя, как кажется автору, достаточно веские и убедительные обоснования; в последующем, когда оно будет детализировано на многочисленных конкретных примерах, это положение, несомненно, приобретет исключительное значение в поисково-разведочной работе.

Обоснование взгляда на осадочные породы, как на закономерные минеральные ассоциации, а на осадочные толщи как на правильные петрографические сообщества, потребовало разработки новых теоретических положений общего порядка; важнейшими из них являются понятия о дифференциации вещества в зоне осадкообразования и о периодичности минерального осадконакопления, излагаемые впервые в этой книге.

Последовательное применение к осадочным породам даже только одного учения об осадочной дифференциации, являющейся важнейшим, но пока еще совершенно не осознанным осадкообразующим фактором, управляющим буквально всем процессом минерального осадконакопления, заставило автора пересмотреть многие «ходячие мнения». Там, где это казалось необходимым, автор не боялся вступить в конфликт с господствующими ныне традиционными представлениями, памятуя, что передовой наукой является та наука, «которая имеет смелость, решимость ломать старые традиции, нормы, установки, когда они становятся устарелыми, когда они превращаются в тормоз для движения вперед, и которая умеет создавать новые традиции, новые нормы, новые установки» (И. В. Сталин).

Автору хотелось бы думать, что две главнейшие, стоявшие перед нами задачи: а) изложить содержание петрографии осадочных пород, как самостоятельной геологической дисциплины и б) вскрыть

и показать существующие закономерности в вещественном составе осадочных пород и в их территориальном и стратиграфическом размещении — достигнуты им хотя бы в самом первом приближении.

Многие примеры, иллюстрирующие основные положения, относятся к осадочным образованиям, развитым в восточных нефтяных районах и в частности к верхнепермским, кунгурским и артинским отложениям. Такой подбор примеров оправдывается, с одной стороны, исключительным разнообразием пермских осадочных пород и их весьма характерным фациальным размещением, и с другой стороны, тем интересом, который проявляется сейчас после XVIII съезда ВКП (б) к геологии районов «Второго Баку».

Автор пользуется случаем принести свою благодарность профессору В. П. Батурину, профессору д-ру М. В. Кленовой и профессору М. М. Чарыгину за целый ряд хотя и частных, но весьма ценных указаний, которые они сделали при чтении рукописи настоящей книги.

Автор будет весьма признателен всем лицам (как научным работникам и преподавателям, так и студентам), которые сообщат ему свои мнения об этой книге и укажут ему на те или иные ее недостатки. Только при такой коллективной деловой критике можно будет надеяться создать в будущем более совершенное учебное руководство по петрографии осадочных пород, чем это есть на сегодняшний день.

Л. В. Пустовалов.

Адрес автора: Москва, Большая Калужская ул. д. 14, Московский нефтяной институт.

Пос. «Искра» — Москва
Июль — декабрь 1938 г.

ВВЕДЕНИЕ

I. Название науки

Название «Петрография осадочных пород» в его дословном понимании [1] не совсем соответствует современному содержанию нашей дисциплины. Как мы увидим далее, петрография осадочных пород не только всесторонне описывает соответствующие минеральные образования, т. е. фиксирует наблюдаемые в природе факты, но также занимается вопросами происхождения современных и древних осадков, вопросами их *генезиса* (петрогенезиса, литогенезиса), т. е. изучает всю историю развития осадочной породы с момента ее образования до современного ее состояния, тесно увязывая эту историю с геологической историей земной коры и всей Земли в целом. Таким образом, учение об осадочных породах является сейчас не только описательной, но и исторической наукой; поэтому ее правильнее было бы называть не петрографией, а петрологией или *литологией осадочных пород* [2].

Термин «петрология» обычно применяется в отношении учения о магматических и метаморфических породах; слово же «литология», хотя и употреблялось ранее применительно ко всем породам вне зависимости от их происхождения, но потом было в значительной мере забыто и вновь получило в последние десятилетия широкое распространение главным образом применительно к осадочным образованиям. Вполне уместно поэтому именовать учение о современных и древних минеральных осадках литологией осадочных пород в отличие от петрологии магматических и метаморфических образований, подчеркивая тем самым не только ее описательное, но и генетическое содержание.

Из сказанного видно, что «петрография осадочных пород» является исторически сложившимся, но теперь уже устаревшим названием нашей дисциплины, не вполне соответствующим ее новым задачам и стремлениям; тем не менее, в силу известной традиции оно продолжает оставаться, так сказать, официальным названием науки о минеральных осадках [3]. Это обстоятельство заставляет продолжать пользоваться несколько устаревшим термином, вклады-

---

[1] Греческое petra — скала, порода; grafo — писать, описывать.

[2] Греческое lithos — камень, logos — слово, учение.

[3] В частности именно под наименованием «Петрографии осадочных пород» она фигурирует в учебных планах высших учебных заведений.

вая в него, однако, новое содержание. В этом аспекте «петрография» и «литология» осадочных пород чисто условно приобретают в последующем изложении значение синонимов.

Г. Тиррель (1926), а за ним и В. Н. Лодочников (1934) предлагают употреблять термин «литология» в отношении изучения всевозможных камней в инженерном деле, архитектуре и других областях техники и жизни; свое предложение они обосновывают тем соображением, что литология этимологически обозначает «науку о камнях». Предложение Г. Тирреля не находит, повидимому, сочувствия в широких кругах исследователей и слово «литология» с каждым годом все прочнее входит в научный лексикон как за границей, так особенно у нас в СССР для обозначения науки о минеральных осадках.

В американской литературе в недавнее время (1939) обсуждался вопрос о целесообразности именовать учение о минеральных осадках и осадочных горных породах «седиментологией» (Sediment — осадок). Дискуссия в этом направлении выявила, однако, отрицательное мнение.

2. Содержание, цели и задачи науки

Самое название петрографии или литологии осадочных пород уже в значительной мере определяет содержание этой науки; не бесполезно ознакомиться с относящимися сюда взглядами некоторых советских исследователей, располагая их в хронологическом порядке.

Л. В. Пустовалов (1930), касаясь задач петрографии и литологии осадочных пород, указывает, что быстро развивающаяся промышленная техника ставит все новые и новые требования в отношении качества разнообразного минерального сырья. В силу этого возникает необходимость в детальной химико-минералогической и физической характеристике различных осадочных пород, которую можно получить лишь путем правильно организованных петрографических исследований. Отсюда в качестве основной задачи петрографии осадочных пород вытекает всестороннее изучение каждой осадочной породы в целом и главным образом ее минеральной части, т. е. того, на что при обычных геолого-съемочных работах еще не так давно не обращали должного внимания; этим путем выявляются новые источники минерального сырья, ранее вовсе ускользавшие от внимания исследователей.

Кроме того, петрографические работы нередко значительно уточняют стратиграфическое подразделение свит осадочных пород, даже заключающих в себе ископаемые остатки фауны и флоры, и служат практически единственным и незаменимым критерием при дробном расчленении и сопоставлении «немых» осадочных толщ; в этом случае роль отсутствующих «руководящих» палеонтологических форм переходит к минералам, входящим в состав горной породы, и их комплексам, а также к отдельным химическим элементам и соединениям.

Исследуя различные свойства пород и их отдельных компонентов, петрография осадочных пород одновременно познает условия образования и дальнейшую судьбу данной толщи с воссозданием физико-географического режима (в широком смысле слова) в известном месте земного шара и в известное геологическое время. Л. В.

Пустовалов подчеркивает, что петрографическое изучение осадочных пород, имея первостепенное значение для познания истории нашей планеты, в то же время представляет собою единственно правильный путь к выявлению, изучению и правильной оценке пластовых полезных ископаемых.

А. Н. Заварицкий (1934) усматривает наиболее характерную черту литологии осадочных пород в том, что она стремится изучить горные породы как памятники физико-географических условий прошлых геологических времен.

С. Ф. Малявкин (1935) считает, что литология объединяет собою изучение всех минеральных образований земной коры, базируясь на данных петрографии и стратиграфии. Основываясь на познании вещественного состава и изучая его изменения в пространстве и во времени, литология стремится установить законы образования и дальнейшего изменения геологических тел, т. е. горных пород; поскольку последние либо сами являются полезными ископаемыми, либо содержат таковые, то определение состава и других свойств пород в процессе их литолого-петрографического изучения является одновременно выяснением возможности их практического использования; в соответствии с этим перед литологией стоит задача восстановления полной истории того или иного участка земной коры, для чего требуется широкое знакомство с геологическими явлениями, понимая под таковыми всю сумму процессов, участвующих в создании лика Земли. Таким образом, литологическое изучение базируется на всей совокупности достигнутых человечеством знаний в области развития земной коры. Поэтому от лиц, занимающихся литологией, требуется широкая геологическая подготовка и отчетливое понимание физико-химических явлений, приводящих к образованию той или иной породы; в частности, литологу необходимо глубокое понимание геохимической среды, в которой протекали петрогенетические процессы, чтобы затем представить себе эти процессы на стратиграфической основе и наметить направление и характер физико-химических изменений, которые могли происходить в породе в последующем.

Если в изложенные только что соображения С. Ф. Малявкина ввести известное ограничение и распространять их применительно лишь к осадочным породам, а не вообще ко всем минеральным образованиям земной коры, то их следует рассматривать как достаточно верное общее представление о содержании петрографии осадочных пород.

Геологическое отделение Московского общества испытателей природы в заседании своем от 15 января 1938 г., в связи с обсуждением успехов осадочной петрографии за последние 20 лет, отметило в своем специальном постановлении, что основными задачами петрографии осадочных пород являются:

а) изучение состава этих пород, совершенно отличных от магматических по слагающим их органическим остаткам, особым минералам, текстурам и требующих при их изучении применения в большой мере особой методики;

б) определение генезиса этих пород;

в) выяснение палеогеографии древних эпох;

г) уточнение или даже установление стратиграфических схем.

В этом перечне, очевидно, по недоразумению отсутствует указание на большую роль петрографии осадочных пород в деле выявления и изучения полезных ископаемых осадочного происхождения.

Приведенные мнения в своей совокупности достаточно ясно обрисовывают общее содержание и целеустремленность петрографии осадочных пород. В связи со сказанными главнейшие цели и задачи науки об осадочных породах можно коротко сформулировать следующим образом:

1. Петрография осадочных пород стремится всесторонне изучить осадочные породы как таковые (их химический и минералогический состав, их различные физические свойства, их структуру и текстуру и т. д.), классифицировать их и проследить изменения характера осадочных образований как в пространстве (по горизонтали), так и во времени (по вертикали).

2. Петрография осадочных пород стремится разрешить вопросы литогенезиса современных и древних осадков, воссоздать палеогеографические, палеогеохимические, физико-химические, биономические и другие условия их накопления и тем самым реконструировать физико-географическую обстановку прежних геологических эпох.

3. На основе результатов вещественного и генетического исследования осадочных образований петрография осадочных пород создает необходимую базу для выявления и правильной оценки месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения.

4. Выявляя особо характерные и отличительные признаки осадочных пород, слагающих определенные стратиграфические горизонты, петрография осадочных пород приобретает значение метода стратиграфического расчленения и сопоставления геологических разрезов и дает возможность увязывать между собою не только осадочные свиты, содержащие фаунистические остатки, но также так называемые «немые толщи», не поддающиеся расчленению и сопоставлению при помощи обычных стратиграфо-палеонтологических исследований (микропетрографическая корреляция).

Петрография осадочных пород приобрела выдающееся и вполне оправдавшее себя уже на практике стратиграфическое значение при геологической работе в области нефтяных месторождений, где требуется особо тонкое стратиграфическое подразделение и точная корреляция разрезов буровых скважин, доставляющих, как известно, даже в благоприятных случаях, обычно крайне ограниченный палеонтологический материал.

3. Положение петрографии осадочных пород среди других геологических дисциплин и ее главнейшие методы исследования.

Осуществление одной из основных задач петрографии осадочных пород — познание истории минерального осадкообразования — возможно лишь на основе данных об общей геологической истории исследуемой территории. Отсюда вытекает теснейшая связь петро-

графии осадочных пород с геолого-стратиграфическими дисциплинами и с учением о фациях.

С другой стороны, исследуя вещественный, минеральный состав современных и древних осадков и их макро- и микроструктуру, петрография осадочных пород широко использует данные минералогии и классической петрографии; через них она связана с кристаллографией и некоторыми разделами физики, в частности с оптикой.

Частое присутствие среди осадочных образований остатков органического мира обусловливает связь нашей науки с биологическими дисциплинами, в том числе и с палеонтологией. Наличие же в подавляющем большинстве минеральных осадков продуктов чисто химических и физико-химических процессов, совершавшихся как в момент образования осадка, так и в самой породе, побуждает петрографа-осадочника использовать в своей работе достижения химии, геохимии, физической химии и коллоидной химии, нередко прибегая в этой области и к экспериментальным исследованиям, роль которых, между прочим, с каждым годом все более возрастает.

В целях сопоставления осадочных пород с их современными аналогами (современными осадками) и выявления условий образования как тех, так и других, петрографии осадочных пород приходится черпать необходимый сравнительный материал из области океанографии, почвоведения, гидрологии, физической географии и отчасти метеорологии.

Будучи пробуждена к жизни требованиями промышленности, петрография осадочных пород, естественно, имеет самую тесную связь с учением о полезных ископаемых, получая отсюда целый ряд новых заданий (постановка новых вопросов в связи с поисками, разведкой и эксплоатацией полезных ископаемых), но и оказывая со своей стороны весьма ценную помощь при их изучении.

Мы видим, таким образом, что петрография осадочных пород связана с целым рядом весьма разнообразных дисциплин (рис. 1), в области которых петрограф-осадочник, если он имеет в виду плодотворно и полноценно работать, должен быть достаточно ориентирован. В этом заключается несомненная трудность, но вместе с тем и несомненная увлекательность работы специалистов по петрографии осадочных пород: известно, что всякая научная и творческая работа, протекающая на границе нескольких областей знания, обычно является наиболее интересной, увлекательной и эффективной.

Тесная связь петрографии осадочных пород с целым рядом наук, а особенно с геолого-стратиграфическими и минералого-петрографическими дисциплинами, еще до сих пор возбуждает у некоторых лиц сомнение в том, можно ли считать ее самостоятельным разделом геологической науки и не целесообразнее ли рассматривать ее лишь как некоторый «уклон» в другой, вполне уже оформившейся и давно признанной науке? Наиболее часто приходится слышать, что петрографию осадочных пород надлежит считать некоторой ветвью исторической геологии или лишь главой общей петрографии, занимающейся, как известно, в основном магматическими породами.

Дебаты в этом направлении можно было бы считать несущественным и чисто отвлеченным спором, если бы с решением вопроса о положении петрографии осадочных пород среди других геологических дисциплин не было связано ее организационное оформление, в значительной мере определяющее

темпы ее дальнейшего развития. На самом деле, если признать подчиненное значение петрографии осадочных пород, то из этого необходимо сделать соответствующие практические выводы, как, например: исключить эту дисциплину из учебных планов высших учебных заведений, устранив от ее преподавания специалистов в этой области и передав чтение этого курса лишь попутно с другой основной дисциплиной соответственно геологу или петрографу-знатоку в области магматических пород; далее, в этом случае было бы необходимо ликвидировать все многочисленные, уже существующие и плодотворно работающие лаборатории по петрографии осадочных пород, слив их в лучшем случае с общепетрографическими или геологическими кабинетами; наконец, следовало бы вовсе снять с повестки дня вопрос об издании специальной учебной литературы, об организации соответствующих

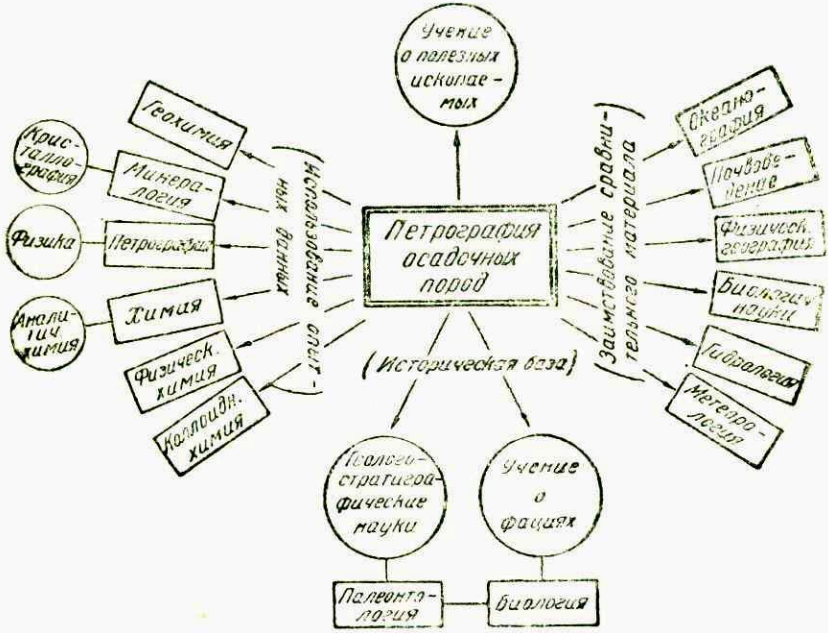


Рис. 1. Положение петрографии осадочных пород среди родственных дисциплин.

научных обществ, которые объединяли бы научную мысль в области петрографического изучения осадочных пород и т. д., и т. д. Ясно, что на проведение в жизнь подобных мероприятий, равносильных отходу от завоеванных позиций и возвращению к давно уже пройденным этапам, никто дать своей санкции не может. Это обстоятельство хотя и косвенно, но все же практически решает по существу вопрос о самостоятельном или подчиненном положении учения об осадочных породах. На следующих страницах мы увидим, впрочем, что сама жизнь уже предрешила самостоятельное существование нашей науки и обеспечило ее развитие вне организационных форм других дисциплин, которые были бы для нее слишком узки и не соответствовали бы ее бурному развитию, свидетелями которого мы являемся.

Сейчас для нас важно отметить, что петрография осадочных пород, как это подобает всякой самостоятельной научной дисциплине, располагает своим арсеналом специфических приемов и методов исследования, что резко отличает ее от смежных и родственных ей наук.

Действительно, методы микроскопического определения минералов в зернах, широко и уверенно применяющиеся сейчас при изучении современных и древних осадков, разработаны силами петрографов-осадочников. До возникновения петрографии осадочных пород среди исследователей было распространено твердое, хотя и вполне ошибочное убеждение, будто бы минералы можно определять оптически только в плоско-параллельных шлифах. Под влиянием этого заблуждения петрография осадочных пород на первых шагах своего развития, копируя работу петрографов по изверженным породам, стремилась выработать способы изготовления из рыхлых осадков обычных петрографических шлифов, для чего было предложено несколько способов искусственной цементации рыхлого минерального материала. Теперь эти попытки вовсе оставлены не только потому, что они не привели к вполне положительным результатам, но главным образом в силу того, что надобность в них теперь совершенно отпала. Определение минералов в зернах неправильной формы, считавшееся всего несколько пятилетий тому назад неосуществимым, теперь, именно в связи с развитием петрографии осадочных пород, вошло в повседневную научную практику.

Методы механического или гранулометрического анализа ранее были и остаются до сих пор совершенно чуждыми петрографии массивных магматических и метаморфических пород; они практически совершенно не употреблялись также и при геолого-стратиграфических работах. В области петрографии осадочных пород методы механического анализа, заимствованные из почвоведения, нашли себе не только чрезвычайно широкое применение, но и дальнейшую углубленную разработку.

Способы разделения породы по удельному весу составляющих ее минеральных зерен, по их электромагнитным свойствам и пр., хотя и были известны ранее петрографии, но почти не находили себе приложения. В петрографии же осадочных пород они были весьма значительно уточнены и приобрели характер самых обычных приемов исследования.

Петрография осадочных пород выработала и иные, свойственные лишь ей методы изучения минеральных образований; сюда относятся например, реакции окрашивания, хроматические реакции, выполняемые на поверхности самой породы, методы массового определения органического вещества и т. д. Наконец, петрография осадочных пород выработала оригинальные, ранее вовсе не известные способы графического начертания результатов лабораторных исследований (например, кривые механического состава Х. Беккера, литогенетические колонки Л. В. Пустовалова и т. д.) и способы их интерпретации. Во всех них не было нужды ни у петрографа по магматическим породам, ни у геолога-стратиграфа и все они либо появились вновь, либо были уточнены и нашли себе широкое применение в области геологических наук лишь в связи с развитием учения об осадках.

Перечисленные особо характерные методы петрографии осадочных пород, резко отличные от методов других сопредельных геологических дисциплин, с одной стороны еще лишний раз подчерки-

вают ее право на самостоятельное и равноправное положение, с другой — вполне соответствуют особым задачам, целям и стремлениям этой науки. И в самом деле: если геолог-стратиграф постоянно и преимущественно имеет дело с геологическими структурами, прослеживая их образование во времени и изображая их на геологических картах; если петрограф по магматическим и метаморфическим породам имеет дело с продуктами зоны высоких температур и высоких давлений и стремится раскрыть законы физико-химических равновесий магматических растворов при различных термодинамических условиях, — то петрограф-осадочник ставит своей целью познать совокупность поверхностных явлений, протекающих при обычных условиях температуры и давления, и выявить закономерную зависимость между условиями поверхностной среды и образующимся при этом минеральным осадком.

Разумеется, что преследуя разные цели и идя своими особыми путями, каждая из перечисленных трех геологических дисциплин вырабатывает свои специфические приемы работы и устанавливает свои методы исследования. Все же они вместе взятые стремятся осветить с различных точек зрения геологическую историю нашей планеты, неизбежно заимствуя материал друг у друга и настолько тесно соприкасаясь порою друг с другом, что иногда трудно бывает указать, где именно кончается область геологии и начинается область петрографии осадочных пород и где кончается область учения об осадках и начинается область петрографии магматических пород. Такое положение является, впрочем, вполне естественным; в нем отражается непрерывность и неделимость природы.

4. Краткие сведения из истории науки и о состоянии петрографии осадочных пород в СССР

Петрография осадочных пород может по праву считаться наукой XX столетия; она оформилась и выделилась в самостоятельную дисциплину буквально на наших глазах. Достаточно указать, что соответствующие курсы были впервые введены в качестве обязательных предметов в учебные планы некоторых высших учебных заведений СССР только в 1930 г.

Современное состояние петрографии осадочных пород было подготовлено длительным развитием геологической и минералогической мысли и множеством работ, в которых еще было трудно уловить контуры современной науки об осадочных породах.

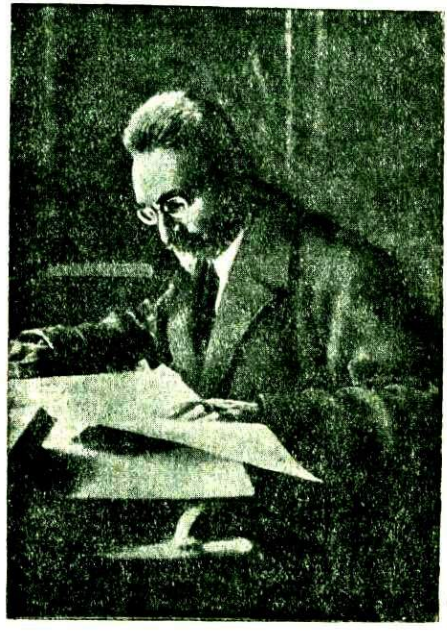
Если оставить в стороне древние и средние века, где, безусловно, можно найти робкие и несовершенные шаги в области познания осадочных пород, соответствующие тогдашнему общему низкому уровню знаний о природе, можно считать, что первые работы в области петрографии осадочных пород относятся к первой половине XVIII столетия. В это время исследовался главным образом минералогический состав современных речных и морских песков; определение минералов производилось макроскопически и базировалось на наблюдениях над кристаллографическим габитусом песчинок и над другими их физическими свойствами (цвет, блеск и пр.); по понятным причинам исследованию подвергались лишь наиболее крупнозернистые разности. Генетические вопросы при этом почти вовсе не затрагивались.

Такое направление работ удерживается в науке вплоть до последней четверти XIX в., т. е. до введения в практику петрографических исследований поляризационного микроскопа. Характерно, что основным толчком для минералогического исследования осадочных образований, главным образом, служило в то время нахождение среди них драгоценных

раторий; в авангарде шла в этом отношении нефтяная промышленность, а затем строительные организации, геолого-разведочные тресты и институты, угольная промышленность, гидрогеологические учреждения и пр. В этих петрографических ячейках, стихийно возникших по всей стране в 1929—1931 гг., на конкретной работе выросла целая армия петрографов-осадочников, которых учебные заведения того времени совершенно не готовили.

Петрография осадочных пород выросла сейчас в СССР в большую самостоятельную и практически крайне важную научную дисциплину, в которой уже остро нуждается промышленность, которая имеет свои кадры, свою техническую базу и которая настоятельно требует соответствующего организационного оформления.

Если в США уже давно функционирует постоянный Комитет по осадочным породам, а также регулярно выходят в свет два издания, специально посвященных осадочным образованиям («Journal of sedimentary petrology» и «Report of the Committee on Sedimentation»), то у нас, к сожалению, до сих пор нет еще ни объединения петрографов - осадочников, ни специального их печатного органа; это приводит к раздроблению научных сил, иногда к распылению средств и к плохому обмену научным опытом.



Я. В. Самойлов

Первый серьезный шаг в устранении указанных организационных дефектов был сделан в 1938 г. созданием при Московском обществе испытателей природы постоянной Комиссии по осадочным породам, действующей на правах секции при геологическом отделении общества. Можно не сомневаться, что в ближайшие годы организационные формы петрографии осадочных пород будут упорядочены.

Работы советских ученых в области литологии осадочных пород настолько многочисленны и разнообразны, что даже самый краткий обзор их потребовал бы написания специальной книги; поэтому здесь по необходимости приходится ограничиться лишь самыми краткими замечаниями.

Одним из самых первых ученых, посвятивших себя детальному минералого-петрографическому изучению осадочных пород СССР, был профессор минералогии Московского университета Я. В. Самойлов (умер в 1925 г.). Его исследования, начавшиеся еще в дореволюционные годы и широко развернувшиеся после Октябрьской революции, были направлены, главным образом, на выявление роли организмов в создании осадочных образований. Они имели весьма широкий диапазон и касались весьма разнообразных объектов (фосфоритов, железо-марганцевых образований, кремневых отложений, известняков, мергелей, ванадиевых, хромовых, фтористых и медистых минералов осадочного происхождения, современных осадков полярных морей и пр.).

Далее мы увидим, что многие идеи Я. В. Самойлова, касающиеся минералообразующегося значения организмов, приходится теперь рассматривать как утерявшие свое значение. Несмотря на это, роль Я. В. Самойлова в развитии в СССР учения о минеральных осадках является исключительно большой: его блестящие работы, с одной стороны, активизировали интерес

к осадочным образованиям, которые до тех пор считались монотонными и однообразными объектами; с другой стороны, он первый из советских исследователей подметил связь некоторых минералов с определенными стратиграфическими горизонтами и создал представление о так называемой «стратиграфической минералогии».

Этим самым в исследования минерального осадкообразования была введена и с т о р и ч е с к а я основа, т. е. был впервые нащупан единственно правильный подход к осадочным породам, как к естественно-историческим телам, образование которых тесно связано с минералообразующимися условиями геологического прошлого; в этом отношении работы Я. В. Самойлова полностью сохраняют свое значение до наших дней.

Важную роль в пробуждении интереса к осадочным породам и в освещении общих вопросов минерального осадкообразования сыграли работы акад. В. И. Вернадского и акад. А. Е. Ферсмана. Из работ первого наибольшей известностью пользуются исследования, касающиеся живого вещества и его энергетического значения в поверхностных частях планеты; исследования второго освещают осадочные процессы с геохимической точки зрения.

Огромная работа протекала и протекает в настоящее время в научно-исследовательских учреждениях нефтяной промышленности; здесь она ориентирована главным образом на выявление корреляционных признаков и в соответствии с этим направлена на микропетрографическое изучение обломочных пород, ассоциаций кластических минералов и на воссоздание по терригенным компонентам древних областей и источников минерального питания. Наиболее значительными работами в этой области являются исследования азербайджанских петрографов (В. П. Батурина, П. П. Авдусина и др.); в частности, петрографические исследования В. П. Батурина, излагающиеся более подробно ниже, позволили реконструировать физико-географические условия века продуктивной толщи.

В восточных нефтяных районах, где нефть приурочена к карбонатным породам и где широко развиты пестроцветные толщи и галогенные отложения, внимание петрографов, связанных с нефтяной промышленностью, направляется на изучение карбонатных пород, пестроцветов и гипсово-доломитовых осадков. Так, трестом «Башнефть» в последние годы осуществлено детальное петрографическое изучение ископаемых рифовых известняков (А. А. Трофимук), а Кафедрой петрографии осадочных пород Московского нефтяного института — верхнепермских красноцветов Приуралья (Л. В. Пустовалов, И. А. Конюхов, П. В. Тархов) и кунгурских галогенных отложений (В. П. Флоренский).

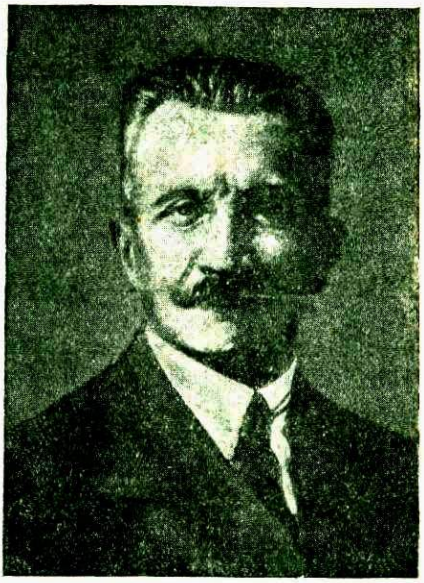
В системе геологической службы НКТП (Главгеология, ее институты и местные отделения) петрографическое изучение осадочных пород также приобрело весьма широкие размеры; здесь оно направлено на исследование различных полезных ископаемых и окружающих их осадочных пород, подвергавшихся разведке. Так, в Центральном научно-исследовательском геолого-разведочном институте (ЦНИГРИ) была проведена большая работа по изучению соленосных толщ Соликамска (Ю. В. Морачевский, Е. Разумовская и др.), песчаников Донбасса (А. М. Болдырева, М. С. Венецкая, З. Н. Немова, В. Б. Татарский), тихвинских бокситов (С. Ф. Малявкин, С. Г. Вишняков, Е. П. Брунс и др.), подмосковных глин и некоторых других пород (А. С. Корженевская), хоперских железных руд и индерских боратов (М. Н. Годлевский), соленосных отложений оз. Баскунчака (Л. В. Пустовалов), гипсовых отложений (М. Ф. Викулова) и т. д.

В Московском геологическом управлении были проведены обширные исследования железных руд и сопряженных с ними осадочных пород южного крыла Подмосковного бассейна; здесь же создалось учение о геохимических фациях, значительно уточнившие и расширившее наши представления о сингенетичных минеральных выделениях (Л. В. Пустовалов с сотрудниками).

Большая работа по исследованию фосфоритов и связанных с ними осадочных пород осуществлена силами сотрудников Института по удобрениям (А. В. Казаков, Г. И. Бушинский и др.). Особое значение имеют работы первого из указанных авторов по выяснению физико-химических условий выпадения фосфата кальция в осадок из разбавленных растворов; они имеют очень большое принципиальное значение, так как являются первыми

металлов и в частности золота; такова, например, работа Реомюра (1718), посвященная песчаным отложениям «рек и ручьев французского королевства, несущих волотые чешуйки», работа Босси (1804) по золотоносным речным пескам Италии и др. Отложения, не являвшиеся россыпями благородных металлов, редко привлекали к себе в то время внимание минералогов.

Конец прошлого столетия был ознаменован введением в практику минералого-петрографических исследований горных пород вообще и осадочных пород в частности целого ряда новых методов исследования. С одной стороны, к осадочным породам стали применяться методы микроскопического исследования, а с другой, — была разработана методика разделения тонких минеральных смесей на отдельные группы минералов по их физическим свойствам, что значительно облегчило определение минеральных частиц; именно к этому времени относится введение в науку фракционирования минералов по их удельному весу (разделение с помощью так называемых «тяжелых жидкостей»), по магнитным свойствам, по крупности зерна и пр. В дальнейшем все эти методы, составляющие обычные приемы работы современных петрографов-осадочников, были весьма значительно усовершенствованы.



Л. Кайэ

Развитие техники минералого-петрографических исследований позволило производить более точные и детальные наблюдения над осадочными образованиями, а также вовлечь в сферу внимания ученых более тонкозернистые породы, минералогический состав которых ранее казался непознаваемым. Эти сдвиги, а также общее развитие геологии, добившейся к этому времени уже весьма серьезных успехов, сейчас же отразились как на значительном расширении объектов петрографического изучения осадочных образований, так и на постановке разрешаемых проблем. В частности, вопросы генезиса древних осадков, реконструкции материнских пород и пр. стали все больше и больше привлекать к себе внимание исследователей.

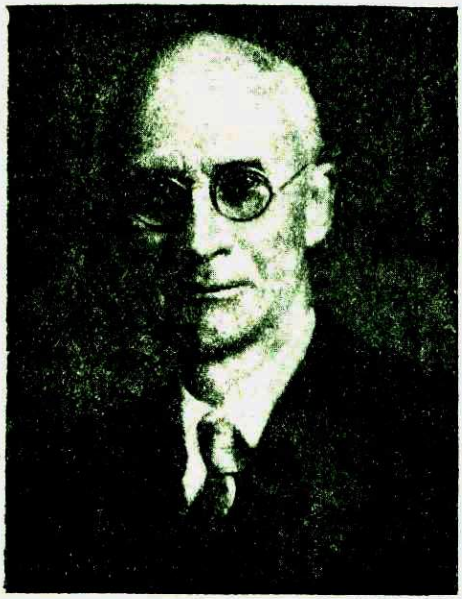
Исключительное влияние на исследования осадочных пород оказали результаты глубоководной экспедиции «Челленджер» (1872—1876); в осадках, добытых со дна современных морей и океанов, ученые увидели аналоги древних отложений и получили, таким образом, обширный материал для сравнительного литогенетического изучения. Конец прошлого столетия был отмечен появлением крупнейших сводок как по современным морским (Мёррей и Ренар, 1891) и пустынным (Вальтер, 1900) отложениям, так и вообще по условиям осадконакопления (Вальтер, 1894).

Особенно бурное развитие петрографии осадочных пород падает на самые последние десятилетия и совпадает с глубоким изучением осадочных полезных ископаемых, в частности нефтяных месторождений. Крупнейшее влияние на современное состояние нашей науки оказали исследования французского ученого Л. Кайэ (Lucien Cayeux), который по праву может считаться одним из патриархов современной петрографии осадочных пород; его исследования меловых отложений Франции (1897), а затем «Петрографические этюды» (1916), описания песчаных, кремнистых (1929) и, наконец, карбонатных пород Франции (1935) до сих пор являются образцами петрографических работ в области древних осадков.

В разработке методов исследования минеральных обломков и микропетрографической корреляции решающее значение сыграли сводные работы англичанина Г. Мильнера (1922—1929); его определители обломочных минералов широко используются как за границей, так и у нас в СССР (оба издания переведены на русский язык).

Выдающееся значение имеют работы Ассара Гаддинга, освещающие петрографию и литогенезис осадочных пород Швеции (конгломератов, известняков, глауконита и пр.); эти работы во многих отношениях могут служить образцом аналогичных исследований.

Наконец, выдающимся событием в истории нашей науки явилось опубликование работы американца У. Х. Твенхофела: «Учение об образовании осадков» (1925—1932). Эта книга до сих пор является самой полной сводкой по петрографии и литогенезису осадочных пород; она отражает современное состояние науки и представляет собою настольную книгу петрографа-осадочника. Учитывая более 2000 оригинальных работ, посвященных осадочным породам, она все же не лишена известных пробелов; в частности, необходимо признать, что работы советских ученых, а следовательно, и данные об осадочных породах СССР, остались У. Х. Твенхофелу почти не известными.



У. Х. Твенхофел

В СССР петрография осадочных пород возникла лишь в послереволюционные годы; ее бурный рост у нас был вызван социалистической реконструкцией народного хозяйства страны и общим послереволюционным подъемом производительных сил.

Борьба за внедрение в практику геологической работы методов петрографии осадочных пород проходила под знаком борьбы за техническое перевооружение геологии, борьбы против архаической «техники» дореволюционного геолога (молоток, лупа, соляная кислота) и за предоставление в распоряжение геологических работников всех современных методов углубленного лабораторного исследования осадочных пород и познания их вещественного состава.

В самые первые годы плановой реконструкции народного хозяйства СССР применение петрографии осадочных пород в геологическую практику было встречено со стороны некоторых геологов с недоверием, а подчас и прямым сопротивлением; наиболее консервативные геологи усматривали в расширении петрографических исследований не шаг вперед, а движение назад, возвращение к тому периоду геологии, когда последняя строила свои самые первые стратиграфические схемы на грубых петрографических признаках, без учета палеонтологических данных. Последующие работы ясно доказали, что современные петрографические исследования не только не наносят ущерба геологическим наукам, но способствуют их развитию, значительно дополняя, расширяя и детализируя данные, полученные в результате обычной стратиграфо-палеонтологической работы.

Промышленность, наиболее заинтересованная в детальном исследовании минеральных осадочных образований, создала в самом начале первой же пятилетки чрезвычайно широкую сеть местных петрографических лабо-

и совершенно новыми попытками в области создания физико-химических основ петрографии осадочных пород.

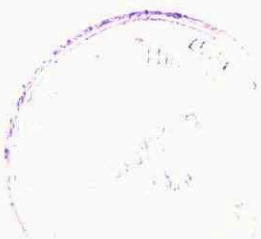
Усиленная научная работа в области литологии осадочных пород протекает также в высших учебных заведениях; особенно выделяются в этом отношении исследования Кафедры минералогии Казанского университета, осветившие карбонатные, медистые, баритовые, целестиновые и другие отложения Татарской республики (Л. М. Миропольский, М. Э. Ноинский и др.), и Кафедры минералогии Ростовского университета, касающиеся разнообразных осадочных пород Азово-Черноморского края (Д. П. Сердюченко, А. А. Корженевский, Н. Е. Ефремов и др.).

Широко поставленные исследования современных осадков морей, омывающих СССР, выполнялись в Государственном океанографическом институте, ныне — в Институте рыбного хозяйства и океанографии (В. П. Андросова, Е. Ф. Белевич, Т. И. Горшкова, А. Л. Истребова и др. под общим руководством М. В. Кленовой), а также в Академии наук СССР, где изучались отложения Черного моря (А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов).

Одновременно с указанными работами широко развивались петрографические исследования ископаемых углей и связанных с ними осадочных образований, которые в дореволюционные годы с этой точки зрения оставались совершенно не изученными (Ю. А. Жемчужников, С. Наумова, Т. Н. Давыдова, Г. Ф. Крашенинников, Н. П. Херасков и др.).

Наконец, необходимо упомянуть о весьма многочисленной серии работ, где методы петрографии осадочных пород в той или иной мере используются для освещения и разрешения чисто геологических вопросов (А. Д. Архангельский, Г. И. Теодорович, М. С. Швецов и многие др.).

Разумеется, что этот весьма короткий и схематичный обзор далеко не дает полного представления о многообразии вопросов, освещенных советскими петрографами-осадочниками; но даже он ясно иллюстрирует ту огромную работу, которая была проделана советскими учеными в отношении минеральных отложений СССР на протяжении последнего двадцатилетия. Можно смело сказать, что петрография осадочных пород, совершенно отсутствовавшая в дореволюционной России, теперь не только создана в СССР силами советских ученых, но занимает у нас одно из первых мест в мировой науке.



ГЛАВА I

ОБЩИЕ ДАННЫЕ ОБ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ, ЗОНЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ И СТРАТИСФЕРЕ

1. Понятие об осадочной породе

В геологической литературе настолько часто употребляется термин «осадочные породы», что он кажется вполне понятным и не требующим специальных пояснений. Тем не менее дать точное и исчерпывающее его определение крайне затруднительно; это связано с исключительной сложностью и огромным разнообразием как самих минеральных осадков, так и условий их образования.

Некоторые исследователи считают возможным ограничиться в отношении осадочных пород лишь весьма общими определениями; так, например, Филиппи указывает, что у осадочных пород есть лишь одна общая черта — это их противоположность массивно-кристаллическим. Другие авторы дают, однако, более конкретные формулировки; так, например, петрограф Г. Розенбуш (1923), именующий, между прочим, осадочные породы «слоистыми», пишет: «Слоистые породы представляют собою достигшие геологического оформления продукты механического или химического разрушения изверженных пород, кристаллических сланцев и, до некоторой степени, населяющих Землю организмов».

У. Х. Твенхофел (1932), которому, как уже упоминалось, принадлежит обширная и наиболее полная сводка по осадочным образованиям, дает более короткое определение, считая, что «осадочные породы представляют собою скопление продуктов разрушения других пород». Это определение, очевидно, является более правильным, так как осадочные породы могут возникать за счет разрушения любых других пород, в том числе и более древних осадочных же образований, что определение Г. Розенбуша как бы исключает. Но У. Х. Твенхофел упускает в своем определении участие в минеральном осадкообразовании организмов, которые строят свои тела не только из продуктов разрушения других пород, но и заимствуют при этом материал и из атмосферы (фотосинтез, дыхание), которую нельзя считать состоящей полностью из продуктов разрушения литосферы. А. Н. Заварицкий (1932), В. Н. Лодочников (1934) и др. усматривают главный отличительный признак осадочных пород в том, что их образование связано с энергией солнца, тогда как магматических пород — с энергией земного шара; первые являются таким образом,

экзогенными, а вторые — эндогенными геологическими образованиями в том смысле, что образование одних связано с внешней энергией земного шара, получаемой нашей планетой от Солнца, а других — с энергией самой Земли. Однако, определение осадочных пород как экзогенных образований также не является точным; хотя экзогенная энергия и играет главенствующую роль в образовании осадочных пород, но в этом же природном процессе, как мы скоро увидим, принимают участие и внутриземные силы, как, например, распад радиоактивных элементов, входящих в состав осадочных пород, энергия земного притяжения, химическая энергия самого вещества, участвующего в осадкообразовании, и т. д.

Поскольку приведенные определения понятия «осадочная порода», как и многие другие подобные формулировки, не являются исчерпывающими, а потому и не удовлетворяют полностью специалистов, разбираемый вопрос продолжает дебатироваться в текущей научной литературе. Так, сравнительно недавно советский петрограф В. П. Батурин (1932) предложил понимать под осадочными породами всякие скопления продуктов разрушения других пород, испытавших тем или иным путем некоторое перемещение в пространстве, в условиях поверхностной оболочки. Но и это определение встречает возражения, так как оно, подобно определению У. Х. Твенхофела, не учитывает продуктов жизнедеятельности организмов, а также упускает из вида осадочные образования и продукты разрушения (кору выветривания) материнских пород, возникшие in situ (например, так называемые первичные каолины, автохтонные угли и др.).

Очевидно, что наиболее правильное представление о том, что же следует считать осадочными породами, мы получим, если подойдем к этому вопросу не с точки зрения источника энергии и тем более материала для их построения, поскольку таковым может являться буквально вся земная кора в целом, включая сюда атмосферу, литосферу, биосферу, а также тот космический материал, который попадает на земную поверхность, а с точки зрения тех термодинамических условий, при которых осадочные породы образуются.

В соответствии с этим мы будем считать осадочными породами *геологические образования, представляющие собою скопления минеральных или органогенных или же тех и других продуктов, возникшие на поверхности литосферы и существующие в термодинамических условиях, характерных для поверхностной части земной коры.*

Приведенное определение прежде всего подчеркивает, что осадочные породы являются геологическими образованиями, т. е. имеют свою геологическую историю, а потому должны изучаться в разрезе геологического времени и с учетом того пространства (территории и ее характера), на котором они возникли и существуют ныне. Разумеется, что осадочные породы, как всякие естественно-исторические тела, имеют свое начало и свой конец. Поэтому, одной из важнейших задач петрографа-осадочника является по возможности полное и всестороннее воссоздание геологической истории всякой изучаемой осадочной породы, правильное уяснение всех эта-

пов ее исторического развития от самых начальных моментов ее зарождения до современного состояния или до ее разрушения. Эта задача крайне осложняется тем, что в данном случае мы стоим перед необходимостью познать всю историю осадочного образования по тому состоянию, в котором находится древний осадок в момент его изучения, часто уже после того, как он прошел долгий и очень сложный путь своего исторического развития. Естественно, чем больше изначальных признаков, приобретенных в процессе своего образования, сохраняет в себе осадочная порода, чем меньше она изменена различными эпигенетическими (так называемыми «вторичными») процессами, тем задача реконструкции истории осадочной породы, как геологического тела, является менее сложной.

Далее в приведенном определении указывается, что осадочные породы представляют собою с к о п л е н и я минеральных или органогенных (или же тех и других) продуктов. Эта часть определения вполне соответствует нашему представлению вообще о горных породах, которые представляют собою агломераты минеральных зерен. [1] В отличие от изверженных и большинства метаморфических пород, осадочные породы могут заключать в себе продукты распада органической природы.

В определении термина «осадочные породы» указывается, что в их состав могут входить п р о д у к т ы органической жизни, но не сами живые организмы, которые в своей совокупности составляют биосферу. [2]

Наконец, в качестве наиболее характерной особенности осадочных пород отмечается их образование и существование при определенных т е р м о д и н а м и ч е с к и х у с л о в и я х, а именно, при условиях, характерных для поверхностной части земного шара. Действительно, все осадочные образования возникают лишь на поверхности литосферы, под воздушным или водным покровом, в определенных границах термодинамического режима. Этим они резко отличаются от изверженных и метаморфических пород, которые требуют для своего возникновения других, значительно более высоких условий температуры и давления.

Необходимо особенно подчеркнуть, что под осадочными породами мы будем разуметь такие породы, которые образовались и с у щ е с т в у ю т при термодинамических условиях, характер-

---

[1] В. Н. Лодочников (1934) считает, что рыхлые осадочные образования (песок, галечник и т. п.) даже и очень значительного геологического возраста, но остающиеся до сих пор не сцементированными, не могут рассматриваться как горные породы; он называет их «геологическими образованиями». Вряд ли можно признать это мнение достаточно обоснованным, поскольку оно зиждется на одном чисто формальном признаке — на отсутствии цемента, который, естественно, не может играть решающего значения.

[2] В. И. Вернадский (1934) рассматривает скопление живых организмов как ж и в ы е или движущиеся г о р н ы е п о р о д ы, одаренные свободной энергией. Скопления организмов, где господствует почти исключительно какой-либо о д и н определенный вид организмов, как, например, стада животных одной и той же породы, поля, покрытые одноименным злаком, и др., могут быть уподоблены с этой точки зрения одно-минеральным горным породам; разнообразные же биоценозы флоры и фауны могут быть сопоставлены с много-минеральными породами.

ных для верхней части земной коры; поэтому породы, хотя и осадочного происхождения, но попавшие в силу тех или иных причин в зону метаморфизма, мы уже не будем рассматривать как осадочные породы. Метаморфизирующие силы (высокое давление, повышенная температура или сочетание того и другого) накладывают на них такой неизгладимый отпечаток, так сильно меняют их облик и вещественный состав, придают им такие новые, отсутствовавшие ранее черты, что они перестают быть тем, что мы называем осадочными породами, и становятся объектом изучения уже не петрографов-осадочников, а других специалистов, имеющих дело с метаморфическими породами, т. е. продуктами той термодинамической области, где господствуют высокие давления и температура.

Следует отметить, что в соответствии с только что приведенным определением осадочных пород, пирокластические образования (вулканический пепел и др.) следует относить к осадочным породам, хотя они и стоят как бы на грани магматических и осадочных образований, представляя собою переходную между ними группу. Вулканогенный материал, выбрасываемый под давлением в атмосферу из кратеров вулканов, хотя и связан теснейшим образом по своему происхождению с магматическими очагами, но, попав в воздух и находясь здесь еще в состоянии движения, начинает существовать в условиях обычного давления, одновременно приобретая температуру, свойственную поверхностным процессам. В тот момент, когда будущие составные части пирокластического осадка после кратковременного взлета в атмосферу начинают под влиянием силы тяжести падать на Землю, они испытывают воздействие уже только тех сил, которые приводят к образованию типичных осадочных пород. Несмотря на то, что полет затвердевающих вулканогенных выбросов, только что обособившихся от магматического очага, совершается иногда на протяжении крайне ограниченного промежутка времени, тем не менее и этого короткого воздействия на них сил земной поверхности бывает достаточно, чтобы придать их скоплениям многие наиболее характерные черты нормального осадочного образования (слоистость, иногда включение органических остатков и т. д.).

В отличие от пирокластических пород, потоки лавы не могут быть причислены к осадочным породам. Они хотя и выливаются на земную поверхность и перемещаются здесь под влиянием силы тяжести, но вплоть до момента своего окончательного перехода в состояние горной породы, т. е. до затвердевания, обладают высокой температурой, выходящей за пределы термодинамических условий земной поверхности.

Поскольку мы приняли, что самой характерной особенностью осадочных пород является их образование и дальнейшее существование при термодинамических условиях, свойственных верхней части земного шара, нам необходимо познакомиться с их основными чертами, коротко остановившись, однако, сначала на зоне осадкообразования и на стратисфере, т. е. на тех областях, где образуются, а затем пребывают осадочные породы.

2. Зона осадкообразования

Процесс осадкообразования охватывает буквально всю поверхность нашей планеты. Он проявляется в медленном накоплении тончайшего ила на дне глубочайших впадин мирового океана, в бурном накоплении грубого обломочного материала в результате деятельности временных потоков, когда за несколько десятков минут иногда приходят в движение и нагромождаются миллионы кубометров

песка и гравия. Вся поверхность полупустынь и пустынь, измеряющаяся в данный геологический момент около 5 000 000 $км^2$, с ее перевевающимися дюнными песками, является также ареной осадкообразования. Склоны высочайших горных хребтов, окаймленные фацией осыпей и обвалов; быстро текущие горные потоки, мутные от переносимого ими минерального материала; спокойные реки равнин, незримо перекатывающие по своему дну песчинки и уносящие в моря и океаны илистую муть; величественные ледники, медленно сползающие с возвышенностей и несущие зажатый во льду обломочный материал, чтобы отложить его в виде моренных образований; рыхлый почвенный слой, представляющий собою кору выветривания нижележащих пород; торфяные болота, где накапливаются остатки растений, которые со временем дадут ископаемые угли; полярные области, где в широких пределах осуществляется своеобразное накопление осадков, состоящих из твердой воды и представляющих собою крайне подвижную и неустойчивую горную породу, расплавляющуюся уже при температуре 0° С; старые поселения человека, где он оставляет после себя кучи мусора в виде так называемого «культурного слоя», где впоследствии совершаются, между прочим, интереснейшие процессы образования нитратов и где усердно роются его потомки, отыскивая как драгоценность некогда брошенные предметы, ставшие теперь частью осадочных образований, чтобы судить по ним об истории культуры, — все эти и другие многочисленные области и фации, крайне разнообразные по своему характеру, являются ареной осадкообразования.

Мы не можем указать такой точки на поверхности земного шара, где бы в той или иной форме не протекали процессы минерального осадкообразования. Исключения из этого не составляют и положительные, приподнятые элементы земной поверхности, на которых хотя и не накапливаются осадки, сносимые отсюда под влиянием гравитационных сил в пониженные места, но где зато энергично протекают процессы разрушения коренных массивов, что является первой стадией в образовании осадочных пород.

Поверхностную зону, в которой совершаются процессы, имеющие то или иное непосредственное отношение к образованию осадочных пород, мы называем *зоной осадкообразования* или *осадконакопления*. Территориально она совпадает с поверхностью Земли, но вертикали же охватывает нижние части атмосферы, всю гидросферу и верхнюю часть литосферы [1].

Эти три оболочки земного шара находятся здесь в сложном взаимодействии, проникают друг в друга и все они м а т е р и а л ь н о (вещественно) участвуют в осадкообразовании, доставляя тот или иной материал для построения будущих осадочных горных пород

[1] Может быть, было бы целесообразно выделять в обширной зоне осадкообразования, совпадающей с поверхностью *всей* нашей планеты, подзону осадконакопления, подразумевая под ней лишь те, обычно пониженные участки рельефа, где происходит непосредственное накопление минеральных осадков. В дальнейшем изложении такого различия между зонами осадконакопления и осадкообразования не проводится.

(минеральные обломки, соли морских и пресных вод и сама вода, углекислота и кислород воздуха и др.).

Не следует упускать из вида, что если вещественный состав атмосферы и гидросферы, как весьма подвижных оболочек земного шара, является более или менее постоянным на всем их протяжении, то состав литосферы крайне пестр и изменчив на весьма коротких расстояниях. Следовательно, материальное участие литосферы в осадкообразовании в разных пунктах земного шара может проявляться весьма разнообразно от одного района к другому.

Небольшое, подчиненное участие в вещественном построении осадочных пород принимает и космос, доставляя в зону осадкообразования метеориты, космическую пыль и, может быть, те мельчайшие материальные частицы, которые могут перемещаться в межпланетном пространстве под влиянием давления света.

Энергетически зона осадкообразования теснейшим образом связана прежде всего с энергией космоса (лучистая солнечная энергия и ее различные виды проявления на земной поверности — тепловая, биогенная и др.; последние, как известно, являются результатом трансформации солнечной энергии); без участия этих сил геологическая деятельность зоны осадкообразования, лишенной, так сказать, основного энергетического центра, несомненно, не могла бы быть столь эффективной и столь многогранной, как это наблюдается ныне.

К космической же энергии следует отнести также энергию приливов и отливов, периодически перемещающих на Земле огромные водные массы под влиянием силы притяжения Луны; при этом, разумеется, протекает значительная осадкообразующая деятельность.

Помимо этого, в зоне осадкообразования проявляется планетарная энергия, связанная с самим земным шаром. Сюда относится гравитационная энергия (сила земного притяжения), влекущая продукты разрушения материнских пород с повышенных участков суши в пониженные и тем самым создающая в зоне осадкообразования систему разрушения — переноса — отложения. Очевидно, что какая-то, пока плохо учтенная и мало выясненная роль принадлежит в зоне осадкообразования внутриатомной энергии, т. е. энергии, освобождающейся при радиоактивном распаде, а также той тепловой энергии, которая выделяется при выветривании горных пород (реакции, связанные с выветриванием горных пород и приводящие к образованию более простых соединений, являются, как известно, реакциями экзотермическими, т. е. протекающими с выделением тепла; при этом освобождается энергия, заключенная внутри минералов, возникших в зоне магмы; см. об этом ниже, стр. 51).

Мы видим, таким образом, что в зоне осадкообразования имеет место весьма своеобразное сочетание материи и энергии, которые находятся в непрерывном и сложном движении и взаимодействии и вызывают здесь множество сложнейших и разнообразнейших процессов, которые в совокупности и характеризуют собою зону осадкообразования. Такое сочетание вещества и энергии, равно как ха-

рактер процессов, вызванных их взаимодействием, невозможен ни в одной другой зоне земного шара, где подобного сочетания и подобных процессов не может уже быть (А. А. Григорьев, 1937). Этим самым как бы подчеркивается особое, исключительное положение зоны осадкообразования и оправдывается ее выделение в самостоятельную зону среди других зон земной коры.

Отметим, что для зоны осадкообразования является характерным также то обстоятельство, что в ней могут существовать в устойчивом состоянии все три физических состояния вещества — твердое, жидкое и газообразное, что придает всем процессам, здесь совершающимся (выветривание, механическое разрушение, перенос, отложение и т. д.), совершенно особый характер, немыслимый в том случае, если бы вся материя этой зоны находилась в каком-либо только одном физическом состоянии. Наличие трех состояний вещества специфично и одновременно необходимо для проявления в этой же зоне биогенных процессов.

Указанная только что характерная черта зоны осадкообразования была подмечена акад. В. И. Вернадским (1934) в отношении биосферы; ее правильнее, однако, трактовать как особенность именно зоны осадкообразования в целом, а не только биосферы, поскольку последняя является подчиненной величиной по отношению к первой.

Деятельность сил, проявляющихся в зоне осадкообразования, приводит к накоплению минеральных осадков, переходящих затем в осадочные горные породы. В связи с этим верхняя граница зоны осадкообразования в одних местах, именно там, где происходит накопление осадков, перемещается вверх, следуя верхней границе осадков; в других же местах, откуда происходит снос материалов, по мере развития эрозионных процессов она перемещается вниз. Таким образом, высотное положение зоны осадкообразования в каждом конкретном пункте постоянно меняется с изменением рельефа земной поверхности, то несколько приближаясь к центру земного шара, то несколько удаляясь от него. Верхняя граница зоны осадкообразования находится как бы в непрерывном колебательном движении, сходство с которым увеличивается от того, что опусканиям ее в одних пунктах неминуемо соответствует воздымание в других (размыв — отложение).

3. Стратисфера, ее пространственные параметры и вещественный состав

Совокупность осадочных пород, возникших за всю геологическую историю Земли, сохранившихся от денудации и не перешедших в состояние метаморфических пород, называется стратисферой.

Стратисфера — область и совокупность осадочных пород, это создание зоны осадкообразования, тех космических и планетарных сил, о которых говорилось в предыдущем параграфе и которые господствовали в течение долгого геологического времени, с тех пор как на Земле появилась твердая кора.

Силы эти действуют непрерывно и неустанно. Можно вычислить, что если бы не было никаких других им противодействующих сил, то зона осадкообразования должна была бы создать в течение хода времени, проявление которого нам доступно в геологической истории Земли, мощную оболочку осадочных отложений толщиною в 129,6 *км*, т. е. немного более 2% среднего земного радиуса (точнее 0,203 его длины, по вычислениям К. Шухерта, 1931).

Но осадочная оболочка — статисфера — неустанно образовывалась среди непрерывного разрушения и перемещения земных слоев. Эти перемещения, связанные с геологическими силами планеты, с накоплением более молодых осадочных пород за счет более старых, а главным образом с тектоническими и орогенетическими явлениями, чрезвычайно уменьшают действительную мощность этих слоев против только что упомянутой возможной их мощности. Она уменьшается еще силой тяжести, сдавливается под влиянием накладываемых сверху новых масс твердого вещества. В результате реальная максимальная мощность статисферы вряд ли превышает в вертикальном разрезе и притом только в отдельных пунктах 5—6 *км*; ниже наступает господство метаморфизирующих сил, переводящих осадочные породы в состояние метаморфических.

Указанная максимальная мощность статисферы наблюдается в геосинклинальных областях, характеризующихся, как известно, прогибанием земной коры и накоплением в образующихся углублениях наиболее мощных толщ осадочных пород. В других местах статисфера имеет значительно меньшую мощность, а местами вовсе сходит на-нет. Следовательно, статисфера обнимает собою земной шар неслошным покровом; ее форма представляется в виде отдельных несвязных участков разной толщины; в некоторых местах она вовсе отсутствует в огромных областях планеты; но даже там, где она есть, мощность ее весьма колеблется, то образуя как бы вздутия в областях геосинклиналей, то значительно сокращаясь в других местах.

Известно, например, что в Северной Америке осадочные породы занимают только около одной трети ее поверхности; остальная же площадь покрыта магматическими и метаморфическими породами; толщина осадочных пород чаще всего не превышает здесь 1 *км*.

СССР, отличающийся от других стран исключительно широким развитием на его территории осадочных образований, примерно на 75—80% располагается в области развития осадочных пород [1].

Ф. Кларк, на основании подсчетов А. Тилло, пришел к заключению, что в настоящее время по отношению к земной поверхности область развития статисферы исчисляется в 75%; по весу же она составляет лишь около 5% веса всей земной коры в целом [2]. Сопоставление приведенных цифр (довольно значительная площадь распространения при небольшой массе) показывает, что статисфера составляет в общем лишь тонкий и, как мы уже знаем, неслошной

[1] Приведенная характеристика статисферы дана по В. И. Вернадскому («Очерки геохимии», 1934, изд. 4, стр. 60) с некоторыми изменениями и небольшими добавлениями.

[2] Мощность земной коры условно принята равной около 20 *км*.

верхний слой земной коры (рис. 2). Если принять среднюю мощность стратисферы равной 1,6 км (У. Х. Твенхофел считает эту величину несколько преувеличенной), а площадь распространения осадочных пород на континентах равной 116 000 000 км², то весь объем осадочных образований, развитых в настоящее время на суше, будет равен приблизительно 186 000 000 км³. Это составляет лишь около 0,02% объема всего земного шара.

Стратисфера создалась в результате чрезвычайно длительных геологических процессов и составлена из участков разного химико-петрографического состава (песчаники, известняки и пр.), но в общем ее химический состав явственно отличен от состава других геосфер.

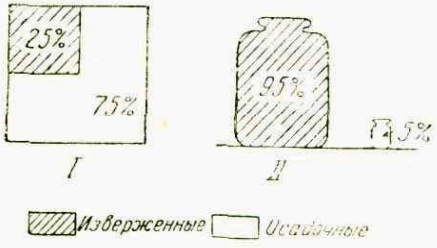


Рис. 2. Распространение осадочных и изверженных пород.

I — по площади (от земной поверхности); *II* — по весу (от веса земной коры).

Средний удельный вес стратисферы принимается равным около 2,5; он, следовательно, лишь немного ниже среднего удельного веса (2,7) всей литосферы в целом (напомним, что удельный вес всего земного шара, включая центральное металлическое ядро, по данным разных исследователей колеблется от 5 до 6).

Незначительному удельному весу стратисферы соответствует ее средний химический состав (табл. 1), в котором превалируют

Таблица 1

Средний химический состав осадочных пород

(В весовых %)

Окислы и элементы	По Кларку (1924)	По Лису и Миду (1915)
SiO_2 — кремнезем	58,53	62,20
Al_2O_3 — глинозем	13,07	14,38
Fe_2O_3 — окись железа	3,37	3,73
FeO — закись железа	2,00	2,24
MgO — окись магния	2,51	2,85
CaO — окись кальция	5,44	6,33
Na_2O — окись натрия	1,10	1,22
K_2O — окись калия	2,81	3,07
H_2O — вода	4,28	3,47
CO_2 — углекислота	4,94	5,78
TiO_2 — двуокись титана	0,56	0,62
P_2O_5 — *фосфорный ангидрид*	0,15	0,15
SO_3 — серный ангидрид	0,54	0,58
Cl — хлор	Следы	—
BaO — окись бария	0,05	—
MnO — закись марганца	Следы	—
Li_2O — окись лития	..	—
C — углерод	0,65	0,72
Сумма	100,00	107,34(?)

элементы с небольшими атомными весами. По П. Ниггли средний атомный вес осадочного комплекса равен 18,8, в то время как средний атомный вес изверженных пород равен 20,8.

Этот средний химический состав осадочных пород может быть пересчитан на процентное содержание отдельных элементов (см. табл. 2).

Таблица 2

Средний химический состав осадочных пород
(По элементам, в %)

Элементы	По весу (по Ф. Кларку и П. Ниггли)	По числу атомов (по А. Е. Ферсману)
Кислород — O	49,95	58,50
Кремний — Si	27,55	18,20
Алюминий — Al	6,93	4,79
Железо — Fe	3,90	1 31
Кальций — Ca	3,82	1,82
Калий — K	2,33	1.12
Углерод — C	2,01	3,13
Магний — Mg	1,52	1,16
Натрий — Na	0,82	0,675
Водород — H	0,48	9,00
Титан — Ti	0,34	0,13
Сера — S	0,22	0,13
Фосфор — P	0,06	0,036
Барий — Ba	0,04	0,0054
Сумма . .	99,97	100,0064

Из приведенных данных не трудно усмотреть, что в построении осадочных пород, как и всей земной коры в целом, отдельным химическим элементам принадлежит далеко не одинаковая роль, хотя их соотношение несколько меняется по сравнению с соотношением для всей земной коры.

Таблица 3

Распространение главнейших типов осадочных пород
(В весовых %)

Типы осадочных пород	По Кларку (1922)	По Линдгрену (1923)
Глины и глинистые сланцы	80	77,0
Пески и песчаники	15	11,3
Карбонатные породы (известняки и пр.)	5	5,9
Гипс и соли	—	5,8
	100	100,0

Подобно неравномерному распределению в земной коре и стратисфере различных химических элементов, когда одни элементы являются господствующими, а другие подчиненными, подобно этому и различные типы осадочных пород пользуются в стратисфере далеко не одинаковым распространением. В табл. 3 приведено процентное содержание в стратисфере главнейших типов осадочных пород.

Хотя подобные подсчеты пока не могут претендовать на большую точность, они все же дают, повидимому, правильное представление о порядке цифр, характеризующих соотношение в стратисфере отдельных типов осадочных пород. Основываясь на них, можно сказать, что в осадочной толще господствует глинистый тип осадков (75—80%); более грубый обломочный материал — пески и песчаники — составляет уже только 10—15% стратисферы; карбонатные породы оцениваются цифрой лишь 5—6%; на долю же всех остальных осадочных пород остается всего несколько процентов.

Таблица 4

Средний минералогический состав осадочных пород

(По Лису и Миду, 1915)

Минералы	%
Кварц	34,80
Белая слюда	15,11
Ортоклаз	11,02
Каолин	9,22
Доломит (с незначит. кол. $FeCO_3$)	9,07
Хлорит	5,29
Альбит	4,55
Кальцит	4,25
Лимонит	4,00
Гипс	0,97
Уголь	0,73
Рутил	0,55
Апатит	0,35
Магнетит	0,07
Ильменит	0,02
	100,0

В последующем изложении будет уделено специальное место рассмотрению причин, приведших к такому неравномерному распространению различных типов осадочных пород.

Лис и Мид (1915) высчитали средний минералогический состав осадочных пород; при этом они приняли, что последние слагаются из 82% глин, 12% песчаника и 6% известняков. Результаты их подсчетов приведены в табл. 4; дальнейшее уточнение этих данных, повидимому, может привести к их существенному изменению.

Заслуживает внимания сопоставление химического состава осадочных пород с одной стороны, и изверженных, за счет которых они произошли, с другой (А. Н. Заварицкий, 1932). Основные черты химического состава изверженных пород, как известно, определяются их кислотностью (содержанием SiO_2), соотношением фемических (железо-магнезиальных) и салических (кварцево-полевошпатовых) соединений, а также соотношением между щелочными и известковыми алюмосиликатами.

Главные различия в химическом составе осадочных пород определяются соотношениями между количеством кремнезема, накапливающегося преимущественно как наиболее прочный продукт, и другими окислами, которые в свою очередь могут быть подразде-

лены на растворимые и нерастворимые. К числу растворимых относятся Na_2O, K_2O и CaO, а нерастворимых—Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO и MgO. Такое деление, конечно, условно. В частности, FeO и MgO могут переходить в раствор в заметных количествах, но их нахождение в остаточных продуктах от разрушения материнских пород еще более характерно; Al_2O_3 и Fe_2O_3, как известно, обычно действительно входят в состав малоподвижных продуктов (боксит, лимонит, каолин и пр.), а потому без особой натяжки могут быть причислены к нерастворимым компонентам.

Хотя нельзя провести строгого деления окислов на растворимые и нерастворимые, все же отношение между группами окислов:

$$(K_2O + Na_2O + CaO) : (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MgO) : SiO_2,$$

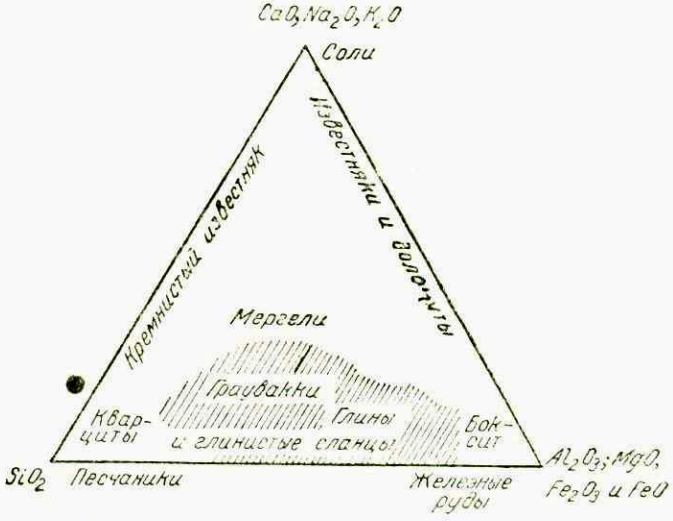


Рис. 3. Диаграмма химического состава осадочных пород. Заштриховано поле изверженных пород (по А. Н. Заварицкому. 1932).

которые можно представить в виде числовой характеристики ($l : r : s$), где l, r и s выражают молекулярные количества указанных окислов, приведенные в сумме к 100, выражают тип химического состава осадочных пород так же, как состав изверженных пород отображается другими числовым характеристиками.

Пользуясь такой числовой характеристикой, можно представить химический состав отдельных осадочных пород на плоской диаграмме точками внутри равностороннего треугольника, вершины которого соответствуют стопроцентному содержанию в породе компонентов l, r и s. На рис. 3 дана подобная диаграмма [1]; надпи-

[1] Химический состав осадочных пород может быть изображен графически по-разному. Так, например, П. Ниггли предложил пользоваться для этого тетраэдром, что дает возможность учитывать не три, а уже четыре группы окислов, и т. д.

сями показано положение на ней различных типов осадочных пород.

Из диаграммы видно, что состав глинистых пород (глины, глинистые сланцы, граувакки) относительно близок к составу изверженных пород, тогда как карбонатные породы и скопления растворимых солей по своему составу наиболее резко отличаются от них.

Главнейшие общие особенности в составе осадочных пород таковы:

1. Процессы осадкообразования ведут к обогащению пород кремнеземом, главным образом, устойчивым кварцем. Даже в глинистых породах среднее содержание SiO_2 несколько выше, чем в изверженных, хотя как для тех, так и для других содержание SiO_2 в общем близко к 60%. Лишь около 2% всей массы осадочных пород обладают содержанием SiO_2 меньшим 50%, тогда как среди изверженных пород такое содержание SiO_2 наблюдается у 23%.

2. Избыток глинозема является одним из характернейших общих признаков осадочных образований. В изверженных породах, как известно, в подавляющем большинстве случаев молекулярные отношения таковы:

$$CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3.$$

В осадочных глинистых породах, которые резко превалируют в стратисфере, напротив, как правило

$$Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O.$$

3. Соотношение щелочных металлов в осадочных породах обратно соотношению тех же элементов в изверженных: в осадочных породах калий преобладает над натрием (67%), в изверженных же — натрий над калием (86%). Это связано с устойчивостью калиевых алюмосиликатов (мусковита, серицита), а также с адсорбцией калия многими осадочными породами из морской воды, тогда как натрий сохраняется в растворе.

4. Соотношение щелочноземельных металлов в изверженных породах в большинстве случаев таково, что CaO преобладает над MgO. Во многих осадочных породах, особенно глинистых, это соотношение меняется и содержание MgO бывает выше, чем CaO (А. Н. Заварицкий, 1932).

Приведенные данные, между прочим, показывают, что процесс осадкообразования далеко не является простым физическим переотложением продуктов разрушения изверженных пород; *помимо механических сил он управляется также и химическими силами*, которые вызывают глубокое химическое изменение изначального минерального материала, *увлекают в осадок одни компоненты*, сохраняют и накапливают в мировых растворах другие и приводят в конце концов к возникновению осадочных образований совершенно специфичного химического состава.

В связи с изложенным становится ясным, что процесс планетарного осадкообразования является как бы двусторонним процессом: с одной стороны это совокупность различных физических

явлений, с другой — это огромный химический процесс, неустанно протекающий в масштабе всей нашей планеты. Этим объясняется то обстоятельство, что на химизм осадкообразования на последующих страницах обращено особое внимание; необходимость этого тем более очевидна, что до сих пор химическая сторона минерального осадконакопления многими недооценивалась и вообще является недостаточно освещенной в научной, а тем более в научно-учебной литературе.

4. *Сопоставление зоны осадкообразования и стратисферы*

Мы познакомились только что в самых общих чертах с зоной осадкообразования, где создаются осадочные горные породы, и со стратисферой, где эти породы пребывают на протяжении долгого геологического времени, с момента своего возникновения до момента их полного разрушения эрозионными силами или до перехода их в метаморфические породы или же, наконец, до возможного вхождения их в состав магмы, которая иногда расплавляет окружающие осадочные породы и включает их вещество в свой состав.

Между зоной осадкообразования и стратисферой существуют совершенно явственные и качественные, и количественные различия. Если зона осадкообразования обнимает собою буквально всю земную поверхность, то стратисфера, как мы уже знаем, составляет прерывистый поверхностный слой в общем небольшой и неравномерной мощности, покрывающий лишь около 75% земной поверхности. Если в зоне осадкообразования сильнейшим образом проявляется солнечная энергия и продукт ее трансформации — биохимическая энергия, которая так или иначе воздействует на все породы, слагающие земную поверхность, то в стратисфере, куда не могут непосредственно проникать солнечные лучи, влияние солнечной энергии значительно ослабевает и на первое место выступает энергия, связанная с веществом самих осадочных пород (химическая энергия, кристаллизационная, поверхностная, радиоактивная и др.). Если, наконец, в зоне осадкообразования находятся почти в соизмеримых соотношениях все три состояния материи — твердое, жидкое и газообразное, с известным преобладанием, очевидно, жидкой гидросферы, то в стратисфере наблюдается резкое преобладание твердого вещества, вещества самих осадочных пород, тогда как жидкое вещество (подземные и капиллярные воды, скопления нефти и пр.) и газообразное (аккумулированные газы и так называемая подземная атмосфера) количественно играют здесь резко подчиненную роль, в то же время резко отличаясь и с качественной стороны по своему составу от вод и газов зоны осадкообразования. Таким образом, в отличие от зоны осадкообразования стратисфера является царством преимущественно твердого вещества, где господствуют сами осадочные породы, где все подчинено им.

Хотя вопрос о взаимодействии подземных жидкостей и газов с осадочными породами мы будем более подробно разбирать в дальнейшем в связи с эпигенетическими процессами, следует все же уже здесь отметить, что между жидкостями и газами стратисферы и окру-

жающими их осадочными породами, вследствие их длительного тесного соприкосновения, в конце концов устанавливается известное химическое равновесие; в результате этого жидкости и газы, рассеянные в стратисфере, не говоря уже о том, что их перемещения совершаются значительно более спокойно, чем перемещения жидкостей и газов на поверхности Земли, являются несравненно менее активными химическими деятелями, чем поверхностная атмосфера и гидросфера; химические свойства последних, т. е. поверхностной атмосферы и гидросферы, часто резко противоречивы не только между собою, но особенно с химическим характером литосферы; благодаря этому между атмосферой и гидросферой, с одной стороны, и литосферой, с другой, — в зоне осадкообразования практически никогда не вырабатывается даже относительного равновесия, несмотря на стремление к последнему. Известно вместе с тем, что чем резче проявляются те или иные противоречия, тем энергичнее и активнее протекает вызванный ими процесс, тем более он эффективен.

Все те основные отличительные черты между зоной осадкообразования и стратисферой, которые только что были отмечены, в конечном итоге обусловливают главнейшее различие между ними, заключающееся в том, что в зоне осадкообразования всевозможные процессы, ее характеризующие, протекают значительно более активно, чем в стратисфере.

Пользуясь словами акад. В. И. Вернадского, можно сказать, что всякую геосферу и всякую зону земной коры можно рассматривать как область разнообразных динамических физико-химических равновесий, стремящихся достигнуть устойчивого состояния, которое, однако, непрерывно нарушается вхождением в них чуждых данному динамическому равновесию проявлений энергии.

В зоне осадкообразования, располагающейся почти на границе планеты и космоса и находящейся под влиянием столь непостоянных источников энергии, как солнечная, биохимическая и др., подобные нарушения равновесий происходят постоянно, можно сказать ежеминутно и ежесекундно; достигнутое здесь даже относительное равновесие сейчас же нарушается вхождением со стороны новых порций энергии, что влечет за собой дальнейшее активное течение осадкообразующих процессов. В отличие от этого в стратисфере, в области уже сформировавшихся осадочных пород, господствуют несравненно более постоянные термодинамические условия, ибо здесь нет таких быстрых энергетических изменений, как на поверхности Земли. Это существенное различие между зоной осадкообразования и стратисферой дает себя знать и в скорости перемещения там и здесь газов, жидкостей и тем более твердого вещества, которое на наших глазах в огромных количествах перемещается воздушными и водными потоками в зоне осадкообразования, но которое является почти неподвижным в стратисфере. То же самое проявляется и в эффективности различных химических и особенно биохимических процессов (разложение магматических минералов, окисление, гидратация и пр.), которые, разумеется, в зоне осадкообразования выражены значительно более резко, чем в стратисфере. В общем

можно сказать, что *зона осадкообразования характеризуется значительно более быстрыми темпами и значительно большим разнообразием всевозможных форм движения материи, чем стратисфера*. Это и понятно, так как осадочные породы, слагающие в своей совокупности стратисферу, представляют собою уже р е з у л ь т а т взаимодействия тех противоречивых сил, которые действуют в зоне осадкообразования; в них хотя и не устранены полностью все противоречия, могущие еще привести к развитию тех или иных дальнейших процессов, но они здесь все же уже значительно сглажены в результате энергичного проявления сил зоны осадкообразования.

Таким образом, характернейшая особенность зоны осадкообразования заключается в исключительной ее лабильности, в то время как стратисфера является по сравнению с ней значительно более уравновешенной, стабильной, хотя далеко еще окончательно не застывшей системой; ей свойственны свои процессы, свои движения и перемещения материи, но общий темп и общая эффективность их значительно более спокойны, более ослаблены по сравнению с явлениями, протекающими в зоне осадкообразования (см. подробнее главу об эпигенетических процессах, стр. 394).

5. Основные термодинамические показатели зоны осадкообразования и стратисферы

Зона осадкообразования и стратисфера, наряду с теми различиями, о которых говорилось выше, имеют и некоторые общие черты. Они заключаются прежде всего в известной общности основных показателей термодинамических условий, характерных как для зоны осадкообразования, так и для стратисферы. Этими показателями являются условия температуры и условия давления; знакомство с ними поможет нам попутно лучше уяснить себе те весьма резкие отличия, которые существуют между термодинамическими условиями образования и последующего существования осадочных пород, с одной стороны, и термодинамическими условиями зоны магмы и метаморфизма, с другой.

Д а в л е н и е в зоне осадкообразования обычно равно 1 *ат*; однако, оно снижается в горных областях (на высоте 20 *км* доходит до небольших долей атмосферы) и может значительно возрастать на дне морей и океанов. Известно, что с увеличением глубины бассейнов на каждые 100 *м* давление повышается примерно на 10 *ат*; следовательно, в морской перитовой зоне, где, как мы увидим далее, создается основная масса осадочных пород и где предельная глубина равна около 200 *м*, давление может достигать примерно 20 *ат*; в самых же глубоких частях океанов, доходящих до 10 000 *м*, давление возрастает до 1000 *ат*; на глубинах 6,4—9,6 *км* давление воды характеризуется цифрой 770—1050 *кг/см*^{2}; впрочем, древних ископаемых осадков с этих глубин нам до сих пор неизвестно; следовательно, практически мы можем принять, что осадочные породы, с которыми нам приходится иметь дело, возникают при давлении, редко превышающем 20 *ат*.

Таким образом, зона осадкообразования отличается в общем хотя и не очень значительным, но довольно изменчивым внешним давлением; помимо того, что давление является здесь непостоянной величиной для разных точек зоны, оно может колебаться и в одном определенном пункте, испытывая как кратковременные изменения в связи с состоянием атмосферы, так и более длительные, продолжительность которых измеряется единицами геологического времени; такие продолжительные изменения давления могут быть вызваны наступлением на какую-либо территорию моря, осушением того или иного бассейна, надвиганием ледника и его таянием и тому подобными геологическими событиями.

Изменения давления в зоне осадкообразования, даже кратковременного типа, оказывают огромное влияние на характер совершающихся здесь процессов. Дело в том, что одним из важнейших факторов осадкообразования является насыщенность среды теми или иными газами, которые пронизывают всю гидросферу и литосферу. Не говоря уже о том, что изменения давления сейчас же отражаются на влажности воздуха, оно вызывает также перераспределение газов между гидросферой и литосферой, с одной стороны, и атмосферой, с другой, меняя в то же время соотношение различных газов, растворенных, например, в морской или пресной воде, распределенных среди коры выветривания и т. д. Известно, что понижение давления даже на несколько десятков миллиметров может вызвать усиленную миграцию газов из земной коры в атмосферу, резко изменить и абсолютную и, особенно, относительную влажность нижних слоев воздуха и т. д.

Акад. А. Е. Ферсман совершенно правильно отмечает, что давление, играющее в зоне осадкообразования очень большую роль, обычно недооценивается и заслуживает дальнейшего углубленного изучения.

Что касается до величины давления в области стратисферы, то акад. А. Е. Ферсман оценивает ее до 300 *ат*. Эта величина является, повидимому, средней для стратисферы, если принять среднюю мощность последней равной около 1 *км*; максимальное же давление в области стратисферы при мощности осадочной толщи 5—6 *км*, которая, как мы уже знаем, наблюдается относительно редко, будет оцениваться цифрой порядка 1375—1650 *ат* [1].

Если в зоне осадкообразования давление является изменчивым и непостоянным фактором, то не менее колеблющуюся величину в пределах этой зоны представляет собою т е м п е р а т у р а. Известно, что в разных пунктах земного шара и в разное время зарегистрированы температуры от —70° до +85° С; таким образом, амплитуда колебаний температуры измеряется величиной порядка 150—160° С. Самая высокая температура воздуха вблизи земной поверхности может достигать +65° С; однако, наблюдения в Средней Азии, в пустыне Namib и в Центральной Африке показывают, что нагревание объектов, лежащих на поверхности почвы, много выше

[1] По последним данным давление возрастает в среднем на 275 *ат* с углублением в литосферу на каждый 1 *км*.

и достигает +85°. Исследования, произведенные в Ташкенте, выяснили, что даже на глубине 1 *м* могут наблюдаться температуры до +65° — +70° С.

Столь высокая температура, довольно близкая, но, правда, никогда не достигающая точки кипения воды, приводит местами к развитию поверхностных процессов, имеющих термальный характер; таковы, например, по наблюдениям А. Е. Ферсмана поверхностные процессы в пустынях Средней Азии (Кара-Кумы) и др.

Что касается самых низких температур, то таковые были зарегистрированы в Верхоянске (—65°, —69° С). На Земле имеются обширные районы, где низкая температура на протяжении всего года или почти всего года удерживает воду в твердом состоянии; сюда относятся арктические и субарктические области. Низкие и, повидимому, сравнительно постоянные температуры господствуют также в верхних слоях литосферы, охваченных вечной мерзлотой. Весьма ровная температура, очевидно, мало колеблющаяся даже на протяжении геологических эпох, наблюдается в наиболее глубоких слоях гидросферы, где, например, в абиссальных глубинах постоянно поддерживается температура около +4,4° С. Любопытно, что все области, которые характеризуются изотермическими или близкими к ним условиями, отличаются малой эффективностью процесса осадкообразования; напротив, *там, где колебания температуры совершаются быстро и в значительных пределах, процессы осадкообразования приобретают особую активность.*

Смены температуры у земной поверхности могут достигать в течение часа 40—50°, а в течение суток даже 60—70°. Этим обусловливается механическое раздробление массивных пород под влиянием неравномерного расширения и сокращения объема различных слагающих их минералов при их нагревании и охлаждении, различное направление на протяжении даже одного дня почвенных растворов и т. д. Но особенно заслуживает внимания резкое изменение скорости всевозможных поверхностных химических процессов в связи с изменением температуры окружающей среды. Согласно правилу Вант-Гоффа *скорость процессов удваивается или даже утраивается с повышением температуры на каждые 10° С*; поэтому, если мы примем во внимание суточные изменения температуры в пределах 20—30°, что вовсе не составляет редкого явления, то должны будем признать, что даже за один сутки скорость процесса в связи с изменением температурного режима изменяется в 4—27 раз. Для всей же зоны осадкообразования, учтя ее развитие в различных географических широтах, при амплитуде колебаний температуры в 150°, мы получим колебание скоростей химических процессов, возможных на поверхности земного шара, равное, минимум, 30 000 раз. Отсюда ясно, что химические явления, связанные с осадкообразованием, имеют в различных климатических зонах весьма различную эффективность, хотя общее их направление, несмотря на разную скорость, как мы увидим ниже, остается для всех географических широт более или менее постоянным.

Что касается до температурного режима стратисферы, то необходимо прежде всего отметить, что под зоной осадкообразования

амплитуда и скорость колебаний температуры весьма быстро и сильно понижаются; уже на глубинах 2—5 *м* наблюдается необычайное сглаживание этих величин, а еще несколько ниже устанавливаются изотермические условия, которые и можно считать характерными для стратисферы; это нисколько не противоречит тому обстоятельству, что в разных участках стратисферы имеют место различные, но тем не менее для каждого отдельного пункта более или менее постоянные термические условия. В общем температура неуклонно и более или менее правильно, но в разных местах по разному, возрастает по направлению к центру планеты в соответствии с геотермическим градиентом [1].

Принято считать, что с углублением на каждые 33 *м* от земной поверхности происходит повышение температуры земной коры в среднем на 1° С. В соответствии с этим, если принять среднюю мощность стратисферы равной 1 *км*, в нижней ее части будет наблюдаться температура порядка +30 — +35° С; при максимальной мощности осадочной толщи в 5—6 *км* температура должна возрасти до 150—180° С, что, очевидно, для осадочных толщ представляется в общем редким явлением.

В табл. 5 даны главнейшие термодинамические показатели различных зон земной коры; из нее наглядно видно существенное различие между поименованными в таблице зонами. Если в зоне осадкообразования температура никогда не достигает точки кипения воды, а в стратисфере — ее критической температуры, которая, как известно, равна 374° С, то в зоне метаморфизма и в зоне магмы температура переходит эти пределы.

Таблица 5

Примерные термодинамические условия различных зон земной коры

	Максимальная глубина, *км*	t°	Давление, *am*
Зона осадкообразования	Поверхность планеты	от —70 до +85°	От долей до 1 000
Стратисфера	до 5—6	до 150—180°	до 1 500
Зона метаморфизма	до 15	„ 450—500°	„ 4 000
Зона магмы	„ 30	„ 1 500°	„ 8 000

Нужно принять во внимание, что температура выше 100° С наблюдается в стратисфере лишь в наиболее низких ее частях, где господствует значительное давление, превышающее критическое давление воды (217,5 *am*). При таком сочетании термодинамических условий, несмотря на повышенную температуру, вода должна постоянно удерживаться здесь в жидком состоянии; поэтому мы

[1] Вышеприведенная термодинамическая характеристика зоны осадкообразования и стратисферы в основном дана по А. Е. Ферсману («Геохимия», т. II, стр. 235—236, 1934).

можем сказать, что стратисфере свойственно преимущественно жидкое состояние воды, тогда как в зоне магмы, а часто и в зоне метаморфизма вода должна находиться в газообразном состоянии. Само собою понятно, какое резкое геохимическое различие создает это обстоятельство между областью осадочных пород, с одной стороны, и магматических и метаморфических образований, с другой.

Нахождение основной массы воды в жидком состоянии как в зоне осадкообразования, так и в стратисфере, сближает эти последние между собою, но в то же время противопоставляет их другим зонам литосферы.

ГЛАВА II

РАЗРУШЕНИЕ МАТЕРИНСКИХ ПОРОД

ОБЗОР ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Прежде чем перейти к рассмотрению главнейших процессов осадкообразования (литогенеза), познакомимся с принятым далее подразделением истории осадочного породообразования на основные этапы.

История всякой осадочной горной породы с момента ее зарождения до момента ее разрушения или современного ее состояния представляет собой последовательный ряд непрерывно развивающихся, сменяющих и перекрывающих друг друга процессов. Когда одни явления, характеризующие собой определенный этап истории той или иной осадочной породы, еще не вполне закончились, в ней часто уже начинает зарождаться другая серия иногда существенно отличных процессов. Поэтому сплошь и рядом бывает весьма затруднительно указать, где же кончается один этап в истории осадочного образования и где начинается другой.

Все же возможно различать в истории всякой осадочной породы определенные стадии ее развития, через которые она проходит; хотя эти стадии имеют весьма разную продолжительность, каждая из них характеризуется определенным комплексом процессов, преимущественно, а иногда даже исключительно свойственных данному этапу.

Не забывая известной условности в подразделении истории осадочных пород на отдельные звенья, мы будем различать следующие основные этапы в истории осадочных образований:

1. *Разрушение (выветривание) материнских пород*:
   а) раздробление (механическое);
   б) разложение (химическое).
2. *Перенос продуктов разрушения*:
   а) перенос механических обломков;
   б) перенос молекулярных и коллоидальных растворов.
3. *Осаждение составных частей осадка* (стадия накопления осадка):
   а) осаждение механическое;
   б) осаждение из растворов (молекулярных и коллоидальных).
4. *Сингенез или ранний диагенез* (стадия формирования осадочной породы).

5. Эпигенез, иначе поздний или постумный диагенез (так называемые «вторичные явления» или стадия бытия осадочной породы в земной коре, в стратисфере).

На последующих страницах приводится краткая характеристика перечисленных этапов в истории осадочных пород.

---

1. Общие данные

Известно, что при образовании осадочных пород основная масса вещества заимствуется из продуктов разрушения других, ранее возникших пород. Разрушение каких-либо минеральных образований всегда влечет за собой возникновение других; в данном случае осуществляется принцип единства противоположностей. Разрушение изначальных пород, являющихся по отношению к будущим осадкам материнскими, представляет собой самую первую стадию образования осадочных минеральных скоплений. В местах земной поверхности, охваченных процессами выветривания, мы наблюдаем как бы эмбриональное зарождение осадочных образований.

Всевозможные процессы, связанные с разрушением пород в условиях поверхности Земли, объединяют под общим названием «выветривания». Этот термин, однако, представляет целый ряд неудобств, так как постоянно требует пояснений о каком именно типе выветривания идет речь. Мы будем говорить о раздроблении, когда имеется в виду так называемое механическое выветривание, и о разложении, когда подразумевается так называемое химическое выветривание. Раздробление и разложение минерального материала в зоне осадкообразования неизменно сопровождают друг друга, причем раздробление облегчает и ускоряет процессы разложения и обратно; следовательно, в природе эти явления теснейшим образом связаны между собою. Но для удобства ознакомления с ними их полезно рассматривать отдельно.

2. Механическое раздробление пород

В курсах общей геологии даются многие относящиеся сюда сведения, поэтому мы ограничимся здесь лишь самыми короткими замечаниями.

Прежде всего отметим, что раздробление или, как иначе говорят, дезинтеграция горных пород в одних случаях может привести к полному распадению породы на составляющие ее минералы, так что каждое минеральное зерно обособляется от других окружающих его зерен; этот вид раздробления называют гранулярной или минеральной дезинтеграцией. В других же случаях порода распадается на более или менее значительные обломки, состоящие из минералов материнской породы и сохраняющие ее структурные особенности; по таким обломкам легко узнать характер изначальной породы; этот второй вид дезинтеграции называют глыбовой.

Форма и величина обломков, образующихся при дезинтеграции, часто стоят в прямой зависимости от характера разрушающейся породы. Это дает возможность различать несколько типов раздробления пород, а именно (по К. Глинка, 1933):

Плотные, мелкозернистые и скрытокристаллические породы, как например, порфиры и порфириты, фельзиты, базальты, мелкозернистые граниты, диабазы, диориты, некоторые известняки, кварциты, мрамора, яшмы и другие подобные породы, в которых нет резко обособляющихся по величине компонентов и в которых преобладает однородная основная масса, дают в результате естественного раздробления неправильные угловатые осколки; их величина и форма зависят, главным образом, от пространственного расположения тончайших трещинок, незакономерно пронизывающих подобные породы.

Крупнозернистые породы, каковы многие граниты, гнейсы, диабазы, песчаники, конгломераты и пр., рассыпаются обычно в дресву или песок; чаще всего для таких пород наблюдается не глыбовая, а минеральная дезинтеграция.

Тонкослоистые породы — сланцы, мелкозернистые гнейсы и пр. — распадаются на тонкие плоские пластинки, напоминающие черепки.

Мягкие однородные породы, как, например, глины, мергели и др., вначале обычно распадаются на мелкие остроугольные обломки, часто приближающиеся к кубической или округлой форме; величина их сравнительно редко бывает больше грецкого ореха; впоследствии такие породы часто дают тонкую минеральную пыль.

Обычно принято считать, что явления механического раздробления пород особенно резко проявляются в области пустынь, где господствует сухой и жаркий климат. Однако, последние исследования арктических и субарктических областей и в частности наблюдения советских ученых-полярников выяснили, что и в высоких широтах, с холодным, но сухим климатом доминируют процессы раздробления, а не разложения пород. Поэтому разрушение пород в арктическом поясе приводит к результатам, во многом сходным с продуктами пустынного выветривания. Это интересное обстоятельство постоянно следует иметь в виду, когда мы переносим наши наблюдения над современным раздроблением пород на ископаемые осадки и пытаемся по аналогии установить генезис последних.

Существует ряд причин, приводящих к раздроблению пород (по У. Х. Твенхофелу с некоторыми добавлениями):

а) Изменения температуры. Минералы имеют неодинаковые коэфициенты расширения; даже у одного минерала в зависимости от кристаллографического направления коэфициенты линейного расширения в разных направлениях могут существенно различаться между собою [1]. Для иллюстрации сказанного в табл. 6 приведены значения коэфициента линейного расширения некоторых минералов в разных кристаллографических направлениях.

Ниже приводятся коэфициенты объемного расширения наиболее обычных породообразующих минералов (см. табл. 7).

---

[1] Напомним, что коэфициент линейного расширения есть отношение приращения длины тела при нагревании его на 1° С к первоначальной его длине.

Таблица 6

Коэфициент линейного расширения некоторых минералов

(По Ландольту — Бернштейну, 1923)

Минерал	$t°$	Коэфициент расширения	Минерал	$t°$	Коэфициент расширения
Кальцит $\parallel L_3$ . .	20°	$25{,}6\times10^{-6}$	Кварц $\parallel L_3$ . . .	20°	$7{,}5\times10^{-6}$
„ $\perp L_3$ . .	20°	$-5{,}5\times10^{-6}$	„ $\perp L_3$ . . .	20°	$13{,}7\times10^{-6}$
Арагонит (100) .	40°	$10{,}2\times10^{-6}$	Турмалин $\parallel L_3$.	20°	$8{,}8\times10^{-6}$
„ (010) .	40°	$17{,}2\times10^{-6}$	„ $\perp L_3$	20°	$3{,}8\times10^{-6}$
„ (001) .	40°	$34{,}6\times10^{-6}$			

Таблица 7

Коэфициенты объемного расширения некоторых породообразующих минералов

(По Кларку)

Минералы	Коэфициент	Минералы	Коэфициент
Кварц	0,000310	Кальцит	0,000200
Ортоклаз	0,000170	Гранат	0,000250
Роговая обманка . . .	0,000284	Турмалин	0,000220

Помимо того, что различные минералы обладают неодинаковыми коэфициентами расширения, в зависимости от своей окраски они могут нагреваться под влиянием инсоляции весьма различно: черные и темноокрашенные минералы нагреваются значительно больше, чем светлоокрашенные; это обстоятельство еще более способствует раздроблению пород. Так как поверхностная температура может существенно варьировать в течение суток и сезонов, расширения и сжатия минералов многократно повторяются, что в конце концов нарушает связь между ними и монолитная порода распадается на отдельные зерна.

Такое раздробление под влиянием инсоляции испытывают не только те породы, которые состоят из нескольких разных минералов, но и мономинеральные породы, состоящие почти исключительно из одного минерала, как, например, мрамор, кварцит и др. Это объясняется тем, что в любой породе кристаллографическая ориентировка зерен обычно бывает весьма разнообразной. Между тем, как уже указывалось, минералы при нагревании расширяются в разных направлениях неодинаково, что и приводит к развитию местных давлений даже в мономинеральных породах.

Разумеется, что совершенно аналогичный эффект наблюдается не только между зернами какой-либо одной породы, но и между самими породами, которые также испытывают разное расширение

при нагревании (табл. 8); поэтому в естественных обнажениях, в местах соприкосновения петрографически неоднородных пород нередко имеет место особенно энергичное их раздробление.

Таблица 8

Линейное расширение некоторых пород (на 1 *м* при повышении температуры на 1° С)

(По Бартлету)

Породы	*мм*
Гранит	0,0007238
Мрамор	0,0008520
Песчаник	0,0001430

Раздробление под влиянием инсоляции бывает наиболее эффективным в тех областях, где происходит частые и резкие смены температуры; именно при этих условиях горные породы находятся в состоянии многократно повторяющихся изменений объема слагающих их компонентов. Длительное нагревание или длительное охлаждение пород не дает того эффекта, который достигается частой сменой температурного режима. Поэтому дезинтеграция пород от инсоляции приводит к максимальным результатам в тех районах, где отсутствует растительный покров, способный значительно смягчать температурные колебания (например, в пустынях), а также там, где образующиеся обломки пород легко сносятся с прогреваемой поверхности, которая вследствие этого постоянно остается оголенной (например, крутые склоны гор и пр.).

Замечено, что раздроблению пород под влиянием изменения температуры способствуют также град и холодные дожди, падающие на прогретую солнцем поверхность горных пород, а также лесные и степные пожары, охватывающие нередко обширные площади; возникновение последних возможно не только в настоящий момент, но и в геологическом прошлом, например, от удара молнии.

Так как горные породы в общем являются плохими проводниками тепла [1], то внешние, нагреваемые солнцем поверхности расширяются значительно более, чем внутренние части той же породы; в результате этого нередко возникают трещины, идущие параллельно поверхностям глыб и вообще обнаженных пород; породы начинают шелушиться, облупливаться. Подобный процесс, известный под названием д е с к в а м а ц и и, особенно резко выражен в пустынных и арктических областях, но может наблюдаться также и в средних широтах, например, у нас под Москвой.

Раздробляющее действие инсоляции может быть иллюстрировано несколькими наглядными примерами. Один из них относится к июлю 1927 г., когда на дороге близ Мэдисона (Висконсин, США), в очень жаркий день, в местах соединения бетонных блоков, от поверхности бетона отскакивали куски от 15 до 30 *см* в поперечнике и толщиной до 2,5 *см* с такой силой, что пролетали расстояние в несколько метров.

Г. Меррил приводит наблюдения над кусками пород на мысе Толстого на о. Беринга (Аляска) размером до 2 *м* в диаметре, которые за семь месяцев раздробились на остроугольные обломки величиной около 5 *см*; последние все еще оставались тогда на месте первоначальных больших кусков.

Можно было бы значительно умножить подобные примеры, но вряд ли в этом есть необходимость.

б) О б в а л ы, происходящие на склонах гор, на берегах рек, морей и пр., ведут к дальнейшему раздроблению ранее воз-

[1] Теплопроводность горных пород вообще не велика, но далеко не одинакова для всех, как это можно видеть из следующих данных, где для сравнения помещена также величина теплопроводности меди:

серый мелкозернистый мрамор 3,48
белый крупнозернистый мрамор . . . 2,78
гипс . . . . . 0,33 — 0,52
медь металлическая 69,0

никших и падающих вниз обломков. Подтачивающая и подрывающая деятельность воды, волн, ветра и др. способствует возникновению обвалов, а тем самым и дезинтеграции пород.

в) Клиноподобное действие корней растений, сочетающееся к тому же с химическим действием растительных соков, нередко оказывает на горные породы значительное раздробляющее действие; принимая во внимание широкое распространение растений, следует признать раздробляющее значение этого фактора очень большим. Любопытно, что корни уже погибших растений могут играть весьма энергичную роль в дезинтеграции пород; это связано с набуханием их после дождей и значительным расширением при этом мертвой древесины. Древние египтяне сознательно использовали это явление при горных работах, загоняя в трещины горных пород деревянные клинья и поливая их затем водой.

Известно, что лишайники и мхи, представляющие собой обыкновенно первых поселенцев на твердых, в том числе и кристаллических породах, явственно разрушают эти последние.

В долине Инна в Тироле, близ замка Амбраз, находится мраморная колонна, простоявшая на месте свыше 200 лет. Когда-то гладкая и отполированная, она покрыта в настоящее время целой системой углублений, ямок, вытравленных лишаями, которые оказывали комбинированное и раздробляющее, и разлагающее воздействие. В местах, где лишаи растут более энергично, наблюдаются отставшие от колонны мельчайшие ромбоэдры кальцита, которые смываются затем водой и уносятся ветром (К. Глинка, 1933).

г) Рост кристаллов в порах горных пород также приводит к их раздроблению. Особенно велика при этом роль кристаллов воды, которая, как известно, при замерзании увеличивает свой объем примерно на 9%. Широкое распространение в природных условиях влаги, пропитывающей буквально все горные породы, наряду с часто наблюдаемыми и многократно повторяющимися понижениями температуры, достаточными для перехода воды в твердое состояние, обусловливает большое дезинтегрирующее значение кристаллизации воды.

Различными исследователями были описаны аналогичные процессы раздробления пород под влиянием роста в природных условиях кристаллов кальцита, различных растворимых солей и других минералов.

Кристаллизационной энергией пользуются в лабораторной обстановке для искусственной дезаггрегации горных пород, особенно осадочного происхождения; для этого их куски пропитывают концентрированным раствором каустической соды, уксуснокислого натрия, гипосульфита или какой-либо иной соли, а затем дают этой соли закристаллизоваться в порах; к подобному приему прибегают, например, при выделении из осадочных пород микрофауны, а также в других случаях, когда требуется произвести по возможности деликатное разрыхление породы.

д) Движения земной коры, как известно, могут приводить к весьма сильному раздроблению пород на обширных площадях, охваченных тектоническими процессами. Этот фактор раздробления обычно недооценивается.

е) Взаимное раздробление минеральных обломков при их передвижении как в водной, так и в воздушной среде

происходит под влиянием их механического воздействия друг на друга. Особенно энергично воздействуют при этом более крупные обломки на более мелкие; последние заклиниваются между крупными и размалываются между ними, как в мельнице между жерновами. Н. Маршалл (1927), изучавший это явление в искусственной обстановке, пришел к заключению, что подобное раздробление минеральных частиц следует признать одним из самых эффективных в природных условиях.

ж) У д а р ы, которые производит движущаяся морская, озерная, речная и другая вода на береговые породы, естественно, также оказывают раздробляющее действие, особенно если они повторяются на протяжении длительного времени. Особенно эффективное раздробление производят удары камней, захватываемых движущейся водой.

Их столкновения между собою и с береговыми породами могут привести либо к непосредственному раздроблению, либо к возникновению в породах трещин, которые потом могут расшириться под влиянием изменений температуры, замерзания в них воды или в силу иных причин.

Кто слышал шум горных речек и рокот моря, производимые от удара друг о друга передвигаемых водою камней, тот может оценить геологическое значение явлений, связанных с этими звуками, и их раздробляющую силу.

Удары падающих дождевых капель также оказывают механическое воздействие на породы; известно, что даже вода, сливающаяся с крыш домов, на наших глазах выдалбливает в тротуарных плитах заметные углубления. Если же учесть, что на земную поверхность ежегодно низвергается около полумиллиона кубических километров воды, то значительный раздробляющий эффект падающих с высоты водяных капель станет вполне ясным.

Наконец, удары песчинок, влекомых ветром и сталкивающихся с горными породами, также вызывает разрушение. Наглядным примером механической работы эоловых частиц может служить то обстоятельство, что под их влиянием передние стекла автомобилей, передвигающихся по пустыням, уже через 12—15 дней могут стать совершенно матовыми, так что их приходится либо вовсе удалять, либо, если путешественник достаточно предусмотрителен, заменять новыми.

з) А б р а з и я (лат. abradere — соскабливать), чем бы она ни была вызвана — водой, ветром, льдом, животными, человеком — производит очень заметное раздробление пород: продуктом этого раздробления является минеральный материал, который вследствие своей тонкости может быть назван каменной мукой.

Способность минералов противостоять или, наоборот, легко поддаваться абразии зависит прежде всего от их твердости, а также от других физических свойств (наличие спайности и пр.). Представление об отношении отдельных минералов и горных пород к абразионному воздействию на них различных природных агентов дает определение так называемой сопротивляемости, которое производится в целях технической оценки минерального сырья.

Для этого пробная поверхность камня площадью в 4 $см^2$ шлифуется в течение 8 мин. корундовым порошком с диаметром частиц 0,2 *мм* с соблюдением определенной скорости движения диска, на котором производится шлифование, а также определенной силы прижимания образца к диску. Таким путем Розиваль создал абсолютную шкалу снашиваемости, исчисляя отношение уменьшения объема при шлифовке к затраченной для этого работе. При этом у него получились следующие значения в метрокилограммах, потребных для отшлифования 1 $см^3$ испытуемого минерала (табл. 9).

Таблица 9

Снашиваемость минералов, входящих в шкалу Мооса

(По Розивалю, в *м/кг* на 1 $см^3$)

Минералы	Снашиваемость	Твердость по Моосу
Тальк	50	1
Каменная соль	109	2
Известковый шпат (среднее значение)	202	3
Плавиковый шпат	210	4
Апатит	322	5
Ортоклаз (на конечной плоскости)	947	6
Ортоклаз (на продольной плоскости)	1 395	6
Кварц	5 250	7

Для пород исследования того же Розиваля дали следующие цифры, являющиеся показателями не только их абсолютной твердости и снашиваемости, но также характеризующие их отношение к абразии в природных условиях (для сланцеватых пород шлифовка производилась параллельно плоскости сланцеватости, см. табл. 10).

Таблица 10

Снашиваемость пород

(По Розивалю, в *м/кг* на 1 $см^3$)

Породы	Снашиваемость
Тальковый сланец (Моравия)	51,5
Хлористый сланец (Штейермарк)	111,8
Глинистый слюдяной сланец (Силезия)	122
Твердый венский песчаник	1 500
Пористый кварцит (Мюрц)	2 210
Гурмалиновый гранит (Лонгстон)	2 530
Тонкозернистый гранит	2 770
Кварцит (Поличка, Богемия)	4 000
Пресноводный кварцит (Ля-Форте)	4 820
Желтый роговик (Богемия)	5 100
Красный роговик	5 555
Кремень	7 900

В зоне осадкообразования абразия минералов и горных пород осуществляется разными путями. Повидимому, наиболее

значительная абразионная деятельность совершается в водной среде.

Абразия водой изучалась экспериментально многими исследователями (Добре, Мюньером, Уэнтвортом, Маршаллом и др.). Все они погружали обломки тех или иных пород в двигающиеся сосуды, наполненные водой и тем самым заставляли эти обломки пройти под водой тот или иной путь. По истечении известного времени содержимое сосудов извлекали и исследовали. Подобным путем Р. Маршалл (1927), работавший с материалом разной крупности зерна, происходящим с прибойных береговых полос Новой Зеландии, нашел, что потеря в весе вследствие абразии для галек твердых пород достигает 1,5% в 24 часа, причем путь, пройденный за это время гальками, оценивался около 38,5 *км*.

Интересны аналогичные опыты T. W. Freise (1931); этот исследователь также стремился создать обстановку, близкую к естественной. Он помещал обломки различных минералов в барабан, облицованный гальками кремня, скрепленными цементом. Барабан наполнялся водой и приводился в движение вместе с испытуемыми минералами. По мнению T. Freise условия опыта были близки к перекатыванию галек по дну реки.

Этим путем была изучена механическая устойчивость совершенно свежих и некоторых выветрелых минералов. Разумеется, что результаты для тех и других получились совершенно различные: степень устойчивости химически разложившихся минералов, как и следовало ожидать, оказалась значительно ниже, чем у свежих (см. табл. 11).

Из таблицы видно, что зависимость между степенью механической устойчивости минералов и их твердостью прослеживается далеко не всегда; так, например, устойчивость кварца и халцедона, обладающих почти одинаковой твердостью — около 7, оказалась весьма различной (соответственно 245 и 510); устойчивость апатита (тв. 5) и хромита (тв. 5,5) значительно превышает устойчивость более твердого кварца и т. д.

Сопоставляя устойчивость свежих и затронутых химическим разложением образцов одного и того же минерала, легко сделать заключение, как сильно понижают их механическую устойчивость процессы химического изменения.

Большое количество каменной муки получается при ледниковой абразии. Ледник можно сравнить с гигантским напильником, зубцы которого состоят из галек, прижатых под большим давлением к коренной породе; естественно, что эти гальки, как и сам лед, производят значительную полирующую, царапающую и раздробляющую работу.

Движения воздушных масс, влекущих за собой минеральные обломки, также осуществляют раздробление минеральных частиц; тончайшая минеральная пыль может при этом долго удерживаться в воздухе во взвешенном состоянии и переноситься на большие расстояния (так называемая атмосферная пыль).

Своеобразная абразия минерального материала происходит в пищеварительных каналах некоторых животных (червей, иглокожих, птиц, рептилий); известно, например, что в пищеварительных органах мезозойских динозавров были размалывающие камни.

Человек с его технически развитой абразионной, размалывающей и раздробляющей промышленностью, где имеется множество

Механическая устойчивость некоторых минералов

ойчивость плотного гематита принята за 100; по T. Freise, 1931)

Название минералов	Уд. вес свежих минералов	Твердость свежих минералов (по Моосу)	Механическая устойчивость минералов		Характер исследованных выветрелых минералов
			свежих	выветрелых	
Гематит плотный .	5,23	6	100	—	
Ортоклаз	2,52	6	150	—	
Диопсид	3,19	6—5	160	—	
Андалузит	—	7,5	220	130	С серицитом (тв. ок. 7)
Кварц	2,65	7	245	—	
Оливин	3,39	5—6	250	—	
Циркон	4,65	5—7	265	—	
Апатит	3,11	5	275	—	
Лейцит	—	5,5	280	120	Слабо выветрелый (тв. ок. 3)
Железный блеск .	5,28	5	280	—	
Пироп	—	5—6	330	150	Превращающийся в волокнистую разность (тв. ок. 5)
Везувиан	3,41	5—6	330	90	По краям превращен в стеатит (тв. ок. 4)
Альмандин	3,85	5—6	375	—	
Магнетит	4,96	6	380	260	Выветрелый до трещиноватости (тверд. ок. 6)
Топаз	—	8	390	90	По краям превращен в стеатит (тв. ок. 5)
Ильменорутил . .	4,18	5—6	390	—	
Авгит	3,31	5—6	420	140	Сильно выветрелый (тв. ок. 4)
Рутил	4,19	5—6	455	—	
Хромит	4,54	5	475	—	
Кордиерит	2,48	7—7,5	480	280	С чешуйчатой поверхностью (тв. ок. 6)
Халцедон	2,58	6—7	510	—	
Хром — шпинель . .	3,81	8	550	—	
Шпинель благородная	3,66	8	550	—	
Корунд (сапфир) . .	3,94	9	750	—	

хся деталей, и особенно с колесным транспортом, выступил леднее геологическое время как мощный фактор абразии. обенно следует подчеркнуть, что в результате всевозможных абразии горных пород, помимо горной муки, очень часто воз- т чрезвычайно тонкие минеральные обломки, имеющие раз- коллоидальных частиц или приближающиеся к таковым. ли подлежит сомнению, что в процессе раздробления пород родных условиях, и особенно в результате абразии, многие эрастворимые вещества механически переводятся в коллои- е состояние и приобретают, таким образом, совершенно новые

свойства, обусловливающие все дальнейшее их поведение в зоне осадкообразования.

Тончайшие коллоидные частицы, как мы увидим далее, стоят на грани между типичными минеральными осколками и молекулярными растворами; поэтому их поведение в зоне осадкообразования, подчиненное законам коллоидной химии, резко отлично от поведения обломочного материала, возникающего при глыбовой и минеральной дезинтеграции; естественно, что в коллоидальных частицах, даже в их совокупности, узнать источник их происхождения, за редким исключением, почти никогда не удается; они не сохраняют в себе никаких морфологических черт, по которым можно было бы узнать ту породу, за счет разрушения которой они произошли.

Наконец, следует коротко сказать о глубине, до которой доходит механическое раздробление пород. Обычно эта глубина бывает весьма незначительной и оценивается всего несколькими сантиметрами; но в отдельных и редких случаях раздробление прослеживается на глубину 40—60 *м* под поверхностью Земли; так, например, на высоких плато Калабрии (Италия) такая стойкая порода, как гранит, разрыхлена на указанную только что глубину, оставаясь свежей в кусочках и давая огромные массы рыхлого материала, ждущего, так сказать, только небольшого изменения рельефа, чтобы разнестись континентальными водами на большие пространства (В. Н. Лодочников, 1934).

3. Химическое разложение (общие данные)

Механическому поверхностному раздроблению горных пород, как уже говорилось, всегда неизменно сопутствует в той или иной мере их химическое разложение: чем больше раздроблена порода механически, тем легче она разлагается химически и, наоборот, чем глубже зашло химическое разложение, тем легче поддаются обломки механическому воздействию окружающей среды. Большое значение механического раздробления явствует хотя бы из того, что такие стойкие в отношении соляной кислоты минералы, как полевые шпаты, становятся полностью растворимыми даже в слегка подкисленной воде при условии, если они размельчены в порошок, состоящий из зерен меньше 0,002 *мм*. Отсюда можно заключить, что раздробление и разложение горных пород не только постоянно сопутствуют, но и углубляют друг друга.

Наибольшее значение в зоне осадкообразования принадлежит разложению магматических и метаморфических пород. Слагающие их минералы, образовавшиеся при термодинамических условиях, существенно отличных от термодинамических условий зоны осадкообразования, при выходе на земную поверхность, оказываются здесь неустойчивыми; их химическая природа противоречива химическим свойствам новой для них среды, в которую они попали в результате их пространственных перемещений; эти противоречия вызывают целый ряд активных химических процессов между природными реагентами зоны осадкообразования и минералами,

пришедшими сюда из других термодинамических зон. Совокупность этих процессов стремится устранить возникающие противоречия и установить химическое равновесие между веществами, участвующими в реакциях. В подавляющем большинстве случаев подобного равновесия окончательно, однако, не достигается. Мало того, поскольку химическое взаимодействие между магматическими минералами и окружающей их поверхностной средой протекает не в *каком-либо изолированном и постоянном* пространстве, а в условиях чрезвычайно изменчивой и непостоянной зоны осадкообразования, часто при том в процессе их непрерывного пространственного перемещения (например, при переносе минеральных частиц водою), то между ними постоянно возникают новые химические противоречия, нарушающие уже достигнутое относительное равновесие и приводящие к развитию новых процессов, очень часто весьма отличных, *а иногда даже противоположных предыдущим*. В результате в зоне осадкообразования неустанно, на протяжении долгих геологических эпох протекает грандиозная как по своим размерам, так и по своей продолжительности химическая работа.

Совершенно несомненно, что по мере развития геологической истории, в результате постоянного химического взаимодействия вещества зоны осадкообразования с веществом магматических и метаморфических *пород, должен меняться* характер самой зоны осадкообразования. Поэтому и характер химических процессов, совершающихся на поверхности нашей планеты, не может оставаться постоянным, а должен в разрезе геологического времени также испытывать те или иные изменения. Принцип актуализма, побуждающий нас смотреть на процессы геологического прошлого с точки зрения современных событий, нельзя воспринимать узко и буквально; он требует внесения в него существенных коррективов. Позднее мы остановимся на этом принципиально весьма важном вопросе более подробно (см. главу VIII).

Наблюдения над современными процессами разложения показывают, что в зоне осадкообразования постоянно осуществляется, если можно так выразиться, стремление к простоте. Сложные, подчас весьма громоздкие минеральные молекулы, созданные в *зоне магмы и отчасти метаморфизма*, где нет недостатка в тепловой энергии, как, например, молекулы полевых шпатов, постепенно разлагаясь, упрощают свой состав и свою молекулярную структуру. Вряд ли будет преувеличением, если мы скажем, что именно под этим знаком стремления к простоте, а следовательно, и к устойчивости молекулярных построек, протекает подавляющее большинство процессов разложения магматических минералов.

Все *химические реакции зоны осадкообразования* протекают при господствующих здесь и уже известных нам термодинамических условиях; приводя к образованию более простых соединений, они являются э к з о т е р м и ч е с к и м и реакциями, т. е. идут с выделением тепла. При этом освобождается энергия зоны магмы (или соответственно — метаморфизма), до того как бы пассивно заключенная в молекулах, поднявшихся из недр Земли на *дневную поверхность и захвативших при этом* с собой часть внутри-

планетной энергии; в зоне осадкообразования последняя переходит из потенциального состояния в кинетическое. Она включается, таким образом, при разложении минералов в общий энергетический баланс зоны осадкообразования; к сожалению, количественно она остается до сих пор совершенно не учтенной, но ее значительная роль в общем энергетическом балансе земной коры несомненна.

Выше уже указывалось, что процессы осадкообразования как бы стремятся изжить те нарушения равновесий, которые возникают под влиянием разных причин в тех или иных участках земной поверхности. Всякий раз, когда там или здесь происходит нарушение равновесия, когда возникают новые несоответствия и противоречия, факторы осадкообразования начинают проявляться с новой силой, стремясь сгладить эти несоответствия и вернуть систему в состояние равновесное. Это относится не только к чисто физическим явлениям, как, например, к разрушению высоких скал и заполнению за их счет пониженных участков, — совершенно в такой же мере это относится к химическим процессам, протекающим в зоне осадкообразования. Малейшие изменения температуры, давления, концентрации, газового режима и т. д., и т. д. нарушают равновесия, если даже они установились и дают толчок новым химическим изменениям.

Само собою понятно, насколько важно для петрографа-осадочника иметь возможность предсказать сдвиг равновесия, вернее — предугадать хотя бы общее направление того пути, по которому направляется развитие процессов при тех или иных нарушениях равновесия. В части всевозможных химических явлений, совершающихся в зоне осадкообразования, с этой точки зрения для нас приобретает совершенно исключительное значение принцип Ле-Шателье, который гласит:

Если в системе, находящейся в состоянии подвижного химического равновесия, изменять температуру, давление или концентрацию, то состояние равновесия сдвигается в направление того процесса, который противодействует первоначальному изменению.

Изучая явления осадкообразования, мы буквально на каждом шагу сталкиваемся с проявлениями этого чрезвычайно важного закона. Действительно, минералы магмы образуются при высоком давлении, а затем выходят на поверхность, где господствует давление всего лишь в 1 *ат*; в соответствии с принципом Ле-Шателье магматические минералы при своем разложении дают поэтому в зоне осадкообразования целый ряд минеральных новообразований, общий объем которых превышает их изначальный объем, чем частично каждый раз как бы компенсируется пониженное давление.

Понижение температуры, которое испытывают магматические минералы при выходе их из зоны магмы на земную поверхность, в какой-то мере вознаграждается тем теплом, которое выделяется при реакциях их химического разложения.

Нарушение равновесия между растворенными в водной среде солями вследствие испарения воды и повышения концентрации солей немедленно влечет за собой выпадение избыточных солей в осадок и тем самым — восстановление равновесия. Напротив, равновесие, нарушенное опреснением континентальными водами за-

солоненного бассейна, сейчас же начинает восстанавливаться обратным переходом в раствор ранее выпавших солей, что и компенсирует их недостаток в растворах, возникающих при смешении соленых вод с пресными.

Избыток в зоне осадкообразования свободных воды, кислорода, углекислоты по сравнению с количеством этих же реагентов в зоне магмы приводит соответственно к образованию гидратов, окислов и карбонатов, что до некоторой степени уменьшает их количество в окружающей среде и, следовательно, опять-таки направлено к восстановлению нарушенного равновесия.

Не только такие крупные основные процессы зоны осадкообразования подчинены принципу Ле-Шателье, но также и все другие, значительно более мелкие и местные явления. В качестве одного из многочисленных примеров относящихся сюда явлений можно указать хотя бы на растворение многих минералов в условиях повышенного давления, господствующего на морском дне: переход многих твердых веществ в состояние молекулярного раствора приводит, как известно, к сокращению суммарного объема растворителя и растворяемого вещества, чем достигается известная компенсация повышенного давления.

Каждый исследователь, который имеет в виду овладеть приемами сознательного понимания и правильного толкования процессов осадкообразования, должен хорошо усвоить принцип Ле-Шателье и постоянно иметь его в виду в своей практической работе, особенно при толковании генезиса осадочных пород. Его применение ко многим природным явлениям вообще и к осадочным породам в частности, если только оно сделано уместно, своевременно и со знанием дела, способствует установлению правильной трактовки явлений, делает их понятными, восстанавливает обстановку процессов прошлого и позволяет предугадать дальнейшее развитие процессов настоящего.

Из последующего изложения нетрудно будет усмотреть, что и в процессах химического поверхностного разложения минералов и горных пород принцип Ле-Шателье играет первенствующее значение — здесь почти все подчинено ему.

Исследованию процессов разложения минералов и горных пород посвящена огромная литература (Добрэ, Кольрауш, Розе, Косс, братья Роджерс, Бишоф, Дельтер, Ван-Хайз, Мид и целый ряд других). Этими вопросами занимаются не только петрографы, минералоги и геохимики, но также гидрогеологи в связи с выяснением влияния пород на состав природных вод, технологи и строители в связи с выяснением устойчивости естественных строительных материалов, почвоведы в связи с вопросами генезиса почв (К. Глинка и др.), океанографы в связи с образованием современных осадков и т. д. При исключительной сложности и разнообразии процессов разложения осветить их здесь с исчерпывающей полнотой не представляется возможным; поэтому мы ограничимся лишь тем, что наметим общие тенденции в процессах разложения, а затем рассмотрим основные черты истории отдельных минералов и горных пород в зоне осадкообразования.

4. Общее направление процессов поверхностного химического разложения

Ван-Хайз (1904) считает, что для процессов поверхностного разложения минералов и горных пород характерными являются следующие типы химических реакций: а) реакции окисления, б) образования углекислых солей, в) гидратации и е) растворения. При этом *Ван-Хайз особенно и правильно подчеркивает, что в зоне осадкообразования* углекислота играет роль более сильного аниона, чем кремнезем, который вытесняется из его соединений с образованием карбонатов. В то же время этот автор делает оговорку, что в некоторых случаях, в условиях высокой влажности и при наличии значительного количества продуктов распада органической материи, в зоне осадкообразования возможны процессы восстановления, а *при высокой температуре и сухости — реакции дегидратации*, т. е. потери минералами воды.

К. Глинка (1932) дополняет это общее представление о процессах разложения указанием на то, что для них, кроме перечисленных Ван-Хайзом особенностей, характерно возникновение коллоидальных систем, что наряду с карбонатами при разложении образуются вообще всякие «простые соли», т. е. соли соляной и других «*простых*» *кислот и что, наконец, в явлениях разложения активно* или пассивно принимает участие органическая природа.

А. Е. Ферсман (1934) считает, что, как ни велики различия в ходе разложения магматических минералов и пород, тем не менее в подавляющей части они могут быть сведены к следующим процессам:

окислению	действию O_2,
гидратации	„ H_2O,
выносу катионов	„ $CO_2 + H_2O$,
обескремниванию	выносу SiO_2,
накоплению и взаимодействию	SiO_2—Al_2O_3—Fe_2O_3.

Остановимся несколько более подробно на только что перечисленных группах процессов разложения, не забывая о том, что это именно г р у п п ы процессов, которые в действительной природной обстановке могут проявляться весьма различно, давая к тому же между собою сложные сочетания. Рассмотрим сначала процессы разложения, протекающие в континентальных условиях, затрагивая условия морского выветривания пока лишь там, где это будет необходимо в целях полноты освещения вопроса.

Окисление, называемое иначе о к с и д а ц и е й, бесспорно является характернейшим процессом зоны осадкообразования и заключается в переходе химических элементов, входящих в состав материнских пород, в более высокие степени окисления.

Весьма широкое распространение в зоне осадкообразования явлений окисления связано с наличием здесь в значительных количествах свободного, активного кислорода. Последний, как известно, представляет собою в твердой литосфере самый распространенный химический элемент (около 50% по весу); несмотря на столь

высокое содержание кислорода в литосфере, она все же им не насыщена, благодаря чему многие минералы и большинство горных пород имеют кислый характер. Еще больше кислорода в гидросфере (около 85% по весу); как здесь, так и в литосфере, кислород входит в состав или воды, или различных твердых природных химических соединений — минералов; он является, таким образом, в обоих последних случаях химически связанным, а потому и мало активным.

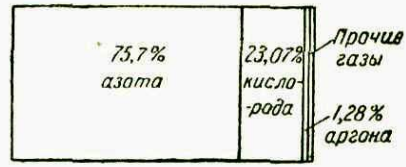


Рис. 4. Состав атмосферы в весовых процентах.

В атмосфере кислорода значительно меньше; из табл. 12 и рис. 4, где приведен средний состав атмосферы, видно, что на долю кислорода приходится всего 23% воздуха. Но в отличие от литосферы и гидросферы, кислород находится здесь в элементарном свободном состоянии, а потому представляет собою чрезвычайно активный природный газообразный химический реагент зоны осадкообразования.

Таблица 12

Средний состав нижних слоев атмосферы [1]

(По А. Е. Ферсману)

Элементы	Содержание в %	
	по весу	по объему
Азот	75,70	78,08
Кислород	23,01	20,95
Аргон	1,28	0,94
Углекислота	0,03	0,03
Водород	0,03	
Неон	0,00125	Данные неточные, у разных авторов сильно расходятся
Криптон	0,0003	
Гелий	0,00007	
Ксенон	0,00004	
Пары воды и пыль	Колеблется	

Его количественная, а одновременно и химическая роль возрастает, однако, еще больше при растворении атмосферных газов в воде. Общеизвестно, что растворимость газов, вообще говоря, помимо давления, зависит от температуры: теплая вода является худшим растворителем газов, чем холодная; наши повседневные наблюдения

[1] Атмосфера, как известно, подразделяется в настоящее время на тропосферу, нижнюю часть атмосферы, простирающуюся на высоту 7—13 *км*, и более высокую стратосферу, верхняя граница которой пока не поддается вполне точному определению (некоторые полагают, что она простирается в весьма разреженном состоянии до высоты 1000 *км*). В процессах осадкообразования непосредственное участие принимают газы тропосферы; в табл. 12 дается состав последней.

над выделением пузырьков воздуха на стенках сосудов при пребывании холодной воды в теплой комнате служат тому наглядным доказательством.

Но оказывается, что даже при одних и тех же температурных условиях вода не в одинаковой степени растворяет в себе газы, входящие в состав атмосферы. Можно сказать, что вода растворяет атмосферные газы как бы избирательно, предпочитая одни газы другим. Так, из трех наиболее важных газов, азот является наименее растворимым, тогда как растворимость кислорода и углекислоты значительно выше; поэтому состав воздуха, растворенного в воде, отличен от состава воздуха атмосферы в сторону заметного возрастания в нем количественной роли химически активных газов — кислорода и углекислоты, а одновременно — соответственного уменьшения относительного количества инертного азота. Только что сказанное иллюстрируется в отношении кислорода табл. 13, из которой видно, что 1 *л* воды, насыщенный при нормальном давлении воздухом, свободным от CO_2 и NH_3, содержит:

Таблица 13

Растворимость составных частей воздуха в воде

(По Винклеру)

$t°C$	O_2 $см^3$	N_2, Ar и др., $см^3$	Сумма, $см^3$	Содержание O_2 в растворенном воздухе, %
0	10,19	18,99	29,18	34,91
+10	7,87	14,97	22,84	34,47
+15	7,04	13,51	20,55	34,25
+20	6,36	12,32	18,68	34,03
+25	5,78	11,30	17,08	33,82
+30	5,26	10,38	15,64	33,60

Табл. 13 поучительна в двух отношениях: во-первых, она дает совершенно конкретное представление о том, насколько сильно меняется содержание газов в воде в зависимости от ее температуры — в тепловатой тридцатиградусной воде сумма растворенных газов (15,64 $см^3$) почти вдвое меньше, чем в холодной воде, близкой к точке замерзания (29,18 $см^3$); во-вторых, мы видим, что если в атмосферном воздухе содержание кислорода оценивается цифрой только около 23%, то в воздухе, растворенном в воде, его содержание возрастает больше чем в полтора, почти в два раза (в зависимости от температуры от 34,9 до 33,6%).

Применяя эти данные к природной обстановке, необходимо сделать заключение, что *холодные природные воды вообще и воды холодных климатических областей в частности обладают более сильной окисляющей способностью, чем воды теплые.* Помимо того, окисляющая способность вод должна меняться в соответствии со сменой времен года, не говоря уже о более длительных вековых

изменениях климата; это обстоятельство должно так или иначе отражаться на характере осадков, которые в моменты господства низких температур, при прочих равных условиях, будут более обогащаться различными окисными соединениями, чем в другое время; возможно, что часто наблюдаемое в осадочных породах тонкое чередование бурых или красных и серых прослоев иногда бывает связано именно с этой причиной.

Для более углубленного понимания роли свободного кислорода нам необходимо прежде всего выяснить границы его распространения. На некоторой глубине от земной поверхности, несомненно, существует какая-то граница распространения свободного кислорода, ниже которой господствует восстановительная среда, так как здесь уже нет свободных активных атомов кислорода, а горные породы им не насыщены. Эту границу В. М. Кленова предложила называть окислительно-восстановительной границей; ее же иногда называют кислородной поверхностью; она прослеживается и в литосфере, и в гидросфере, но располагается как здесь, так и там на разных уровнях. Так, в болотах окислительно-восстановительная граница совпадает с верхней поверхностью осадка или даже с зеркалом воды; в Черном море она проходит в водной среде примерно на глубине —100—150 *м* от уровня моря; выше нее растворенные в воде газы имеют нормальный состав, тогда как ниже кислород отсутствует и вода содержит сероводород; поэтому в горизонтах морской воды, располагающихся под окислительно-восстановительной границей, никакие процессы окисления невозможны; здесь, напротив, господствует восстановительная среда. В прибереговых отложениях, где накапливается песок и гравий и где воды, содержащие кислород, свободно циркулируют внутри рыхлого осадка, окислительно-восстановительная граница проходит внутри осадка так, что верхняя часть последнего располагается в окислительной среде, а нижняя — в восстановительной. В области развития латеритов, представляющих собою более или менее пористый продукт разложения тех или иных магматических пород в континентальных условиях, окислительно-восстановительная граница может опускаться в литосферу на значительные глубины и т. д. Таким образом, как в области литосферы, так и в области гидросферы окислительно-восстановительная граница может находиться на весьма различном уровне, что зависит от физического и химического характера пород или осадков, от большего или меньшего содержания в них органического вещества, от циркуляции вод и газов и пр. Поэтому, если бы мы пожелали представить себе конфигурацию окислительно-восстановительной границы на протяжении всей зоны осадкообразования, то мы получили бы весьма причудливую поверхность, то опускающуюся вглубь морей, то совпадающую с поверхностью земли, то вновь уходящую на разную глубину вглубь литосферы.

Поверхность окислительно-восстановительной границы не только сложна и причудлива, но ее положение, кроме того, постоянно меняется во времени, в связи с чем меняется глубина, до которой достигают окислительные процессы; такие колебания в высотном по-

ложении границы происходит как в области суши, так и в области морей. Они связаны, с одной стороны, с сезонными явлениями, с большим или меньшим просачиванием грунтовых вод, с развитием ледяного покрова, разобщающего атмосферу с нижележащей средой, либо происходят в связи с эрозией; по мере разрушения пород окислительно-восстановительная граница перемещается вниз, закономерно следуя в глубину по мере развития эрозионных процессов, как бы уходя от земной поверхности. Возможны, впрочем, случаи, когда эрозия протекает скорее, чем опускается окислительно-восстановительная граница; тогда последняя постепенно приближается к земной поверхности. Заметим, между прочим, что соотношение скорости эрозии и перемещения вниз окислительно-восстановительной границы в значительной мере определяет собою в области суши мощность верхней части литосферы, входящей в состав зоны осадкообразования.

Обычно считают, что глубина пояса окисления на континентах определяется уровнем грунтовых вод.

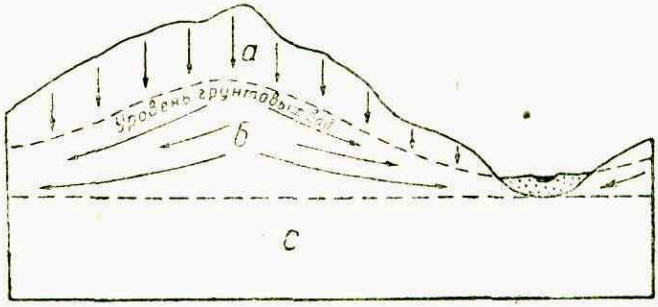


Рис. 5. Схема циркуляции вод в пористых породах, обладающих более или менее одинаковой водопроницаемостью. Стрелки показывают преимущественное направление движения вод.

По И. Финчу (в изложении С. С. Смирнова, 1936) область циркуляции приповерхностных вод может быть разделена на следующие три зоны (рис. 5): *первая и самая верхняя зона (а) называется зоной просачивания.* В этой зоне происходит достаточно свободная и достаточно быстрая циркуляция вод, по преимуществу в вертикальном направлении к уровню грунтовых вод. Воды здесь богаты кислородом и углекислотой и обладают значительной окисляющей и растворяющей способностью. Отдельные поры, трещины и т. п. полости в породах зоны просачивания спорадически оказываются заполненными или воздухом, или водой, или одновременно и тем, и другим; поэтому можно говорить о водно-воздушном режиме в области зоны просачивания.

Ниже этой зоны, в общем случае уже под уровнем грунтовых вод, располагается *зона истечения* (*б*). Нижняя граница последней определяется пунктами пересечения уровня грунтовых вод с земной поверхностью, иначе говоря—пунктами истечения или выходами грунтовых вод на поверхность; верхняя же граница зоны истечения в общем следует топографии местности, будучи, однако, более сглаженной. Под возвышенностями она выше, чем под пониженными участками, но зато здесь она располагается ближе к земной поверхности, чем под возвышенностями.

В пределах этой зоны воды имеют некоторое движение, обычно достаточно слабое и направленное преимущественно к пунктам истечения. Таким

разом, *в отличие от зоны просачивания*, воды зоны истечения имеют тен-нцию медленно перемещаться в направлениях, более или менее близких горизонтальному. Кроме того, отдельные полости в породах этой зоны стоянно заполнены водой, и последняя обладает, как правило, уже ничтож-ыми количествами растворенного в ней кислорода.

Наконец, ниже зоны истечения располагается *зона застойных вод*, очти не перемещающихся [1]. Вследствие длительного соприкосновения окружающими породами застойные воды почти полностью лишены сво-одного кислорода и всегда обладают щелочной реакцией, что объясняется ем, что подавляющее большинство горных пород, как уже указывалось, осит зависный характер (не насыщены кислородом) и дают щелочную реак-ию.

Необходимо, конечно, иметь в виду, что границы отдельных зон не вляются постоянными, а в зависимости от ряда обстоятельств претерпе-ают колебания во времени и пространстве. Смена, например, сухих и влаж-ых времен года вызывает изменение уровня грунтовых вод, а вместе с тем границ зон просачивания и истечения; изменение форм рельефа также ражается на уровне грунтовых вод; так, по мере эродирования суши, ак только что указывалось, уровень подземных вод до известного предела пускается вниз, уходя вглубь литосферы; однако, когда местность дости-ает стадии зрелого пенеплена, воды пропитывают почву, обусловливая бширное заболачивание местности; в этих случаях уровень грунтовых од может почти совпадать с поверхностью литосферы.

Заметим попутно, что по П. В. Отоцкому у нас в Европейской части СР уровень грунтовых вод в общем понижается с севера на юг: на край-ем севере, в полярно-тундровой области, грунтовые воды сливаются с по-*ерхностными, на юге же, по берегам Черного и Азовского морей, а также* степной части Крыма, глубина их доходит до 50—60 *м*; здесь эти воды бычно сильно минерализованы.

Приведенная схема является идеальной и предполагает наиболее про-той случай циркуляции вод в породах, одинаковых в отношении водопро-ицаемости. В случае же наличия пород различной проницаемости, схема га значительно усложняется. Следует, однако, подчеркнуть, что во многих лучаях, даже при наличии более или менее одинаковой проницаемости ород, мы встречаемся с чрезвычайно большим разнообразием циркуляции од в пределах одной и той же зоны просачивания. Действительно, различ-ая длина и мощность отдельных трещин, различная форма полостей и т. д. — се это обусловливает разную скорость и неодинаковый характер просачивания вод. Это приводит к исключительному разнообразию в режиме набжения водой, кислородом и углекислотой отдельных участков лито-феры. Понятно поэтому, почему, даже в случае большой однородности ород, так прихотливо располагается нижняя граница зоны окисления.

По мере просачивания поверхностных вод во все более и более лубокие горизонты, их характер и состав испытывают существен-ые изменения. Дождевая вода, попадающая в самый поверхност-ый слой литосферы, более или менее бывает насыщена кислородом, глекислотой и другими газами атмосферы и почти не содержит растворимых солей. Вода эта обладает резкими окисляющими и растворяющими свойствами и, вообще говоря, не находится в равновесии с минералами зоны просачивания. Спускаясь вниз, на окисляет и растворяет различные вещества, встречающиеся на ее пути, и, таким образом, постепенно теряет свой кислород и се более и более насыщается растворимыми соединениями.

[1] О. Э. Мейнцер (1923) и некоторые другие гидрогеологи именуют зону росачивания зоной аэрации, а над уровнем грунтовых вод выделяют еще-ону капиллярного поднятия. Эти уточнения не вносят, однако, существен-ых изменений в даваемую схему распределения подземных вод с разным одержанием активного кислорода.

Достигая застойной зоны, воды обычно уже не содержат свободного кислорода; претерпев на своем пути ряд разнообразных изменений в своем характере и степени концентрации, находясь к тому же долгое время в тесном соприкосновении с окружающими ее минералами, вода застойных зон оказывается почти в равновесии с материалом, слагающим эти зоны. В таких условиях всевозможные реакции обмена, окисления и растворения могут происходить лишь крайне медленно, ограничиваясь при том почти исключительно самыми верхними частями застойной зоны.

Можно сказать, что в зоне просачивания процессы окисления и растворения резко преобладают над явлениями восстановления и отложения, которые в отдельных пунктах здесь все же возможны. В застойной зоне, где устанавливается равновесие между водами и включающими их породами, химический характер вод, в силу закона действия масс, почти полностью подчинен и всецело зависит от химических свойств окружающих пород; здесь всякие процессы разложения сведены до минимума, и в ощутимых размерах возможны лишь явления гидратации. Зона истечения занимает промежуточное положение между зоной просачивания и застойной зоной, но в силу обычно очень медленного движения вод характер процессов в ней приближается к застойной зоне.

В сложной природной обстановке, разумеется, могут наблюдаться многочисленные и разнообразные случаи отклонения от изложенной схемы.

Следует особенно отметить, что в областях с развитым, «юным» рельефом, где наблюдаются значительные колебания высотных отметок, уровень грунтовых вод находится на более или менее значительном расстоянии ниже дневной поверхности и поэтому разложение минералов заходит соответственно глубоко. В областях с ровным «старым» рельефом, которые обычно бывают сырыми и заболоченными, уровень грунтовых вод находится у поверхности, и глубина разложения поэтому здесь незначительна. Баррел (1917) считает, что ниже уровня типичного пенеплена практически не должно быть никакой циркуляции грунтовых вод, в результате чего пояс разложения минералов должен быть тонким, а свежие породы должны находиться близко к поверхности.

Таким образом, глубина пояса разложения и в частности пояса окисления находится в прямой зависимости от рельефа местности; последний же, как известно, в свою очередь в значительной мере зависит от ее тектонической истории. Следовательно, мы впервые здесь встречаемся с сопряженностью тектонических процессов и процессов осадкообразования; эта связь, проявляющаяся во многих отношениях, впоследствии станет для нас более ясной и значительной.

В последнее время наметилась тенденция характеризовать окислительную или восстановительную способность среды путем определения ее кислородного потенциала; этот путь является по существу единственно правильным и научным, дающим вполне точное представление об окислительно-восстановительных свойствах природной среды, которые до настоящего времени оце-

нивались лишь качественно. На исключительное значение кислородного потенциала обратил внимание в последние годы В. М. Гольдшмидт (1931); к его работам в этой области мы вернемся еще ниже (см. стр. 282). Сейчас же лишь отметим, что на земной поверхности и вблизи нее имеются значительные местные различия в потенциале окисления.

Один из самых высоких потенциалов окисления свойственен селитроносным отложениям Южной Африки, Чили и других мест; вообще в странах, где господствует жаркий климат, в зоне осадкообразования, как правило, наблюдается высокий потенциал окисления. Его значение достаточно велико также в осадках, обогащенных природной перекисью марганца. Самые низкие потенциалы окисления мы находим в тех местах зоны осадкообразования, где возможно образование сульфидов тяжелых металлов (пирита, марказита и пр.). В частности, всевозможные битуминозные отложения, современные темные илы, область сероводородного заражения Черного моря, скопления торфа, черноземные почвы, ископаемые угленосные породы и другие подобные осадочные образования обладают особенно низким потенциалом окисления.

Даже из этого короткого перечня различных областей зоны осадкообразования можно видеть, что далеко не во всех них господствует окислительная среда. Между тем, химическое разложение минералов, разумеется, протекает, хотя и по разному, во всевозможных областях, как в условиях высокого, так и низкого кислородного потенциала. Поэтому, когда мы говорим о том, что реакции окисления являются наиболее характерными для зоны осадкообразования, мы не должны придавать этому абсолютного значения и обязаны помнить, что в ряде случаев разложение материнских горных пород и минералов протекает на поверхности Земли в восстановительных условиях.

В последующем мы увидим, что наличие свободного кислорода и величина окислительного потенциала играют первенствующее значение не только в процессах разложения изначальных минералов, но и в значительной мере определяют собою образование того или иного комплекса сингенетичных минералов; это, впрочем, вполне естественно, так как разрушение — отложение являются связанными между собою конечными звеньями одного и того же процесса.

Кислородный потенциал зоны осадкообразования, как уже указывалось, привлек к себе внимание исследователей лишь в самые последние годы (В. М. Гольдшмидт, А. Е. Ферсман, Л. В. Пустовалов). Точные определения его величины, несомненно, уточнят и сделают более определенными наши знания как об явлениях разрушения материнских пород, так и об условиях накопления осадочных образований; в этой области пока начата лишь в очень небольшой мере огромная работа, которая при ее продолжении, несомненно, даст весьма плодотворные результаты.

Процессы окисления проявляются в отношении тех элементов, которые обладают разной валентностью и которые поступают на земную поверхность в закисной форме. Характерно, что магма-

тические минералы, представляющие собою закисные соединения, вследствие окисления в зоне осадкообразования обычно разлагаются в первую очередь.

Наичаще окисление проявляется в отношении железа, как наиболее распространенного разновалентного металла; оно сказывается также в появлении в зоне осадкообразования высших степеней окисления марганцевых, серных, хромовых, ванадиевых и других солей; очень часто окислению подвергается органическое вещество.

В соответствии с этим целый ряд минералов, содержащих перечисленные и другие химические элементы в закисной форме, испытывают в зоне осадкообразования при участии кислорода этой зоны быстрое разложение; сюда относятся многие метасиликаты, слюды, оливин, сульфиды и пр. Характер разложения каждого из них освещается отдельно, ниже.

Начавшийся процесс окисления макроскопически обычно легко распознается по изменению окраски пород: голубовато-зеленоватые, иногда почти бесцветные, зеленые или темнозеленые минералы закиси железа в результате окисления становятся желтыми, бурыми или красными; углистые и битуминозные породы утрачивают свой черный или серый цвет и становятся более светлыми или даже белыми, а в случае наличия в них железа — бурыми и т. д.

Процессы окисления должны были бы повлечь за собой увеличение объема изначальных пород и минералов, так как при этом присоединяется кислород, заимствуемый из воздуха или воды; однако, в действительности увеличения объема пород при окислении почти никогда не происходит, а напротив, в них развивается пористость. Это объясняется появлением в результате разложения растворимых солей и их выносом, что и уменьшает объем остающихся на месте продуктов разложения, тогда как общий суммарный объем всех продуктов разложения, разумеется, увеличивается.

Считается, что окисление весьма облегчается одновременным действием на минерал или породу помимо кислорода также жидкой или газообразной воды; с этой точки зрения совершенно сухой воздух, хотя и содержащий обычные количества кислорода, будет оказывать меньшее окисляющее действие, чем тот же воздух, но насыщенный парами воды. Поэтому принимают, что наиболее энергичные процессы окисления свойственны тропическим и субтропическим широтам, где господствует, как известно, теплый и влажный климат.

Гидратация, или гидратизация, связана с воздействием на материнские породы воды в жидком или газообразном состоянии; она влечет за собою образование новых минеральных видов, более богатых водою по сравнению с первоначальными минералами.

Необходимо иметь в виду, что в условиях зоны осадкообразования вода вовсе не является химически инертным телом, но может оказывать на окружающие ее породы и минералы химическое воздействие. Если даже не принимать во внимание углекислоту, обычно

растворенную в воде, то даже в этом случае чистую воду приходится рассматривать как диссоциированную жидкость, содержащую свободные ионы $H^{\cdot}$ и OH', которые обладают химической активностью.

Концентрация этих ионов в воде, отрицательная логарифмическая величина которых обозначается обычно как pH (концентрация водородных ионов), достаточно велика для того, чтобы оказывать химическое воздействие. Преобладание в воде ионов $H^{\cdot}$ сообщает воде кислотные свойства, преобладание же ионов OH' — щелочные; поэтому вода может действовать то как очень слабая кислота, то как очень слабая щелочь.

Концентрация ионов $H^{\cdot}$ и OH' не является постоянной величиной; она возрастает при повышении температуры и смещается в сторону преобладания ионов $H^{\cdot}$ в присутствии CO_2.

На химическое действие воды при процессах поверхностного разложения в последние годы особенно настойчиво указывал Е. Романи (1911). Воздействие воды он представлял себе преимущественно как гидролиз силикатов, происходящий независимо, вернее параллельно с влиянием на те же минералы CO_2.

Имеются весьма многочисленные экспериментальные доказательства разлагающего действия воды на различные минералы. Так, например, известно, что при размалывании ортоклаза в водной среде в течение 8 дней в раствор переходит около 0,5% (точнее — 0,428%) взятого минерала; при этом в растворе обнаруживается щелочей примерно в 100 раз больше, нежели всех других окислов.

В зоне осадкообразования гидратизирующее действие воды проявляется весьма различно. С точки зрения механизма этого процесса можно различать следующие главнейшие виды гидратации:

1. Химическое соединение вещества минерала с водой, когда возникает минеральное новообразование, в котором вода и остальные составные части находятся в простых стехиометрических отношениях, выражаемых целыми числами; в этих случаях вода обычно входит в кристаллическую решетку и называется конституционной или химической водой; она может быть выделена из минерала лишь при полном разрушении его молекулы, для чего чаще всего требуется нагревание до 400° С и выше.

Надо думать, что такая вода, входя в соединение с другими элементами, теряет связь между своими атомами, т. е. между атомами H и O; любопытно, однако, что в иных условиях, при обратных явлениях дегидратации, она вновь выходит из минерала в виде молекул H_2O; очевидно, между атомами кислорода и водорода при этом вновь восстанавливается химическая связь. Примером минералов зоны осадкообразования, образующихся при такого рода гидратации, может служить диаспор, один из продуктов поверхностного разложения магматических алюмосиликатов, химический состав которого выражается формулой $Al_2O_3 \cdot H_2O$ или $AlO \cdot OH$; он теряет воду лишь при 450—500° С. Сюда же относится каолинит — $H_2Al_2Si_2O_8 \cdot H_2O$, одна молекула воды которого химически связана с Al и Si, и где два первых атома водорода имеют, как известно, кислотный характер.

2. Вхождение в состав кристаллических минеральных новообразований с сохранением молекулы H_2O, причем количество молекул воды находится, как и в первом случае, в простом и в постоянном отношении к количеству молекул безводного соединения; последнее может быть получено из гидратизированного минерала обычно уже при нагревании ниже 400° С. Вода, входящая в состав подобных гидратизированных соединений, называется кристаллизационной. В этом случае вода участвует совместно с основным веществом в построении строго закономерных кристаллических решеток, не образуя, однако, какого-либо химического соединения в узком понимании этого слова, а входит как бы чисто физически в кристаллическое сооружение, будучи связана с основным веществом кристал-

лизационными силами. Подобный случай гидратизации в зоне осадкообразования имеет место, например, при образовании соды ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$), гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) и многих других продуктов разложения.

3. Вхождение воды в состав минерала также с сохранением молекулы H_2O, но в переменном количестве; при таком виде гидратации содержание воды в минерале может колебаться в довольно широких пределах без нарушения физической однородности минерала, но с изменением его физических свойств (уд. веса, оптических констант, окраски и т. д.). В этом случае молекулы воды как бы пропитывают минерал, размещаясь в пустых промежутках кристаллической решетки и находясь, следовательно, в состоянии твердого раствора; такая вода называется р а с т в о р е н н о й или ц е о л и т н о й; при нагревании она начинает выделяться уже при температуре 80—120° С, причем полностью ее выделение заканчивается обычно примерно при 400° С. В зоне осадкообразования подобный вид гидратации наблюдается очень часто, например, при переходе гематита — Fe_2O_3 в гидрогематит — $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, где $n < 1$, при гидратации полевых шпатов с образованием цеолитов и т. д.

4. Наконец, очень часто наблюдается поглощение воды поверхностью частиц, слагающих горные породы; в этом случае проявляются уже адсорбционные силы, энергия поверхности. Такая вода известна под названием г и г р о с к о п и ч е с к о й, а в случае коллоидальных тел — к о л л о и д н о й. Разумеется, что чем больше будет достигнуто раздробление породы, тем больше будет суммарная поверхность слагающих ее частиц и тем больше поэтому она сможет адсорбировать воды; следовательно, степень поглощения гигроскопической или коллоидной воды прямым образом зависит от степени раздробления породы. Это правило часто настолько хорошо выдерживается, что, например, по содержанию в глинах какого-либо определенного месторождения гигроскопической воды иногда даже удается приблизительно судить об их механическом составе (о крупности слагающих их зерен). Этот вид гидратации является в зоне осадкообразования едва ли не самым распространенным и постоянно сопутствует всем видам как химического разложения, так и физического раздробления материнских горных пород.

Последний вид гидратации лишь условно может быть причислен к процессам химического разложения, так как здесь, строго говоря, мы имеем дело с физическим, а не химическим явлением. Тем более сюда не могут быть причислены явления увлажнения горных пород, связанные с проникновением в породу пленочной, диффузнорассеянной капельно-жидкой и капиллярной воды, хотя такое увлажнение наблюдается в зоне осадкообразования буквально на каждом шагу; часто оно служит причиной развития в дальнейшем действительных химических процессов гидратации минералов.

Гидратация сопровождается увеличением объема изначальных пород, если только при этом не происходит выноса каких-либо других растворимых компонентов.

Гидратация очень часто протекает на некоторой глубине от земной поверхности, где каждое минеральное тело занимает определенный объем, ограниченный окружающими ее породами; если при этом происходит увеличение объема от поглощения воды, то в гидратизирующихся минералах развиваются усилия, приводящие к местному нарушению первоначального залегания пород. При этом часто развивается трещиноватость или же горизонтально-слоистые породы собираются в мелкие складки, нередко очень правильные, которые иногда ошибочно принимаются либо за результат проявления тектонических сил, либо за ископаемые знаки ряби (волноприбойные знаки). Минералогическое исследование вещества самой породы и обнаружение в ее составе гидратизированных минералов помогает, однако, понять истинные причины подобной мелкой складчатости.

Явления нарушений первоначального залегания горных пород, связанные с гидратацией, особенно часто наблюдаются в гипсово-ангидритовых и гипсово-доломитовых толщах, где изначально отложившийся ангидрит ($CaSO_4$) вследствие присоединения воды переходит в гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) с увеличением объема примерно на 38% (по У. Х. Твенхофелу, другие авторы дают цифру 33%); в частности, вторичная складчатость и гофрировка пород, вызванные гидратацией, составляют обычное явление среди галогенных толщ пермского возраста, принимающих участие в геологическом строении восточных нефтяных районов (Башкирия, Татария и др.; рис. 6).

Рис. 6. Гипс с нарушенной слоистостью (вследствие перехода ангидрита в гипс). Керн буровой скважины. $^1/_3$ натур. вел. Башкирия. (Музей Моск. нефт. ин-та).

Отметим, что Ван-Хайз считает, что при явлениях гидратации может иметь место увеличение объема пород до 160%, хотя обычно оно много ниже 50%.

Следует указать, что в некоторых случаях в зоне осадкообразования возможны процессы, противоположные гидратации, а именно — дегидратации или потери воды; они свойственны преимущественно сухим жарким областям, как, например, пустыням и отчасти полупустыням. Ниже мы увидим, что в стратисфере явления дегидратации играют несравненно большую роль, чем в зоне осадкообразования.

Процессы гидратации и связанные с ними побочные явления, так же как и процессы окисления, нельзя считать изученными с исчерпывающей полнотой и они ждут еще своих исследователей.

Несмотря на многие не вполне ясные детали, все же несомненно, что действие гидратации очень часто приводит не только к разложению магматических и других минералов, но к образованию из них новых водных соединений (опала, гидроокисей железа, марганца и т. д.), нередко обладающих существенно различной растворимостью. Это обстоятельство необходимо особенно подчеркнуть, так как оно предопределяет собою совершенно различную последующую историю продуктов гидратации в зоне осадкообразования, обусловливая различные условия их переноса и осаждения.

Вынос катионов чаще известен в геологической литературе под более общим, но менее определенным названием выщелачивания или растворения. Он связан преимущественно с комбинированным действием на материнские породы углекислоты и воды ($CO_2 + H_2O$); нередко, впрочем, вынос катионов бывает обусловлен воздействием на породы растворов, содержащих органические или минеральные кислоты, а в некоторых случаях — щелочи.

Мы рассмотрим последовательно влияние на разложение всех перечисленных главнейших факторов, причем начнем с наиболее распространенного, почти универсального процесса карбонатизации.

1. Карбонатизацией, или карбонизацией называется совокупность процессов разложения, приводящих к образованию углекислых солей и, обычно, к их последующему выносу растворами.

Карбонатизация связана с наличием CO_2 в атмосфере и в природных водах. Содержание углекислого газа в атмосфере, как уже известно, составляет 0,03%; содержание же его в водах весьма различно, что сопряжено с целым рядом причин.

Растворимость CO_2 в воде, так же как и растворимость кислорода, зависит от температурных условий, что можно видеть из табл. 14, где приведены цифры, характеризующие растворимость в дистиллированной воде чистого, так сказать, стопроцентного углекислого газа, не разбавленного другими газами атмосферы[1].

Таблица 14

Растворимость CO_2 в воде на 1 *л* воды при давлении 760 *мм*

(По Бору и Боку)

$t°$	*см*³	*г*	Весовые %	$t°$	*см*³	*г*	Весовые %
0°	1 713	3,347	0,33	+30°	665	1,250	0,13
+ 5°	1 424	2,774	0,28	+35°	592	1,106	0,11
+10°	1 194	2,319	0,23	+40°	530	0,974	0,10
+15°	1 019	1,971	0,20	+45°	479	0,862	0,09
+20°	878	1,689	0,17	+50°	436	0,762	0,08
+25°	759	1,450	0,15	+60°	359	0,577	0,06

Среднее содержание углекислоты в различных типах природных вод Торп характеризует цифрами, приведенными в табл. 15 (по В. И. Вернадскому, 1934).

В последнем столбце табл. 15 дано процентное содержание CO_2 по отношению ко всем газам, растворенным в данном типе природных вод; эти цифры были высчитаны на основании данных первых трех столбцов. Они являются весьма показательными и говорят об особой, предпочтительной растворимости в воде углекислого газа по сравнению с другими газами атмосферы, чем и объясняется, между прочим, активное разлагающее воздействие углекислоты на горные породы и минералы, несмотря на ее незначительное содержание в атмосфере.

[1] Содержание CO_2 в воде, конечно, зависит также от парциального давления ее в атмосфере, с которой вода входит в соприкосновение. В частности, растворимость углекислоты сопряжена не только с температурой, но и с давлением; так, например, известно, что при давлении 30 *ат* и 0° С содержание ее в воде составляет 0,65% по весу, тогда как при той же температуре, но при нормальном давлении — 0,33%.

Средний состав газов в различных типах вод

(В весовых % к воде)

Типы вод	N_2	O_2	CO_2	% CO_2 от всех растворенных газов
Дождевая вода	0,0016	0,00092	0,00026	9,3
Горные источники	0,0018	0,0010	0,00055	16,4
Речная вода	0,0027	0,0014	0,0044	51,8
Подземные воды из известковых пород	0,0021	0,00004	0,011	81,8
Морская вода	0,0023	0,0014	0,0030—0,0053	49,3—58,9

Действительно, в то время как в атмосфере содержание CO_2 определяется цифрой всего лишь 0,03%, отношение CO_2 к газам, растворенным в дождевой воде, характеризуется уже примерно 9%; количественная роль углекислоты в газах дождевой воды в среднем возрастает, следовательно, по сравнению с атмосферой приблизительно в 300 раз, в речных водах — в 1700—1750 раз, в подземных водах из известковых пород — более чем в 2700 раз.

Такое резко преимущественное поглощение природными водами углекислоты по сравнению с другими газами атмосферы стоит в связи с особыми химическими свойствами CO_2. Известно, что углекислый газ образует с водой весьма подвижную и малоустойчивую кислоту — H_2CO_3; последняя дает большое разнообразие солей, многие из которых в условиях зоны осадкообразования являются вполне устойчивыми. Поэтому в природных водах углекислота может находиться в следующих состояниях:

а) «Свободная» углекислота, находящаяся в состоянии раствора в виде CO_2 или, может быть, в форме ионов CO_3''.

б) «Карбонатная» или «прочно связанная» CO_2, входящая в состав средних карбонатов или монокарбонатов, например, $CaCO_3$, $MgCO_3$, Na_2CO_3 и т. п.

в) «Бикарбонатная», «гидрокарбонатная» или «полусвязанная», входящая в состав бикарбонатов, как, например, $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$ и т. д.

Карбонатная и бикарбонатная кислоты объединяются под общим названием «связанной» в отличие от свободной. Соотношение между перечисленными видами углекислоты не является в природных водах постоянной величиной, а легко может испытывать изменения. Последние возможны по разным причинам: во-первых, если вода пересытится монокарбонатными соединениями, то часть их может выпасть в осадок, а вместе с ними из воды будет удалено некоторое количество карбонатной углекислоты; во-вторых, часть бикарбонатов, как соединений весьма неустойчивых и способных претерпевать изменения под влиянием незначительных колебаний физико-химических условий (некоторое повышение температуры

раствора или его концентрации под влиянием испарения и т. д.), весьма легко переходят в монокарбонаты. Реакция протекает по уравнению:

$$Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CaCO_3 + H_2O + CO_2.$$

Образующийся при этом $CaCO_3$ (или соответственно — $MgCO_3$) обычно выпадает в осадок, а освобождающаяся CO_2 либо увеличивает содержание в воде свободной углекислоты, либо, если вода уже ею насыщена, в виде газовой фазы выделяется в атмосферу.

Отметим, что приведенная только что реакция является обратимой и может итти в ту или другую сторону в зависимости от условий окружающей среды.

Для нас важно подчеркнуть, что связанная углекислота, как входящая уже в то или иное соединение с металлами (если только она не переходит в состояние свободной в результате указанного разложения бикарбонатов), непосредственно не оказывает разлагающего воздействия на горные породы и минералы; в этом состоит ее отличие от свободной CO_2, способной легко вступать в химические реакции.

Судя, однако, по аналогии с лабораторными наблюдениями над действием углекислых вод на бетон, известковые и другие породы, следует думать, что и в природной обстановке не все количество свободной углекислоты может входить в соединение с породами, а лишь некоторая ее часть, что зависит от системы равновесия, устанавливающейся в данном растворе. Та часть свободной CO_2, которая оказывает разлагающее действие на бетон, мрамор, известняк и т. п., получила у гидрогеологов название а г р е с с и в н о й у г л е к и с л о т ы[1].

Действие вод, содержащих агрессивную углекислоту, на минеральные образования, с которыми они входят в соприкосновение, проявляется в условиях зоны осадкообразования различно, но главным образом в двух направлениях, а именно:

а) Р а з л о ж е н и е с и л и к а т о в. Так как в условиях земной поверхности углекислота ведет себя как более энергичная кислота, чем кремнекислота, то она разлагает всевозможные силикаты, вытесняет из них кремнезем, а сама связывается с металлами, входившими ранее в состав силикатов, образуя карбонаты или бикарбонаты.

---

[1] Количество агрессивной CO_2 определяется в водах или анализом, или путем вычисления из свободной и связанной углекислоты. Аналитическое определение заключается в том, что в склянку с испытуемой водой прибавляют несколько грамм порошка мрамора, тщательно взбалтывают и оставляют стоять 2—3 дня. Затем часть отстоявшейся прозрачной жидкости отбирают пипеткой и титруют $^1/_{10}$ нормальной серной кислотой в присутствии метилоранжа. Таким образом находят общее количество полусвязанной углекислоты, как ранее имевшейся в растворе, так и образовавшейся за время стояния воды с порошком мрамора. Вычитая из этого количества полусвязанную углекислоту, определенную в воде ранее, получают количество агрессивной углекислоты. Подробнее см. в руководствах по химическому анализу вод.

В простейшем случае разложения, например, волластонита ($CaSiO_3$), реакция будет протекать по следующему уравнению:

$$CaSiO_3 + CO_2 + n\,H_2O = \underset{\text{кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{опал}}{SiO_2 \cdot n\,H_2O}$$

или

$$CaSiO_3 + 2CO_2 + n\,H_2O = Ca(HCO_3)_2 + SiO_2 \cdot n\,H_2O$$

Подобные реакции, известные под названием реакций карбонатизации, затрагивают не только простые силикаты, но и сложные алюмосиликаты. Так, реакция разложения калиевых полевых шпатов, являющихся наиболее распространенными минералами в земной коре, выражается следующим уравнением:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{K_2Al_2Si_6O_{16}} + CO_2 + 2H_2O = \underset{\text{поташ}}{K_2CO_3} + \underset{\text{каолин}}{H_2Al_2Si_2O_8 \cdot H_2O} + 4SiO_2$$

Разумеется, что в природной обстановке возможны несравненно более сложные случаи разложения отдельных минералов под влиянием углекислоты и воды, каждый из которых требует специального изучения. Но как бы ни протекал этот процесс, он всегда приводит к образованию за счет силикатов углекислых солей различных металлов (Ca, Mg, $Fe^{\cdot\cdot}$, K, Na, Li, Cu, Mn и др.), многие из которых являются более или менее легко растворимыми. Это обусловливает их последующие выщелачивания, а следовательно, и разобщение составных частей первоначальных минералов, одни из которых остаются на месте, а другие уходят прочь. Так как наиболее характерной чертой этого процесса является то, что именно катионы, как правило, образуют в данном случае растворимые соединения, тогда как основная масса анионов (SiO_2 и др.) остается на месте разложения, то он и получил название процесса «выноса катионов». В общем ходе явлений осадкообразования он играет, несомненно, выдающуюся роль.

б) Растворение и осаждение карбонатов. Второе, также весьма важное явление, связанное с химическим действием CO_2, представляет собою растворение и осаждение карбонатов.

Монокарбонаты кальция, магния и закиси железа, образующиеся при поверхностном разложении силикатов и других минералов, сами по себе являются трудно растворимыми в чистой воде. Однако, лабораторным путем давно было выяснено, что углекислые соли щелочноземельных металлов, закиси железа, марганца и некоторых других элементов резко повышают свою растворимость в воде в присутствии свободной углекислоты. Это связано с переходом упомянутых монокарбонатов в присутствии свободной CO_2 в значительно более растворимые бикарбонаты.

Насколько резко отличается растворимость моно- и бикарбонатов, можно судить по данным табл. 16.

Таблица 16

Растворимость карбонатов и бикарбонатов

(В 1 *л* воды)

Карбонаты	*t°*	*г*	Бикарбонаты	*t°*	*г*	Примечания
$CaCO_3$ [1]	18°	0,0131	$Ca(HCO_3)_2$	15°	0,1904—0,3850	По разным данным
$MgCO_3$	обычная	0,0094	$Mg(HCO_3)_2$	12°	0,097	
$FeCO_3$	25°	0,0006	$Fe(HCO_3)_2$	18°	0,027(?)	

Эти цифры говорят сами за себя. Чтобы реальнее представить себе их можно высчитать, что для полного растворения, например, 1 $м^3$ чистого известняка с уд. весом 2,6 понадобилось бы либо около 4000 больших четырехосных железнодорожных цистерн дистиллированной воды (емкость каждой цистерны 50 $м^3$), либо только около 450—225 таких же цистерн с водой, насыщенной CO_2; при этом учтено, что 0,1904 *г* $Ca(HCO_3)_2$ в переводе на $CaCO_3$ составляет 0,1175 *г*.

Отметим попутно, что эти цифры указывают в общем на весьма значительное количество воды, потребное для образования, например, небольшой свободной полости в известняке объемом всего около 1 $м^3$; в действительности же требуется еще больше влаги, так как при наших расчетах мы приняли предельную растворимость $CaCO_3$ в водах, которая, однако, достигается в природной обстановке далеко не всегда.

Так или иначе, наличие в водах свободной углекислоты, способной переводить монокарбонаты в более растворимые бикарбонаты, существенным образом меняет поведение некоторых продуктов химического разложения, обусловливая возможность их переноса в зоне осадкообразования на значительные расстояния от места разложения.

Природные воды могут растворять, а затем вновь отлагать карбонаты в связи с изменением их температуры, так как при этом

[1] Любопытно, что по данным Kendall (1912) различные модификации $CaCO_3$ растворяются в воде неодинаково; менее устойчивый арагонит оказывается более подвижным, чем более устойчивый кальцит; искусственно полученный $CaCO_3$ занимает промежуточное место; это видно из следующей таблички:

Растворимость различных модификаций $CaCO_3$

(В *л* 1 воды)

Вещество \ Температура °С	25	50	75
Кальцит	0,01433	0,01504	0,01779
Осажденный $CaCO_3$, аморфный	0,01445	0,01515	0,01816
Арагонит	0,01528	0,01617	0,01902

растворимость карбонатов сильно меняется: растворимость их понижается с возрастанием температуры, что связано с переходом бикарбонатов при нагревании в монокарбонаты. Зависимость между температурой и растворимостью, например $MgCO_3$, характеризуется цифрами, приведенными в табл. 17.

Таблица 17

Растворимость $MgCO_3$ в зависимости от температуры

(В 1 *л* воды, насыщенной CO_2;
по Энгелю и Виллю, 1885)

t°C	Давление, *мм*	$MgCO_3$, *г*	*t*° C	Давление, *мм*	$MgCO_3$, *г*
13,4	751	28,45	70,0	765	8,1
19,5	763	25,79	82,0	765	4,9
29,3	762	21,94	90,0	765	2,4
46,0	764	15,7	100,0	765	0,0

Аналогичным образом ведут себя и другие карбонаты.

В общем можно сказать, что *холодные воды осуществляют вынос катионов в виде углекислых солей гораздо энергичнее, чем воды теплые.* Следовательно, подвижность карбонатов территориально связана с климатическими поясами, а во времени — с сезонными явлениями.

Способность бикарбонатов легко терять часть своей углекислоты с переходом в монокарбонаты (см. реакцию на стр. 68), а затем при изменившейся обстановке вновь возвращаться в бикарбонатное состояние, создает у поверхности Земли очень прихотливые условия перемещения некоторых продуктов разложения материнских горных пород.

Принимая, однако, во внимание неустойчивость бикарбонатов, мы должны все же признать, что, несмотря на возможные многократные изменения, углекислые соли зоны осадкообразования стремятся в конце концов перейти в более устойчивые монокарбонаты и в этом виде войти в состав осадочных пород. Таково конечное направление этого процесса, которое часто достигается, впрочем, в результате очень сложных и многочисленных переходов бикарбонатов в карбонаты и обратно.

Легкое растворение и обратное выделение углекислой извести было, между прочим, с древнейших геологических эпох использовано органической природой для образования защитных и опорных скелетных приспособлений, состоящих преимущественно из $CaCO_3$. Многие животные — кораллы, иглокожие, моллюски и пр. — в течение своей жизни выделяют часто такое количество карбоната кальция, которое в сотни, а у кораллов и в тысячи раз превышает вес их мягкого тела. Организмы, используя, таким образом, химические свойства неорганической материи, как бы включаются в минеральные процессы, протекающие в зоне осадкообразования, часто в той или иной мере ускоряя их, но не меняя заметным образом и без того неизбежного направления процесса.

Мы не касаемся здесь возможного образования в зоне осадконакопления бикарбонатов щелочных металлов (K, Na, Li и др.), так как их моно-

карбонаты обладают также высокой растворимостью [1]; следовательно, переход бикарбонатов щелочей в монокарбонаты и обратно не вносит существенных изменений в характер процесса поверхностного перемещения вещества в растворенном виде.

Зона возможного активного воздействия углекислоты на литосферу, разумеется, совпадает с поясом циркуляции приповерхностных вод; здесь, следовательно, мы наблюдаем значительную аналогию с пространственным положением пояса окисления.

Явление карбонатизации горных пород теоретически должно сопровождаться увеличением их объема вследствие поглощения CO_2 из атмосферы и гидросферы (по Ван-Хайзу возможное увеличение объема колеблется для различных пород и при различных условиях от 5 до 75%, чаще же составляет от 15 до 50%). Но ввиду того, что карбонатизация почти всегда сопровождается растворением и выносом катионов, увеличение объема разлагающихся пород практически при этом почти никогда не наблюдается.

2. Действие гумусовых и других кислот. Выше было указано, что вынос катионов может быть связан с воздействием на породы не только CO_2, но также органических или минеральных кислот.

Верхняя часть *литосферы в настоящее геологическое время* более или менее проникнута мелкими корешками растений, окончания которых выделяют, как известно, настолько сильные кислоты, что они переводят в растворимую форму различные минеральные вещества, находящиеся поблизости и служащие для питания растений. Но несравненно более значительно осадкообразующее действие гумусовых кислот, которые возникают при гниении растительных веществ (так называемый «перегной») и которые содержатся в том или ином количестве в любой почве.

Поскольку с действием гумусовых кислот нам придется встречаться не только при рассмотрении процессов химического разложения горных пород, но и в других разделах курса, здесь необходимо познакомиться несколько более подробно с распространением гумуса, его составом и основными свойствами, интересными с точки зрения осадкообразования.

Из почвоведения известно, что содержание гумуса или иначе «перегноя» в почвах, вообще говоря, стоит в зависимости от условий влажности, определяемых количеством годовых осадков и испаряемостью. На рис. 7 приведена интересная и весьма наглядная схема, представляющая собой упрощенный почвенный профиль, проведенный примерно от г. Ленинграда (слева) *до сел. Нукуса* в низовьях р. Сыр-Дарьи (справа). Он пересекает, таким образом, различные почвенные зоны и проходит через области, в которых количество годовых осадков прогрессивно снижается, а испаряемость увеличивается (см. кривые в верхней части рисунка). Параллельно уменьшению осадков уменьшаются также мощность и густота растительного покрова. Вертикально заштрихованная верхняя часть профиля отображает относительную мощность перегнойного горизонта почв; густота штриховки более или менее соответствует содержанию в названном горизонте гумуса. Косые пунктирные линии указывают границы распределения выщелачиваемых из почв веществ; их мы рассматривать сейчас не будем, так как они не имеют

[1] При 10° С в 1 *л* воды растворяется $NaHCO_3$ в количестве 75,8 *г*, а $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ — в количестве 112,0 *г*; если, однако, пересчитать последнюю цифру на безводный Na_2CO_3, то мы получим 38,0 *г*.

прямого отношения к разбираемому здесь вопросу; следует лишь обратить внимание на вымывание гумусовых веществ в области подзолистых почв (см. левую часть рис. 7), в результате чего они образуют здесь скопление *в подпочвенных слоях, обедняя тем самым перегной самую почву.*

Полезно сопоставить рис. 7 с цифровыми данными табл. 18, где приведено среднее содержание гумуса в пахотном слое различных почв СССР.

Если следовать, таким образом, из области развития черноземных почв, где наблюдается максимальная концентрация гумуса, как в сторону местностей с повышенной влажностью, *так и в сторону засушливых районов*, то и в том, и в другом случае мы будем перемещаться в области развития почв, все более и более обедненных гумусом. Однако, причины, вызывающие это явление, имеющее на первый взгляд симметричный характер, существенно отличны для районов одного и другого направления.

Действительно, бедность гумусом почв засушливых местностей связана, с одной стороны, с малой густотой здешнего растительного покрова и, следовательно, с недостатком растительного материала, который в результате перегноя и дает гумусовые вещества; с другой стороны, в сухих областях сам процесс изменения мертвого растительного вещества носит своеобразные черты; в частности, значительная часть остатков растений здесь *быстро подвергается* более или менее полному окислению. В результате все это вместе взятое приводит к тому, что почвы сухих местностей *изначально* бывают бедны гумусовыми веществами вследствие образования его в относительно небольших количествах.

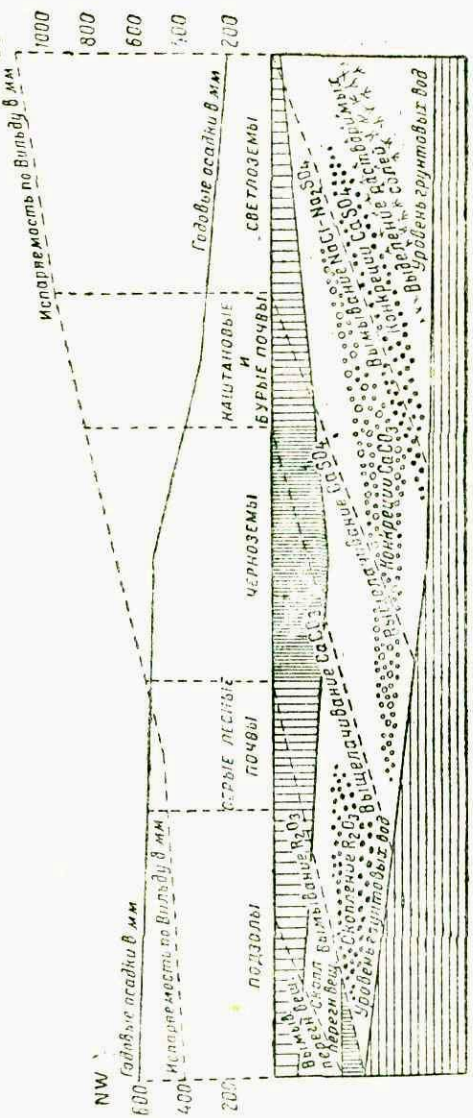


Рис. 7. Схематический профиль типов почвообразования умеренного пояса в связи с количеством атмосферных осадков и испаряемостью (по С. А. Захарову, 1931).

Совершенно иные соотношения имеют место в северных влажных местностях. *Достаточный растительный покров, а главное — благоприятные* условия для образования и химического сохранения гумуса, обеспечивают обильное распространение здесь гумусовых веществ; частое нахождение в условиях умеренного и влажного климата торфяных болот и торфяных почв

Таблица 18

Среднее содержание гумуса в пахотном слое почв СССР

(По Н. Соколову, 1930)

Типы почв	Содержание гумуса, %
Торфяные болотные почвы	до 95—98
Подзолистые почвы	1,3—3,5
Почвы лесостепной полосы (серые лесные) на западе	2—4
То же, на востоке	6—8
Чернозем [1]	6—8
Каштановые почвы	2—5
Бурые почвы	ок. 2
Сероземы	1—2

подтверждает высказанное только что положение. Но в силу целого ряда причин, которые подробно освещаются в почвоведении, гумус не фиксируется в почве умеренных и влажных широт. Почвенными и грунтовыми водами он перемещается либо в подпочвенные слои (см. левую часть рис. 7), либо вымывается и вовсе уносится прочь поверхностными водами; поэтому относительную бедность гумусом подзолистых почв северных широт в значительной мере следует рассматривать как явление, связанное не с первичными причинами, а с вторичными процессами вымывания.

В свете изложенного становится вполне понятным, почему именно в водах субарктических областей наблюдается особенно высокое содержание гумусовых соединений и вообще коллоидального органического вещества. Воды, имеющие бурый цвет, в субарктике вовсе не составляют редкого явления; они обычно связаны с торфяными болотами и могут содержать до 45% органического вещества в твердом остатке (например, некоторые воды Финляндии, по Аскану).

Если мы выйдем за пределы климатических зон, типично развитых на территории СССР, то обнаружим еще одну зону, кроме субарктической, где грунтовые и поверхностные воды также могут содержать значительное количество гумуса; это воды тропических стран, где роскошная растительность наряду с исключительной влажностью создает условия для богатого развития процессов образования гумусовых веществ. Здесь воды нередко также имеют темнобурый или даже черный цвет, что связано с присутствием в них органического вещества. Таким образом, выясняются две области — субарктика и тропики — с особенно развитой деятельностью гумусовых вод. Из этого, впрочем, не следует делать заключения, что в других районах их химическое действие совершенно сведено к нулю; напротив, оно проявляется всюду, где есть растительность, хотя в весьма разных масштабах.

Химическая природа гумуса, несмотря на многочисленные работы, выяснена еще недостаточно. Известно, что при обработке почвы щелочью часть гумуса переходит в раствор, часть же остается в нерастворенном виде. Растворимая часть может быть разде-

[1] В песчаных черноземах — не ниже 4%, в тучных глинистых — до 16—20% гумуса.

лена на ряд фракций — гуминовую, ульминовую, креновую, апокреновую кислоты. Нерастворимую часть принято считать индифферентным веществом (гумин, ульмин). Некоторые исследователи рассматривают перечисленные вещества как вполне определенные химические соединения, большинство же почвоведов считает гумусовые кислоты не определенными соединениями, а смесью целого ряда органических веществ. Средний химический состав гумуса представлен в табл. 19; однако, от него могут наблюдаться значительные отклонения, особенно для гумуса из различных климатических зон.

Таблица 19

Средний химический состав гумуса

(По Н. Соколову, 1930)

Элемент	%	Элемент	%	Элемент	%
C	ок. 58	H	ок. 5	Зола	ок. 6
O	„ 28	N	„ 3		
				Сумма	100

Для нас важно отметить два обстоятельства, связанные с гумусовым веществом: а) в природных условиях оно является типичным коллоидом, дающим довольно устойчивые коллоидальные растворы; в таком виде оно легко может перемещаться как по поверхности Земли, так и вместе с грунтовыми водами; б) гумусовый материал обладает ясно выраженными кислотными свойствами; воды, его содержащие, обладают кислой реакцией; отсюда и название «гумусовые кислоты».

Способность гумуса давать легкоподвижные коллоидальные системы с водой играет большую роль в перемещениях некоторых веществ по земной поверхности; об этом будет специальная речь в главе о переносе материала в зоне осадкообразования.

С точки же зрения рассматриваемого нами химического разложения материнских горных пород особенно важны кислотные свойства гумуса.

Гумусовые кислоты, хотя и являются слабыми органическими кислотами, но в условиях зоны осадкообразования все же ведут себя более активно, чем кремнекислота. Поэтому, приходя в соприкосновение с силикатами, они разлагают их, образуя гуминовые соли тех минералов, которые входят в состав силикатов.

Гуминовые соединения, так же как и свободные гумусовые кислоты, обладают свойствами типичных коллоидов; поэтому они легко могут уноситься водами. Этим путем при помощи гумусовых кислот в природе нередко достигается вынос катионов и разобщение их с кремнеземом и другими химическими элементами, с которыми они прежде были связаны в материнских породах.

Судя по имеющимся аналитическим данным, гумусовые кислоты чаще всего выносят Fe и Mn, а также P и S; возможно, впрочем, что последние два элемента, часто обнаруживаемые в результате анализов в гумусовых водах, находятся не в химическом соединении с гумусом, а адсорбированы поверхностью его коллоидальных частиц.

Необходимо подчеркнуть, что роль гумусовых кислот заключается не только в том, что они оказывают на минералы и горные породы разрушающее действие; мало того, они способны восстанавливать окисные соединения. Так, например, они могут переводить окисные соединения железа в закисные, резко меняя, таким образом, их растворимость в воде. Если соединения окиси железа являются весьма трудно растворимыми, то соли закиси железа, напротив, чрезвычайно подвижны и легко переходят в раствор. Этим путем гумусовые соединения вносят значительные изменения в миграцию отдельных элементов (Fe, Mn, V и др.); впрочем это больше имеет отношение к переносу вещества в зоне осадкообразования, чем к его разложению, в связи с чем это явление будет рассмотрено более подробно в другом месте (см. стр. 282).

Разлагающая, равно как и транспортирующая роль гумусовых соединений, проявлялась на протяжении геологической истории Земли далеко не равномерно. В те времена геологического прошлого, когда не было еще континентального растительного покрова, не было и гумуса, поскольку для его возникновения требуется растительный материал. По мере же развития на Земле флоры роль гумусового вещества среди других факторов осадкообразования постепенно должна была все более и более возрастать. В этом нельзя не видеть известного отличия современного осадкообразования от древнего и вновь приходится указать на необходимость внесения ограничений в принцип актуализма. На это в недавнее время обратил внимание геолог Э. Кайзер (1934).

Основные черты разлагающего действия минеральных кислот, которые могут присутствовать в зоне осадкообразования наряду с органическими, вряд ли требуют обширных пояснений.

Известно, что *серная кислота* всегда образуется при окислении серного колчедана — FeS_2, так же как и других сульфидов. Так как мельчайшие зернышки и кристаллики пирита и марказита встречаются в рассеянном состоянии во многих изверженных, метаморфических и осадочных породах, то в продуктах их поверхностного разрушения очень часто можно обнаружить следы этой кислоты (реакции химического разложения пирита см. ниже, стр. 145). Этим путем, однако, очень редко достигается в природе значительная концентрация свободной H_2SO_4, так как последняя почти немедленно входит в химическое взаимодействие с окружающими минералами, разрушая их и соединяясь с их катионами, чаще всего с кальцием. При этом могут образоваться гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) и другие сульфаты, легко удаляемые природными водами вследствие их повышенной растворимости. Следовательно, и в данном случае в конечном итоге имеет место вынос катионов.

Наибольшее содержание, а следовательно, и наибольшее химическое воздействие иона SO_4'' наблюдается обычно в зоне окисления сульфидных месторождений (так называемые рудничные воды). В анализах типичных рудничных вод, приводимых С. С. Смирновым (1936), содержание SO_4'' колеблется от 7,10 до 0,03% от веса вод; повидимому, чаще всего содержание SO_4'' в этом типе природных вод составляет около 1,5—2,0%. Об относительном количестве главнейших анионов в поверхностных водах сульфидных месторождений можно составить себе представление из диаграммы, изображенной на рис. 8 (вершины треугольника соответствуют 100-процентному содержанию соответствующих ионов). Для сравнения на той же диаграмме крестиком показано соотношение тех же ионов в речных водах, для чего использован их средний состав, вычисленный Кларком (1924). Не следует, однако, думать, что вся серная кислота, содержащаяся в рудничных водах, находится в свободном состоянии; напротив, основное ее количество связано с теми или иными металлами и образует сернокислые соли. Этим объясняется то обстоятельство, что Е. Ходж (см. рис. 8) установил кислую реакцию, свидетельствующую о присутствии свободной серной кислоты, лишь у 22 рудничных вод из 50 исследованных; остальные воды оказались либо нейтральными, либо даже щелочными, что связано с их нейтрализацией под влиянием окружающих горных пород (карбоната кальция и др.).

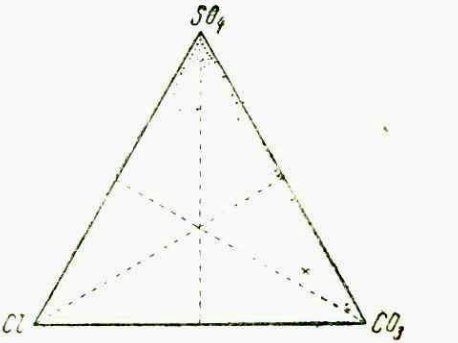


Рис. 8. Диаграмма, показывающая относительные количества SO_4'', Cl', CO_3'' в анализах 50 рудничных вод (по Е. Ходжу, 1915).

× — соотношение тех же ионов в речных водах земного шара (среднее их содержание по Кларку, 1924).

Интересный, но, очевидно, довольно редкий случай нахождения свободной серной кислоты в зоне осадкообразования констатировал А. Е. Ферсман (1925) в районе месторождений самородной серы в пустыне Кара-Кум. По данным этого исследователя кремневая порода, залегающая у земной поверхности, содержит 4,6% (по весу) свободной серной кислоты. Последняя представляет собою продукт окисления элементарной серы в своеобразных пустынных условиях, обладающих высоким кислородным потенциалом. Надо думать, что эти породы являются одним из самых крайних случаев среди минеральных образований зоны осадконакопления, обладающих резко выраженными кислотными свойствами; очевидно, с ними могут сравниться по содержанию свободной кислоты только некоторые продукты вулканической деятельности.

Наряду с перечисленными только что значительными проявлениями серной кислоты, имеющими, однако, чисто местный и исключительный характер, нередко она может наблюдаться в зоне осадкообразования также при самых обычных условиях, правда, в меньших количествах. Примером могут служить берега реки Москвы, где выходят на поверхность черные юрские глины, заключающие в себе желваки серного колчедана. При подмывании берегов, особенно в весеннее время, конкреции пирита и марказита вымываются из глин и скопляются в значительном количестве на бичевнике. Здесь под влиянием кислорода воздуха и действия воды идет их разложение с образованием ряда минеральных продуктов, в том числе серной кислоты, которая либо реагирует с тут же присутствующими солями кальция и других металлов, либо в свободном состоянии сносится дождевыми водами в реку Москву. Возможность образования сернокислых вод в толще подмосковных юрских колчеданистых глин служила, между прочим, предметом специального внимания со стороны Управления строительством канала Волга—Москва в связи с возможным разрушающим действием их на бетонные сооружения.

Разумеется, что совершенно аналогичное образование свободной серной кислоты в поверхностных условиях и ее разлагающее воздействие на окружающие минералы будет наблюдаться повсюду, где только распространены колчеданосодержащие горные породы.

Анион соляной кислоты — Cl' — по существу находится во всех природных водах, что связано с небольшим содержанием хлора во многих горных породах. Все количество освобождающегося из них хлора, конечно, очень быстро связывается с металлами, главным образом натрием и калием. Но так как хлористые соли щелочей чрезвычайно сильно диссоциированы во всегда разбавленных растворах зоны осадкообразования, то в природных водах неизменно имеется известное количество ионов хлора, способных вступать в химические реакции. Они переводят катионы различных минералов в состояние легко растворимых хлоридов и осуществляют, таким образом, их вынос.

Среднее содержание Cl' в речных водах земного шара равно 5,68% от веса сухого осадка (Кларк, 1924).

Азотная кислота образуется, как известно, в небольших количествах при атмосферных электрических разрядах из содержащихся в воздухе азота и кислорода, а также при окислении органических веществ, содержащих азот; последними служат обычно различные отбросы и экскременты животных; наконец, некоторое количество азотной кислоты выделяется в атмосферу при вулканических извержениях.

Находящаяся в воздухе и в почве азотная кислота увлекается дождевыми и грунтовыми водами и приводится, таким образом, в соприкосновение с горными породами. Присутствие в грунтовых водах азотной кислоты часто сопровождается нахождением также аммиака и азотистой кислоты. Среднее содержание NO_3' в речных водах земного шара составляет по Кларку (1924) 0,90% от веса их сухого осадка.

Разлагающее действие азотной кислоты такое же, как и других природных кислот. Однако, образующиеся при этом нитраты не могут сохраняться долго в грунтовых водах, так как быстро используются растениями в качестве питательного вещества. Очень большая растворимость нитратов не допускает возникновения при обычных условиях их местных концентраций, поэтому нитраты скопляются только в районах, лишенных растительности и чрезвычайно бедных водой, каковыми являются пустынные и другие сухие области.

Фосфорная кислота, как разлагающий химический фактор, не играет, повидимому, в зоне осадкообразования значительной роли. Она действует разрушающе на горные породы преимущественно лишь в тех местах, где образуется в ощутимых количествах, как, например, в местах соприкосновения гуано с подстилающими породами.

Обескремнивание, или десиликация (десилификация) минералов, слагающих материнские породы, представляет собою вынос кремнезема, входившего ранее в их состав.

Десиликация касается тех горных пород, которые в том или ином виде содержат SiO_2; чаще всего это будут породы, в состав

которых входят простые или сложные силикаты. Последние, как мы уже знаем, разлагаются под действием O_2, CO_2, H_2O; катионы при этом обычно образуют гидроокиси или карбонаты и нередко уносятся природными водами. Ангидрид кремневой кислоты освобождается и может либо перейти в какую-либо модификацию твердого природного кремнезема (кварц, халцедон, опал, лютецит и др.), либо может быть также удален циркулирующими водами.

Опыты над разложением силиката натрия в лабораторной обстановке под действием соляной кислоты показывают, что в момент своего освобождения из силикатной молекулы, кремнезем образует истинный молекулярный раствор, который, спустя некоторое время, переходит, однако, в коллоидальный. Это позволяет думать, что и в зоне осадкообразования образующийся при разложении силикатов свободный кремнезем первоначально, но очень короткое время, дает вокруг разлагающихся минералов молекулярные растворы кремнекислоты, которые вскоре, однако, переходят в коллоидальное состояние. Впрочем, это предположение основано лишь на аналогии между экспериментом и природной обстановкой, но остается неизвестным, насколько такая аналогия в данном случае возможна.

Во всяком случае, сейчас всеми признается, что кремнезем, если переходит в раствор, то находится там в коллоидальном состоянии. Остается нерешенным вопрос, присутствует ли он в растворах в виде силиката натрия, отвечающего по составу так называемому жидкому стеклу, или же в свободном состоянии в виде опала. Исследования М. Диперта (1913), Е. Моора и Д. Мейнарда (1929) указывают на правильность первого предположения.

Из элементарных руководств по общей и аналитической химии известно, что растворению SiO_2 способствует присутствие слабых растворов едких щелочей и углекислых солей. Именно такие условия чаще всего создаются при химическом разложении силикатов (катионы, связываясь с углекислотой, образуют карбонаты, растворы которых тут же воздействуют растворяющим образом на часть SiO_2). Т. Лаверинг (1923) указывает на бикарбонаты кальция и магния, как на лучшие растворители SiO_2 в природных условиях. Замечено, что гумусовые кислоты также способствуют, если не переводу кремнезема в состояние раствора, то, во всяком случае, его сохранению в растворенном состоянии; об этом можно судить потому, что воды, богатые органическим веществом, обычно богаты также и SiO_2. С количественной стороны процесс десиликации может быть иллюстрирован процентным содержанием SiO_2 в твердом остатке речных вод земного шара (табл. 20).

Зная дебит рек, можно высчитать, что ежегодно реки уносят в море 319 170 тыс. *т* SiO_2; для суждения о величине этой цифры можно указать, что таким же путем ежегодно поступает в море 557 670 тыс. *т* $CaCO_3$; мы видим, что обе эти величины вполне соизмеримы и различаются между собою меньше чем в 2 раза. Между тем, процесс выноса карбоната кальция пользуется гораздо большей известностью, чем процесс десиликации, хотя в действительности они представляют собою явления одного и того же порядка.

Таблица 20

Среднее содержание SiO_2 в твердом остатке речных вод

(По Кларку, 1924)

Континенты	Содержание SiO_2 в %		
	среднее	максимальное	минимальное
Южная Америка . .	18,88	46,22 (р. Уругвай)	3,24 (р. Колорадо)
Африка	17,89	—	—
Азия	9,51	—	—
Европа	8,70	32,54 (р. Ильц)	0,15 (р. Рейн)
Северная Америка .	8,60	39,70 (р. Оймульгия)	0,82 (р. Дженеси)
Среднее для земного шара	11,67		

Накопление и взаимодействие SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3. Только что мы видели, что поверхностные, подземные и грунтовые воды перемещают по лику Земли SiO_2 в количествах, соизмеримых с массой перемещаемых солей кальция и некоторых других катионов. Все эти вещества заимствуются природными водами из продуктов химического разложения, главным образом магматических и метаморфических.

Следовательно, а б с о л ю т н ы е количества SiO_2, с одной стороны, и катионов — с другой, извлекаемые водами из пояса химического разложения литосферы, более или менее одинаковы, с некоторым превышением, правда, массы выносимых катионов.

Тем не менее, в продуктах разложения, остающихся на месте, почти всегда происходит резкое увеличение SiO_2, а частью также Al_2O_3 и Fe_2O_3 и уменьшение содержания щелочных и щелочноземельных металлов. Это кажущееся несоответствие объясняется прежде всего несравненно бо́льшим распространением в земной коре кремния, алюминия и железа, чем всех остальных элементов.

Если бы даже кремнезема выносилось из разрушающихся пород ровно столько, сколько выносится легких металлов, то даже в этом случае, ввиду резко различного их изначального содержания, такой процесс должен был бы привести к о т н о с и т е л ь н о м у накоплению SiO_2 и относительному снижению содержания других элементов. В действительности же, несмотря на подавляющее преобладание в материнских породах двуокиси кремния, он переходит в растворимое состояние даже в несколько меньшем абсолютном количестве, чем катионы других металлов. В конечном итоге это приводит к обогащению продуктов химического разложения пород кремнеземом.

Одновременно с последним накапливаются также окислы алюминия и железа — Al_2O_3 и Fe_2O_3. Их концентрация в продуктах разложения материнских пород, так часто наблюдаемая повсюду, связана с их малой способностью давать растворимые соединения;

следовательно, они могут выноситься водами обычно лишь в незначительной степени, тогда как основная масса этих металлов обогащает собою остающиеся на месте продукты разложения.

Разумеется, что мало подвижные продукты разложения, среди которых превалируют SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3, не могут оставаться в совершенно инертном состоянии; при тех или иных физико-химических изменениях, которые так часто происходят в зоне осадкообразования, они будут реагировать между собою и с окружающим материалом и, в зависимости от обстановки, давать те или иные минеральные новообразования.

Местная концентрация кремнезема, глинозема и окислов железа, а также разобранные уже выше процессы окисления, гидратации, выноса катионов и десиликации и определяют собою основное направление сложных, многообразных, нередко перекрывающих друг друга, явлений поверхностного химического разложения.

5. Морское подводное разложение (гальмиролиз)

Общие данные. Химическое разложение минералов и горных пород происходит не только на континентах, среди атмосферы и пресных вод, но также и на морском дне, в среде соленой морской воды. Разумеется, что процессы разложения, протекающие в морской среде, во многом должны отличаться от явлений наземного разложения, почему они и заслуживают отдельного рассмотрения.

Возможность «подводного выветривания», протекающего в значительных масштабах, обратила на себя внимание лиц, занимающихся осадочными породами, сравнительно недавно. Первая серьезная работа в этой области была опубликована К. Гуммелем в 1922 г.; в ней он предложил, между прочим, называть подводное морское разложение г а л ь м и р о л и з о м. Хотя с тех пор появились некоторые новые работы, в том числе и у нас в СССР (М. В. Кленова, 1927, 1936), тем не менее в чрезвычайно важной проблеме подводного морского разложения остается до сих пор много неясных и спорных мест. Это вполне понятно, так как явления, совершающиеся на дне моря, несоизмеримо менее доступны непосредственному наблюдению, чем континентальные процессы.

В дальнейшем мы будем понимать под гальмиролизом *всю совокупность различных химических процессов, совершающихся под влиянием морских факторов и приводящих к изменению состава минеральных тел, находящихся в море как во взвешенном состоянии, так и на его дне.* Сюда относится, следовательно, не только возникновение минеральных новообразований за счет переработки обломочных частиц, но также явления растворения, окисления, гидратации, катионного обмена и другие химические и физико-химические явления, совершающиеся в морской среде. Естественно, что процессы гальмиролиза могут затрагивать как материал, попадающий в море с суши, так и минералы, выделившиеся ранее из морской воды (последние могут испытывать гальмиролити-

ческое перерождение под влиянием изменившихся условий окружающей морской среды)[1].

Гальмиролиз в отличие от процессов континентального разрушения горных пород почти вовсе не затрагивается в курсах общей геологии; учитывая это, а также новизну вопроса, необходимо остановиться на нем несколько более подробно.

Мы разберем главнейшие факторы, влияющие на разложение минералов в морских условиях; попутно мы познакомимся с некоторыми физико-химическими особенностями морской среды, которые представляют интерес с точки зрения осадкообразования.

Прежде всего, нам необходимо уяснить, какие именно современные морские отложения и какие именно морские фации являются наиболее интересными для петрографа-осадочника? Дело в том, что во многих руководствах по петрографии осадочных пород излагаются сведения о в с е х современных морских и океанических отложениях, как о совершенно равноценных возможных аналогах ископаемых осадков. Из последующего изложения мы увидим, что такой подход к морским отложениям является неправильным и что изучение рыхлого материала, накапливающегося в разных фациях и на разных глубинах, представляет с точки зрения истолкования генезиса осадочных пород совершенно разный интерес.

Известно, что современные морские отложения, в зависимости от глубины их залегания, грубо подразделяются на осадки а б и с с а л ь н о й области (глубины более 1000 *м*), б а т и а л ь н о й (глубины от 200 до 1000 *м*) и н е р и т о в о й (глубины до 200 *м*); наконец, могут быть еще выделены осадки л и т о р а л ь н о й зоны, т. е. той мелководной части морского дна, которая обнажается во время отлива и вновь затопляется водой во время прилива (рис. 9).

По оценке У. Х. Твенхофела (1932) не менее 80% известных нам осадочных пород представляют собою отложения неритовой области; остальные 20% являются ископаемыми осадками других морских и континентальных фаций. Все имеющиеся в настоящий момент данные позволяют считать приведенные цифры более или менее правильными; мало того, с развитием петрографии осадочных пород многие отложения, толковавшиеся ранее как батиальные, а частью даже как абиссальные отложения (например, мел, см. стр. 370), при более правильном толковании процесса осадкообразования начинают рассматривать как отложения не глубоких, а мелких морей. Исключения из этого не составляют и геосинклинальные области, где по справедливому замечанию Д. В. Наливкина (1933) «даже в центральных зонах резко преобладают прибрежные осадки».

[1] Некоторые авторы неправильно ограничивают явления гальмиролиза предполагаемым образованием глауконита и шамуазита в результате подводного химического изменения слюдистых чешуек, принесенных с берега. При этом забывают, что образование указанных минералов было разобрано К. Гуммелем в качестве лишь характерных примеров гальмиролитического распада; разумеется, что гальмиролиз далеко не ограничивается образованием только этих двух минералов, а представляет собою значительно более разнообразное и разнохарактерное явление.

По данным того же У. Х. Твенхофела присутствие ископаемых аналогов батиальных осадков среди изученных до сих пор осадочных пород с достоверностью пока не установлено, хотя их наличие в геологических разрезах представляется вероятным. Надо отметить, что батиальные осадки, однажды отложенные, не испытывают частой эрозии, которой постоянно подвергаются неритовые отложения; поэтому вполне возможно, что количество батиальных осадков, вообще говоря, очень велико, но основная масса их до сих пор не выведена на земную поверхность и остается скрытой под уровнем моря и, следовательно, не доступной для исследователей.

Что касается до абиссальных отложений, то в литературе несколько раз появлялись сообщения об обнаружении там или здесь их ископаемых аналогов (известняки восточных Альп и др.); однако, после более внимательного изучения каждый раз они оказывались осадками значительно меньших глубин. Некоторые геологи, правда, считают, что на Вест-индских островах обнажаются абиссальные осадки мезозойского возраста (J? Cr?); однако, они были описаны в конце прошлого столетия и впоследствии более подробно не изучались. Совершенно прав У. Х. Твенхофел, осторожно указывающий, что «если здесь имеются подлинные отложения глубокого моря, то это является самой замечательной находкой из известных до сего времени».

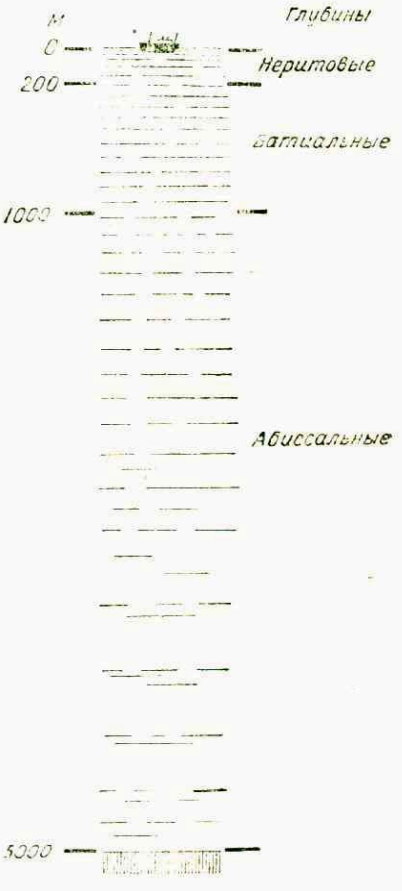


Рис. 9. Океанический пароход над абиссальными глубинами в 5000 *м* (выполнены в одном масштабе). По Ю. Шокальскому, 1933.

Так как несомненные абиссальные отложения до сих пор не установлены ни для палеозоя, ни для мезозоя, И. Вальтер высказал предположение, что глубокого моря в домезозойское время вообще не существовало. Такой взгляд, впрочем, вряд ли является правильным и кажется более вероятным, что абиссальные и батиальные глубины существовали на Земле всегда, но ни разу за всю протекшую геологическую историю нашей планеты осадки этих областей не выходили на земную поверхность. М. М. Тетяев (1934) считает, что возможность превращения абиссальных глубин в сушу, вообще говоря, не исключена и, вероятно, произойдет в весьма отдаленном геологическом будущем.

Из сказанного с совершенной очевидностью вытекает, что при изучении осадочных пород морского происхождения петрографу-осадочнику приходится постоянно иметь дело с мелководными отложениями; поэтому для него особенно ценны сведения о современной неритовой обстановке, тогда как батиальные и тем более абиссальные отложения, не могущие по самой сути дела служить эталонами для непосредственного сравнения, теряют для него значительную долю интереса.

Этим вовсе мы не хотим сказать, что осадки абиссальных и батиальных глубин не должны изучаться петрографически. Напротив, они должны всесторонне изучаться столь же подробно, как и другие современные отложения, но сведения, добытые при

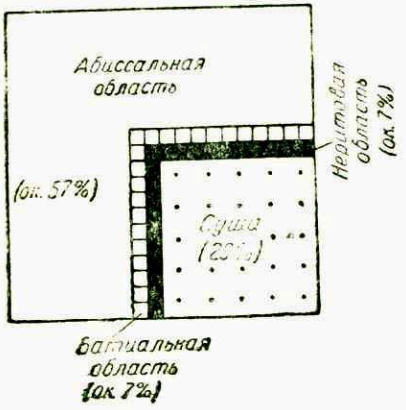


Рис. 10. Относительная площадь современного распространения суши, неритовой, батиальной и абиссальной областей.

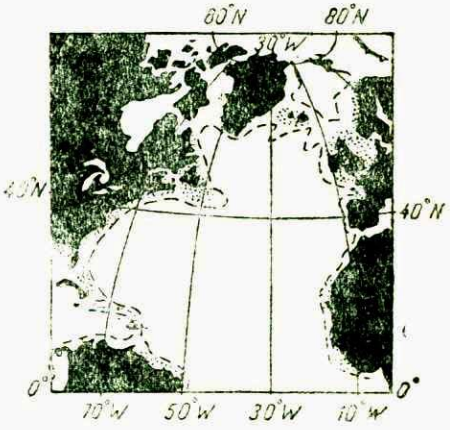


Рис. 11. Северная часть Атлантического океана.
Точками показаны области с глубиной до 200 м; пунктирная линия отвечает изобате 2000 м (по Х. В. Харвею, 1933).

этом, будут представлять больший интерес для специалиста по геологии моря, чем для лица, изучающего ископаемые осадочные горные породы.

Сказанное необходимо постоянно учитывать при использовании каких бы то ни было данных из океанографии, памятуя, что неосмотрительное и необоснованное механическое перенесение их на несоответственные осадочные породы не только не может привести к разрешению того или иного научного вопроса, но может создать ложные и совершенно неправильные представления об условиях древнего осадкообразования, как это уже неоднократно имело место в прошлом.

Условия осадкообразования в неритовой области нельзя, разумеется, рассматривать изолированно от батиальной и абиссальной областей, с которыми она связана тесными взаимопереходами. Но, говоря об условиях осадконакопления вообще в морской обстановке, мы постоянно должны иметь в виду, что на осадочные поро-

ды могут быть перенесены, да и то с необходимой осторожностью и с учетом всей геологической обстановки, лишь особенности, характерные преимущественно для глубин менее 200 *м*.

Площади современного морского дна, занятые неритовыми, батиальными и абиссальными отложениями, далеко не равнозначны: область абиссальных глубин резко преобладает над площадями распространения неритовых и батиальных осадков (см. табл. 21 и рис. 10).

Карта северной части Атлантического океана, воспроизведенная на рис. 11, на конкретном примере дает представление о неравномерном распространении неритовой батиальной и абиссальной областей.

Таблица 21

Площадь распространения современных неритовых, батиальных и абиссальных отложений

(По У. Х. Твенхофелу, 1932)

Отложения	тыс. км²	%
Неритовые	25 800—38 800	ок. 10
Батиальные	38 800	„ 10
Абиссальные	297 850	„ 80

Неритовые области окаймляют собою морские бассейны узкой полосой, редко превосходящей в ширину 160 *км*. В ней происходит усиленное взаимодействие гидросферы с литосферой; здесь резко проявляются противоречия между жидкой массой воды, стремящейся занять наиболее понижение места, и твердой земной корой, воздымающейся над уровнем моря и слагающей его берега; сюда в первую очередь поступает как обломочный, так и растворенный материал, сносимый с континентов; лишь часть его, которая по тем или иным причинам не задерживается в неритовой области, может пройти дальше в область батиальных и абиссальных глубин; именно здесь, в узкой 160-*км* полосе создаются в настоящее время аналоги некоторых ископаемых отложений.

Ширина и площадь распространения неритовой зоны не остаются постоянными на протяжении всей геологической истории Земли. В эпохи, предшествующие очередным мировым геологическим революциям (наиболее сильным фазам горообразования), вследствие эрозионных процессов рельеф земной поверхности сильно сглаживается, общий уровень континентов понижается, приближаясь к пенеплену, и гидросфера заливает значительную часть континентов, проникая вглубь их и образуя обширную сеть мелководных морей. В эти моменты площадь распространения неритовой фации значительно расширяется с тем, чтобы во время ближайших горообразовательных процессов, охватывающих земной шар или ту или иную значительную его территорию, вновь сократиться вследствие общего поднятия континентов. В данный геологический момент, следующий почти непосредственно вслед за последней альпийской революцией, неритовый пояс имеет, очевидно, сильно сокращенные размеры, близкие, повидимому, к возможным минимальным его размерам.

Разумеется, что одновременно с расширением или сокращением неритовой зоны, что связано с изменением рельефа континентов,

а следовательно, также с изменением скорости континентальных потоков, характером переносимого ими материала и пр., существенно меняется самый характер протекающих здесь процессов осадкообразования. Поэтому современный тип осадков, накапливающихся в неритовой зоне, составляет ее особенность лишь при современном ее состоянии; в другие же геологические моменты, при иных соотношениях рельефа континентов, скорости континентальных потоков, ширины неритовой зоны и пр., в последней может образовываться совершенно иной тип осадков, характерный сейчас для иных глубин. Здесь мы вновь встречаемся, таким образом, с существованием прямой зависимости между явлениями горообразования и осадконакопления, которая приобретает в данном случае довольно сложные формы. На этом весьма важном вопросе мы остановимся более подробно в последующем изложении.

Имея теперь общее краткое представление о неритовой области и об ее значении для изучения осадочных пород, мы можем перейти к основному интересующему нас вопросу — к рассмотрению условий гальмиролиза или подводного разложения.

Гальмиролитический распад (подводное разложение) затрагивает не только минералы, поступающие на морское дно с суши, но также продукты подводных вулканических извержений. Если первые, т. е. минералы, поступившие с континентов, подвергаются последовательному разлагающему воздействию континентальных, а затем морских агентов разложения, то продукты подводных извержений испытывают на себе химическое воздействие лишь морской среды.

Основными факторами гальмиролиза являются: а) состав и соленость морских вод, б) температура морской среды, в) давление, г) газовый режим («морская атмосфера»); кроме того, эффективность гальмиролитического распада зависит от: д) скорости накопления осадков и е) жизнедеятельности организмов, главным образом бактерий.

Рассмотрим эти факторы в той последовательности, как они были только что перечислены.

Состав и соленость морских вод. Морские и океанические воды представляют собою природные растворы, относимые В. И. Вернадским (1936) к классу соленых вод. Концентрация растворенных в них солей в схеме обычно считается постоянной на всем протяжении морских и океанических бассейнов и принимается равной около 3,5% или, как принято обозначать у гидрологов, 35‰ (т. е. 35 *г* солей в 1000 *г* воды).

В деталях концентрация морских солей подвержена, однако, заметным колебаниям, особенно в наиболее интересной для нас неритовой области, так же как в так называемых средиземных и окраинных, часто полузамкнутых бассейнах. Существенные отклонения от нормальной морской солености тем более наблюдаются во вполне замкнутых водоемах, уже отшнуровавшихся от мирового океана.

Повышение, а чаще — понижение концентрации морских солей может происходить соответственно либо под влиянием усиленного

испарения (результат взаимодействия гидросферы с атмосферой, выражающийся в переходе некоторой части морской воды в газообразное состояние и вхождении ее в этом виде в состав атмосферы), либо под влиянием разбавления морской воды пресной, стекающей с континентов, или же возникающей в связи с таянием льда, особенно в субарктических областях.

Выпадение дождей над поверхностью морей и океанов также оказывает известное влияние на концентрацию морских солей; только что выпавшая дождевая вода, как имеющая меньшую плотность, нежели морская, образует на поверхности океанов лишь кратковременные обособленные скопления в виде пресных луж

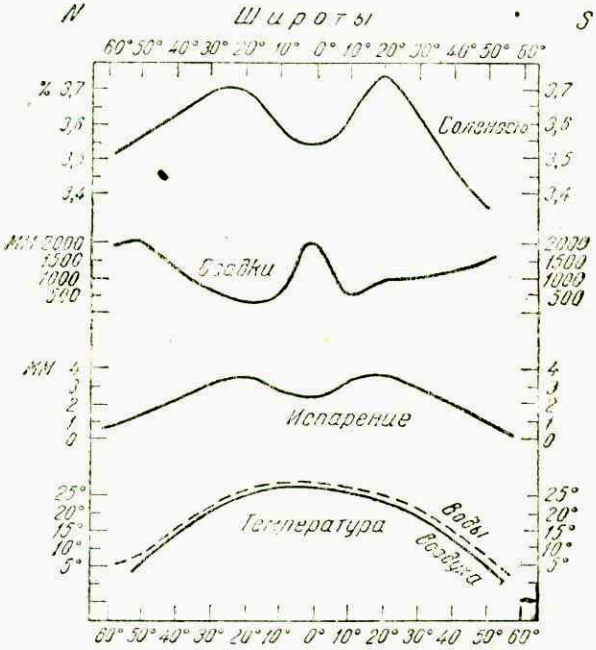


Рис. 12. Графики поверхностной солености осадков, испарения и температуры воды и воздуха по широтам в мировом океане (по Ю. Шокальскому, 1933).

или озер, располагающихся на более тяжелой морской воде; силами диффузии, а главным образом волнением, такие пресные воды быстро смешиваются с нижележащей морской водой, понижая концентрацию поверхностных слоев воды, но не оказывая заметного разбавляющего влияния на значительных глубинах.

Зависимость, существующая в крупных масштабах между соленостью верхних частей морских вод, количеством выпадающих осадков, испарением и температурой воздуха, отчетливо видна на рис. 12, где данные о всех этих величинах даны в виде кривых, отнесенных к географическим широтам; расположение кривых на одном рисунке друг под другом облегчает их сопоставление и делает словесные

комментарии излишними. Необходимо лишь указать, что понижение солености в высоких широтах преимущественно связано с таянием арктических льдов, а также с большим количеством выпадающих здесь осадков, малым испарением и низкой температурой воды и воздуха.

Представление о распределении солености по поверхности всего мирового океана дает карта, воспроизведенная на рис. 13. Из нее видно, что области с наименьшей концентрацией морской воды, если исключить полярные районы, где сказывается опресняющее действие тающего льда, приурочены к прибереговой полосе и имеют наибольшую ширину против мест впадения мощных речных артерий (например, широкая зона опреснения в Бенгальском заливе и др.).

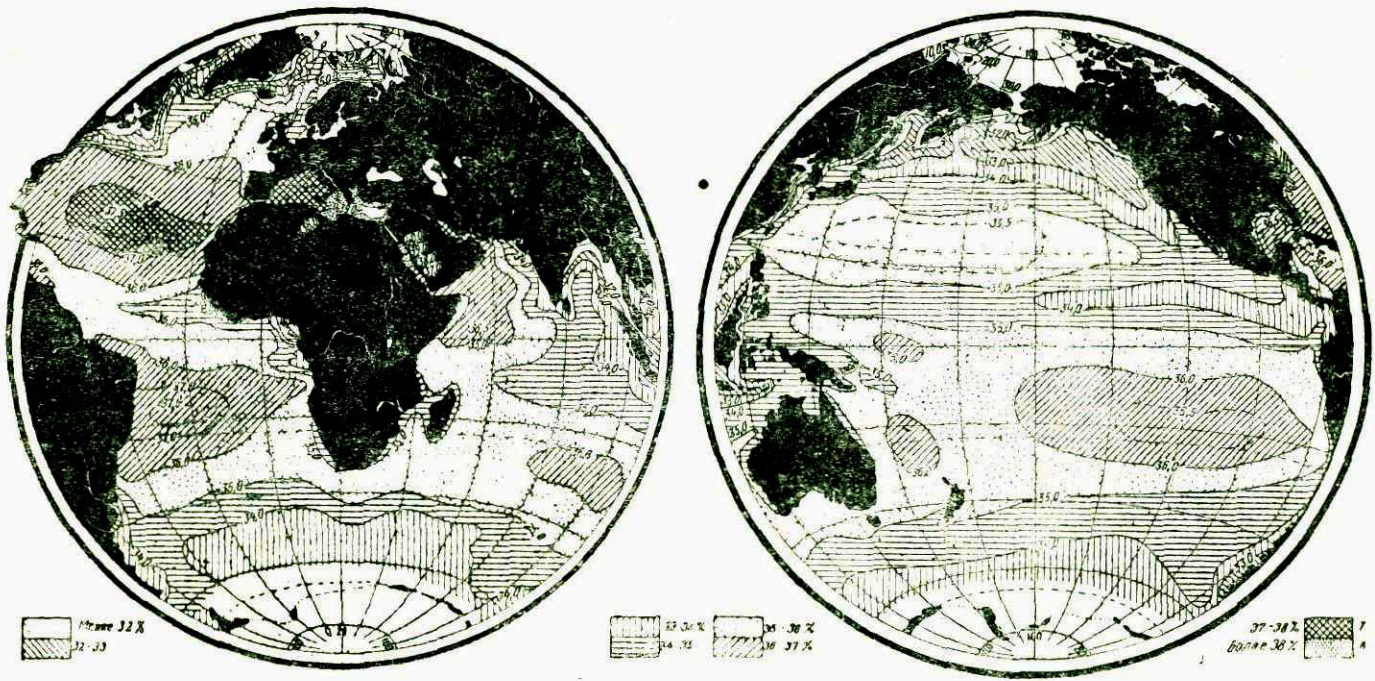
Если осадки, температура и испарение оказывают влияние на соленость открытого мирового океана, то в еще большей мере они отражаются на солености морей, располагающихся в непосредственной близости от континентов, а также морей, как бы ущемленных между ними; здесь же с особенной резкостью сказывается и влияние пресных вод. Насколько значительными могут быть колебания солености морских вод, примыкающих к континентам, видно из табл. 22, где указаны и главнейшие причины отклонения от нормальной солености.

Таблица 22

Поверхностная концентрация солей в различных морях

Названия морей	Соленость, %	Основные причины отклонения от нормальной солености
Балтийское (Невская губа) . .	0,0	Опресняющее действие Невы и других рек
„ (Финский зал.) .	0,6	
„ (центр. часть) . .	0,6—0,8	
„ (западная часть) .	2,0	
Азовское	ок. 1,1	Опресняющее действие рек (Дона, Кубани и др.)
Каспийское	0,1—1,5	Опресняющее действие рек (Волги, Урала, Куры, Терека и др.)
Черное (северная часть) . . .	1,7	Опресняющее действие рек (Дона, Днепра, Дуная и др.)
„ (южная часть)	1,85	
Желтое (южная часть) . . .	3,0	
Средиземное (западная часть)	3,7	Повышенное испарение
„ (восточная часть)	3,9	
Красное	4,1	
Мертвое	до 19,0	То же, близость пустынь
Залив Кара-Богаз-гол . . .	16,3—28,9	

Можно с полным основанием утверждать, что в морях и в участках морей, находящихся под воздействием континентов вследствие близости к последним, практически почти никогда не наблюдается так называемой «нормальной» солености; напротив, для этих участков гидросферы приходится признать нормальным наличие бо́льших или меньших отклонений от так называемой «нормальной» солености.


Менее 32 ‰
32 - 33
33 - 34 ‰
34 - 35
35 - 36 ‰
36 - 37 ‰
37 - 38 ‰
Более 38 ‰

В умеренных и холодных широтах эти отклонения почти всегда будут в сторону пониженной солености, а в экваториальных — в сторону повышенной.

Если, однако, просуммировать отдельные величины, характеризующие соленость, а затем вывести из них среднее, то мы получим, очевидно, для континентальных и межконтинентальных морей, а также и для всей неритовой зоны, окаймляющей все океаны, среднюю величину, указывающую в общем на пониженную соленость морских вод этих водоемов или их приконтинентальных частей. Это с р е д н я я пониженная соленость, несмотря на возможные значительные местные отклонения, и является характерной, так сказать, нормальной соленостью участков гидросферы, примыкающих к суше.

Мы можем, таким образом, сделать вывод, что *в той части современной гидросферы, где накапливаются сейчас аналоги ископаемых пород, наблюдается очень пестрое содержание растворимых солей со значительными местными отклонениями в ту или другую сторону от нормальной солености открытого океана, но с преобладанием пониженной концентрации*, обусловленной разбавляющим действием пресных континентальных и ледниковых вод.

При иной геологической ситуации (иной рельеф суши, иное количество пресных вод, иные температурные условия, и т. д.) средняя соленость той же самой части гидросферы может значительно отличаться от ее теперешней средней солености, не говоря уже о неизбежных местных отклонениях. Поэтому • формулированный выше вывод имеет значение лишь для современных условий и не должен механически переноситься на древнюю геологическую обстановку. Правда, наличие местных отклонений и возможность частых изменений солености хотя бы под влиянием сезонных колебаний дебита рек и пр., повидимому, во все геологические времена остается характерной чертой морских вод, находящихся поблизости от континентов. Это и является существенным для петрографа-осадочника.

Изложенный взгляд на соленость тех участков гидросферы, где протекает сейчас создание будущих осадочных пород, обычно наблюдаемых на континентах, резко расходится с широко распространенным, если можно так выразиться — обезличенным представлением о почти полной стабильности концентрации морских солей на протяжении всей гидросферы.

Конечно, нельзя отрицать, что основная масса гидросферы повсюду имеет примерно одинаковую соленость, равную около 3,5%. Но перед лицом этого несомненного факта петрограф-осадочник не должен забывать, что ископаемые осадки, с которыми ему приходится иметь дело, равно как и их аналоги, образовывались и образуются сейчас не в этой однородной и устойчивой в отношении солености массе океанической воды, а в чрезвычайно пестрой, изменчивой и неустойчивой по солености, в общем узкой каемке гидросферы, примыкающей к континентам.

Все, что говорилось о солености морских вод, было основано на наблюдениях над изменением их концентрации у поверхности;

теперь нам необходимо познакомиться с изменением солености с глубиной, т. е. по вертикали.

В этом направлении, так же как и по поверхности морей и океанов, концентрация морской воды не остается постоянной. В открытом океане, над большими глубинами, вертикальное распределение солености имеет заметные колебания лишь в верхнем слое; на глубинах же около 1500 *м* изменения солености очень малы и выражаются лишь в сотых долях процента.

О распределении солености в океанах можно составить себе представление из рис. 14, где изображен вертикальный разрез Атлантического океана с севера на юг, вдоль западной половины океана, составленный главным образом на основании наблюдений экспедиционного судна «Метеор» в 1925—1927 гг. Из разреза видно, что до 1500—2000 *м* еще наблюдаются заметные изменения в вертикальном распределении солености, но глубже они сильно сглаживаются. Впрочем, уже с глубины около 500 *м* соленость колеблется в пределах лишь десятых долей процента.

Несравненно больший интерес представляет для нас распределение солености по вертикали в морях, тяго-

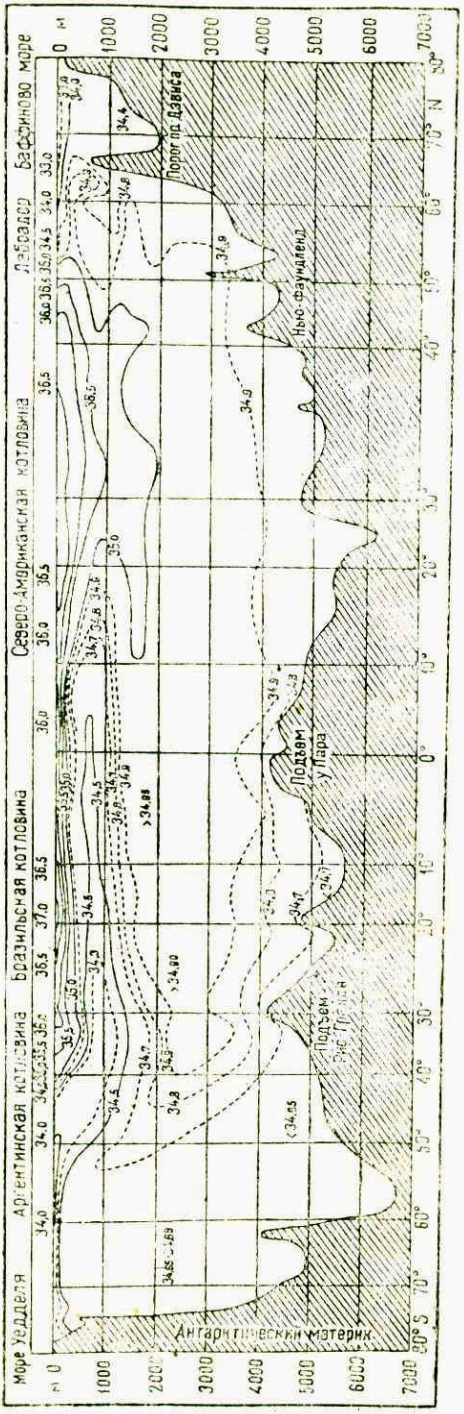


Рис. 14. Распределение солености в западной части Атлантического океана. Цифры указывают содержание солей на 1000 ч. воды (по Ю. Шмальскому, 1933).

тающих к континентам. В открытом океане, как мы только что видели, на некоторой глубине достигается зона известной стабильности, что связано с отсутствием здесь влияния тех многочисленных и переменных факторов, которые действуют на континентах и сильно дают себя еще знать в неглубоких водоемах.

Действительно, поступление с суши значительного количества более легких пресных вод; нагревание верхних частей водоемов под влиянием солнечных лучей и связанное с этим некоторое расширение и уменьшение плотности воды; усиленное испарение в верхних частях бассейнов, что приводит к появлению более соленых и, следовательно, более тяжелых растворов, стремящихся занять пониженные участки, равно как целый ряд других причин создают в морях, расположенных вблизи континентов, более сложные соотношения в распределении их вертикальной солености, чем в открытом океане, приводят к расслаиванию морских вод по их удельному весу и по концентрации, и часто вызывают весьма своеобразные явления вертикальной и горизонтальной их циркуляции.

Об изменении солености с глубиной в ряде морей можно судить по цифрам, приведенным в табл. 23.

Таблица 23

Вертикальное распределение солености в некоторых морях

Названия морей	Глубина, м	Соленость, %
Мраморное море	У поверхности	2,0—2,5
„ „	> 30—50	3,8—3,88
Черное море	У поверхности	1,7—1,8
„ „	100	2,0
„ „	2 200	2,25
Азовское море	У поверхности	1,0—1,2
„ „	У дна	до 1,8
Белое море (при входе из Баренцова моря)	У поверхности	3,20
	70	3,35
Балтийское море у о. Готланда	0— 60	0,70—0,73
„ „ „ „ „	70—100	0,78—1,02
„ „ „ „ „	125—220	1,10—1,47
„ „ Финский зал.	До 60	0,6 —0,8
„ „ „ „	„ 100	0,8 —1,0
„ „ „ „	У дна	до 1,6
Мертвое море	У поверхности	19,0
„ „	300	До 26,0

Из рассмотрения этой таблицы легко вывести заключение, что обычно соленость увеличивается с глубиной. Это объясняется

дифференциацией морских вод внутри водоемов по их плотности; наблюдения показывают, что уже незначительные изменения в концентрации и удельном весе растворов приводят в природе к их расслоению. Для нас это имеет то значение, что *различные составные части будущих осадков* (обломки минералов, раковины отмерших организмов и пр.) *при погружении на морское дно проходят через водную среду с непрерывно возрастающей соленостью*, которая, впрочем, может быть различна для отдельных водоемов. Так как с повышением концентрации морские воды могут оказывать все более активное химическое действие на взвешенные в них частицы, то последние, опускаясь на морское дно, испытывают на себе прогрессивно возрастающее разлагающее воздействие окружающей морской среды, которая усиливается еще более вследствие возрастания с глубиной давления.

Впрочем, в некоторых морях не наблюдается таких простых изменений солености с глубиной, как только что было изложено. Так, например, в Красном море распределение соленостей дает более сложную картину. У поверхности соленость здесь не одинакова: она увеличивается к северу, где достигает 4,18%, тогда как на юге не превышает 3,70—3,77%. Сильное испарение делает самый поверхностный слой солонее, чем нижележащий; зимой его температура несколько понижается, более плотная соленая вода опускается с поверхности вниз и там застаивается; в результате в Красном море можно наблюдать такое вертикальное распределение солености: сверху располагается слой более соленой воды; ниже соленость несколько падает, а в еще более низких горизонтах, куда опускается тяжелая вода с поверхности, вновь наблюдается возрастание концентрации. Средняя соленость Красного моря достигает высокой цифры 3,9%.

Мы рассмотрели основные данные, касающиеся п р о с т р а н с т в е н н о г о распределения концентрации солей в морских водах. Теперь нам необходимо познакомиться с х и м и ч е с к и м составом этих солей, так как от этого во многом зависит гальмиролитическое действие морской воды.

Наиболее ясным представляется для нас химический состав солей, растворенных в океанической воде. На основании многочисленных анализов установлено, что он остается более или менее постоянным на протяжении всего мирового океана (за исключением прибереговой полосы и морей, вдающихся вглубь континентов).

Элементарный химический состав океанической воды, включая сюда водород и кислород, входящие в состав молекул H_2O, дан в табл. 24.

Кроме того, качественно в океанической воде обнаружены Ar, He, Xe, Kr, X, Rn, Ni, Co, Pb, Ti, Bi, Sn, Mo, Ga и некоторые другие элементы.

В табл. 25 приведено содержание главнейших компонентов, входящих в состав океанической воды, приведенное к весу сухого остатка (т. е. к весу растворенных солей). Так как растворенные вещества находятся в морской воде в диссоциированном состоянии, то правильнее выражать их состав в ионах, как это и сделано в

Таблица 24

Химический состав океанической воды

(В % по весу)

Элементы	%	Элементы	%	Элементы	%
O	85,80	Sr	$1 \cdot 10^{-3}$	Fe	$5 \cdot 10^{-6}$
H	10,67	B	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$	As	$3 \cdot 10^{-6}$
Cl	2,00	F	$1 \cdot 10^{-4}$	P	$5 \cdot 10^{-6}$
Na	1,07	Si	$2 \cdot 10^{-5}$	Al	$n \cdot 10^{-6}$
Mg	$1{,}4 \cdot 10^{-1}$	Rb	$2 \cdot 10^{-5}$	Cu	$2 \cdot 10^{-6}$
S	$9 \cdot 10^{-2}$	N	$n \cdot 10^{-5}$	Mn	$n \cdot 10^{-6}$
Ca	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$	Zn	$1 \cdot 10^{-5}$	Cs	$n \cdot 10^{-7}$
K	$3{,}8 \cdot 10^{-2}$	Ba	$n \cdot 10^{-5}$	Ag	$n \cdot 10^{-9}$
Br	$6{,}5 \cdot 10^{-3}$	Li	$7 \cdot 10^{-6}$	Au	$4 \cdot 10^{-10}$
C	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$	I	$5 \cdot 10^{-6}$	Ra	$2 \cdot 10^{-12}$

табл. 25; там же рядом даны цифры, характеризующие наиболее вероятное соотношение солей.

Последний столбец в табл. 25 указывает на резкое преобладание среди морских солей галоидных соединений (88,86%), вслед за которыми идут сульфаты (10,80%) и, наконец, карбонаты (0,34%).

Таблица 25

Состав солей, растворенных в океанической воде

Ионный состав (% по весу)			Солевой состав		
Ионы	Океаническая вода (по Дитмару)	Пределы колебаний для вод океанов и морей (по Вернадскому)	Соли	% по весу (по Кларку)	
$Na^{\cdot}$	30,64	31,2—30,2	NaCl	77,76	88,86
$Mg^{\cdot\cdot}$	3,76	4,0—3,4	$MgCl_2$	10,88	
$Ca^{\cdot\cdot}$	1,20	1,7—0,9	$MgBr_2$	0,22	
$K^{\cdot}$	1,09	2,1—0,64	$MgSO_4$	4,74	10,80
$Cl^{\prime}$	55,21	56,0—54,6	$CaSO_4$	3,60	
$SO_4^{\prime\prime}$	7,70	8,0—7,5	K_2SO_4	2,46	
$CO_3^{\prime\prime}$	0,21	0,72—0,01	$CaCO_3$	0,34	
$Br^{\prime}$	0,19	0,19—0,13			
	100,00			100,00	

Химический состав вод приконтинентальных участков гидросферы не только не освещен столь подробно, как состав океанических вод, но и имеющийся в этой области аналитический материал

остается до сих пор не сведенным, не обобщенным и глубоко не проанализированным; значительная часть его вовсе не опубликована и потому трудно доступна.

Обычно принимается, что солевой состав морских вод, независимости от их концентрации, остается во всех пунктах более или менее постоянным и близким к солевому составу океанической воды.

Эта точка зрения, несомненно, является упрощенной и основанной на анализах проб морской воды, которые обычно берут достаточно далеко от берега в открытом море, так как совершенно не основательно считают, что прибереговые воды, наиболее для нас интересные и, конечно, оказывающие влияние на весь водоем, являются «не характерными».

Аналитические данные, собранные В. И. Вернадским (1936), привели его к заключению, что содержание отдельных ионов в сухом остатке вод, взятых в различных пунктах океанов и морей, колеблется в пределах, указанных в 3-й графе табл. 25.

Эту сводку аналитического материала, действительно, можно было бы рассматривать как указание на весьма постоянный солевой состав морских и океанических вод во всех их частях, если бы при этом были учтены соотношения солей, характерные для приконтинентальной полосы. В действительности, однако, этому условию приведенная таблица не удовлетворяет; в ней, в частности, совершенно не принят во внимание состав вод обширнейших придельтовых районов, где отклонения от средней океанической воды, конечно, будут значительно больше, чем это указано в табл. 25.

Насколько значительным колебаниям подвержен химический состав солей приконтинентальных и внутриконтинентальных морских водоемов, можно судить по данным табл. 26. В ней приведены два крайних случая, характеризующие резко опресненные бассейны (Каспийское и Аральское моря), и три также крайних случая для резко засоленных водоемов (Кара-Богаз-гол, Мертвое море и Большое Соленое озеро в Северной Америке). Для сравнения там же приводится средний состав речных вод (по Кларку, 1924) и океанических. Анализы воды расположены по возрастающему значению их удельного веса. Все эти цифры, правда, относятся к водоемам, не имеющим сообщения с открытым мировым океаном. Но очевидно, что в прибереговой полосе, особенно в областях дельт больших рек, можно наблюдать любые переходы от пресной воды к океанической, а в полузамкнутых бухтах и заливах, в зависимости от местных условий, возможно то или иное приближение к составу указанных засоленных водоемов.

На основании этой таблицы построены графики, воспроизведенные на рис. 15; они заслуживают внимания со многих точек зрения. По вертикальной оси здесь отложено процентное содержание тех или иных ионов в данной природной воде; вдоль горизонтальной оси условно размещены на равном расстоянии друг от друга различные типы вод в порядке возрастающей их солености, начиная от речных, пресных до наиболее соленых вод Большого Соленого озера, где концентрация солей превышает 20%. Было бы более правиль-

но разместить учтенные при составлении диаграммы типы вод в масштабе, соответствующем их концентрации, но тогда графики сильно вытянулись бы в длину, что представляло бы технические неудобства; общая конфигурация кривых от этого, однако, не изменилась бы.

Таблица 26

Химический состав речных и океанических вод и вод некоторых опресненных и засоленных бассейнов

(В % от веса сухого остатка)

Ионы	Реки	Аральское море	Каспийское море	Океан	Залив Кара-Богаз-гол	Мертвое море	Большое Соленое озеро
$Na^{\cdot}$	5,79	22,62	24,49	30,64	25,51	13,73	33,17
$Mg^{\cdot\cdot}$	3,41	5,50	5,77	3,76	7,07	12,32	2,76
$Ca^{\cdot\cdot}$	20,39	4,02	2,60	1,20	0,57	4,19	0,16
$K^{\cdot}$	2,12	0,56	0,60	1,09	0,81	2,36	1,66
Cl'	5,68	35,40	41,78	55,21	50,26	65,86	55,48
$SO_4^{\cdot\cdot}$	12,14	30,98	23,78	7,70	15,57	0,39	6,68
$CO_3^{\cdot\cdot}$	35,15	0,85	0,93	0,21	0,13	0,02	0,09
Br'	—	0,03	0,05	0,19	0,08	1,13	—
SiO_2	11,67	—	—	—	—	—	—
$(Fe, Al)_2O_3$	2,75	—	—	—	—	—	—
NO_3	0,90	—	—	—	—	—	—
$SiO_2.PO_4,Fe_2O_3$	—	0,04	—	—	—	—	—
Сумма . . .	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Сухой остаток	—	1,084	1,267	3,50	16,396	18,845	20,349

В указанной системе координат условными знаками отмечено действительное содержание ионов в тех или иных водах. Кривые линии, проведенные близ одноименных знаков, намечают тенденцию в изменении того или иного иона по мере возрастания солености вод.

Рис. 15 наглядно показывает, что соотношение ионов в различных типах природных вод вовсе не остается постоянным, а испытывает закономерные изменения с увеличением их концентрации: относительное содержание одних ионов ($Ca^{\cdot\cdot}$, $CO_3^{\cdot\cdot}$, $SO_4^{\cdot\cdot}$) с увеличением солености явно понижается, других ($Na^{\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, Cl')—возрастает.

Таким образом, при постепенном повышении солености вод, например, под влиянием испарения, что в природной обстановке наблюдается довольно часто, под влиянием выпадения в осадок одних составных частей вод и сохранения в растворе других, происходят существенные изменения в соотношениях отдельных ионов, а следовательно, и в химическом составе всех растворенных солей. Этот процесс известен под названием метаморфизации природных растворов; он и получил свое графическое отобра-

жение на рис. 15. Более подробно мы будем его касаться при обсуждении вопросов, связанных с образованием галогенных отложений.

Сейчас же для нас было важно отметить *исключительное разнообразие не только в концентрации морских вод, но и в их химическом составе*, что обусловливает весьма различные условия гальмиролитического разложения минералов.

Возможное в данном случае критическое указание на то обстоятельство, что при выводе этого заключения были учтены не только водоемы, имеющие связь с мировым океаном, но и вполне обособленные от него бассейны, не может быть принято во внимание.

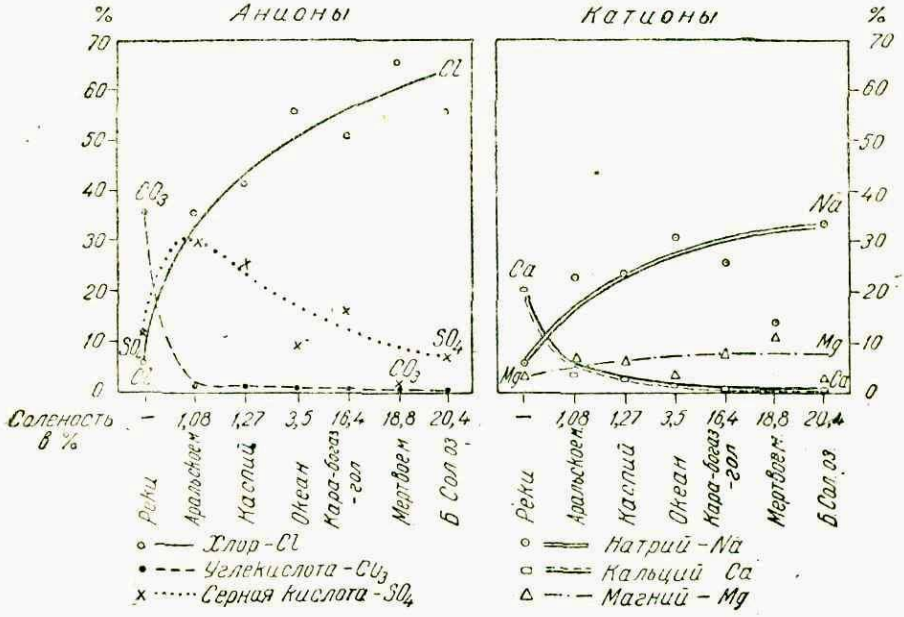


Рис. 15. Изменения в содержании главнейших ионов в природных водах по мере увеличения их удельного веса. Точками разной формы показано действительное содержание ионов; кривые линии намечают основную тенденцию в изменении содержания каждого иона по мере возрастания концентрации вод.

Дело в том, что для ископаемых морей мы очень часто не в состоянии точно установить, были ли они связаны с океаном и в какой мере эта связь осуществлялась. Если отложения занимают достаточно большую территорию и тем более содержат одновременно ископаемых представителей морской фауны, мы относим такие осадки к категории морских. С этой точки зрения отложения современного Каспийского озера — моря, как и многих других больших замкнутых и полузамкнутых водоемов, если бы они изучались в ископаемом состоянии, были бы безоговорочно причислены нами к морским отложениям; так мы поступаем, например, по отношению к восточно-русскому верхнепермскому бассейну, который, судя по последним данным (Д. В. Наливкин, Л. В. Пустовалов), во многом

напоминал собою современный Каспий, и наличие связи с океаном у которого до сих пор остается весьма спорным.

Поскольку мы рассматриваем соленость морской воды, попутно кратко остановимся на вопросе об изменении солености океанической воды во времени. В этой области существуют два диаметрально противоположных представления: одни авторы (У. Х. Твенхофел, И. Вальтер и др.) считают, что концентрация, равно как и химический состав солей, растворенных в океанической воде, испытывают существенные изменения в разрезе геологического времени; другие (В. И. Вернадский) полагают, что средний солевой состав оставался неизменным на протяжении всей геологической истории Земли. В подтверждение последнего мнения обычно ссылаются на то, что достаточно обширный и точный аналитический материал, относящийся к разному времени, не обнаруживает заметных изменений в составе океанической воды под влиянием даже самых мощных геологических процессов, происходящих в настоящее время на земном шаре.

Этот довод вряд ли можно считать убедительным, так как изменения в солевом составе океанической воды, если они и имеют место, происходят столь медленно, что они не могут быть обнаружены за тот небольшой отрезок времени, когда человек начал научно изучать океан; если с человеческой точки зрения этот промежуток времени и является большим, то в геологической истории Земли он представляется лишь одним мигом.

Вместе с тем, на наших глазах поверхностные и подземные воды, равно как и источники, связанные с магматическими очагами, неизменно и непрерывно доставляют в океан все новые и новые огромные количества растворимых солей. Этот непрерывный поток растворенного материала, свойственный, конечно, не только данному геологическому моменту, но и минувшим эпохам, не мог не отражаться и на концентрации океанических солей, и на их химическом составе. Таким образом, самая элементарная логика подсказывает, что *состав морских солей и концентрация их меняются во времени* в сторону все возрастающего содержания по крайней мере тех солей, которыми мировой океан в настоящее время не насыщен.

С этой точки зрения приведенный выше рис. 15 приобретает большой генетический смысл. Из него видно, что океанические воды занимают в данный момент какое-то промежуточное место среди других типов природных вод. Такое положение, однако, вовсе не является постоянным и извечным. Напротив, по мере дальнейшего развития геологической истории положение океанических вод на диаграмме будет, повидимому, смещаться, хотя и чрезвычайно медленными темпами, все более и более направо и характер океанической воды будет все более приближаться к характеру вод засоленных бассейнов. Тогда повышенная концентрация вод и соответствующее этому соотношение ионов, наблюдаемое сейчас в гидросфере лишь в отдельных, сравнительно небольших ее участках, станут, так сказать, нормальными для океанических вод будущих геологических эпох. Это вовсе не исключает наличие на Земле в то же самое время и пресных вод, а следовательно, и жизни, так как

само существование океана предопределяет его испарение с поверхности и выпадение дождей в области континентов. Общее различие между пресными и океаническими водами, однако, увеличится, что вызовет ряд новых явлений, не свойственных или почти не свойственных современной геологической эпохе. Такова, очевидно, общая направленность процесса, на фоне которой периодически совершаются те или иные отклонения от непрерывно в общем возрастающей концентрации морских солей.

С другой стороны, вероятно, было время, когда положение океанической воды на наших диаграммах было сдвинуто влево, в сторону пресных вод. Тогда были меньшие различия между речными и океаническими растворами и целый ряд явлений осадкообразования, протекающих в прибереговой полосе при смешении пресных и морских вод, протекали тогда по-другому, чем они протекают сейчас.

Таким образом, даже для одной и той же, например, прибрежной фации, осадкообразование не остается постоянным на протяжении всей геологической истории Земли; на одних и тех же глубинах, но в разные геологические эпохи, могли образовываться разные осадки. Поэтому само понятие о «мелководном» или ином типе осадков имеет лишь относительное значение и меняется для разных геологических эпох. Впоследствии мы увидим, какое важное значение имеет это обстоятельство для толкования генезиса осадочных пород (см. гл. VIII).

Если мы принимаем, что концентрация и состав морских солей меняются с течением геологического времени, то, разумеется, мы должны признать, что характер гальмиролитического разложения минералов также не оставался неизменным на протяжении всей истории Земли, а в той или иной мере изменялся от одной геологической эпохи к другой. Таким образом, опять и в этом случае мы должны внести еще новые коррективы в принцип актуализма.

Заканчивая рассмотрение вопросов, связанных с соленостью морской воды, нельзя не отметить исключительной бедности аналитического материала, освещающего химический состав придонной воды и воды, пропитывающей морские осадки. Едва ли подлежит сомнению, что эти воды по своему характеру резко отличны от вод самих морских водоемов. Так, например, в заливе Кара-Богаз-гол

Таблица 27

Состав солей в воде залива Кара-Богаз-гол

(В % к весу сухого остатка)

Место взятия пробы	$NaCl$	$MgCl_2$	$MgSO_4$	$CaSO_4$	Na_2SO_4
У поверхности	64,89	13,59	18,09	1,64	0
Придонный маточный раствор	54,68	0	24,09	0,92	19,41

поверхностная вода и придонный маточный раствор имеют совершенно отличное соотношение солей (табл. 27).

В других водоемах, где не происходит выпадения галогенных осадков, воды, непосредственно прилегающие к осадкам и пронитывающие их, несомненно, также отличаются от вод более высоких горизонтов, что связано с их взаимодействием с осадком. Но именно об этих водах, находящихся в теснейшем соприкосновении с осадками, мы не имеем сейчас почти никакого точного представления. Здесь предстоит еще большая и очень важная экспериментальная работа, доступная, однако, лишь океанографическим научным учреждениям.

Температура морской среды. Температура относится к важным факторам гальмиролитического разложения минералов и горных пород. В прямой зависимости от него находится содержание в морской среде газов, являющихся, как известно, весьма активными природными реагентами.

Температурный режим морской среды зависит от: 1) нагревания или охлаждения морской воды с поверхности, 2) поступления в данный участок гидросферы вод, обладающих иной температурой, 3) выделения тепла при подводных вулканических извержениях, 4) выделения тепла при радиоактивном распаде, совершающемся под водой и в самой воде, 5) выделения или поглощения тепла при разного рода химических и биохимических реакциях. Влияние последних трех факторов на температуру морской среды остается до сих пор совершенно не освещенным; поэтому мы остановимся только на двух первых.

Встречая гладкую поверхность морских бассейнов, лучи солнца отражаются от нее в значительно большем количестве, чем от более темной и неровной поверхности суши. Это отражение тем больше, чем больше угол наклона лучей, вследствие чего, между прочим, продолжительность дня внутри моря с глубиной чрезвычайно сильно сокращается.

При прохождении света через ч и с т у ю морскую воду половина энергии лучей поглощается при прохождении первого метра; при прохождении следующего метра поглощается еще около 20%, так что до третьего метра доходит всего около 30% энергии солнечных лучей.

Воде свойственно поглощать лучи с большой длиной волны; поэтому красные и желтые лучи спектра, обладающие, как известно, тепловой энергией, очень быстро поглощаются самыми верхними горизонтами воды, вызывая их нагревание. Коротковолновые лучи спектра проникают в толщу воды значительно глубже; по пути они многократно преломляются, рассеиваются и вызывают голубой цвет чистой морской воды.

Однако, в природных водоемах воды редко бывают вполне чистыми и обычно содержат взвешенные частицы и плавающие организмы; в этих условиях поглощение света с глубиной происходит значительно быстрее, чем в чистой воде.

Наблюдения над проникновением солнечных лучей в естественные водоемы, выполненные Е. А. Биржем (E. A. Birge'ем, 1921)

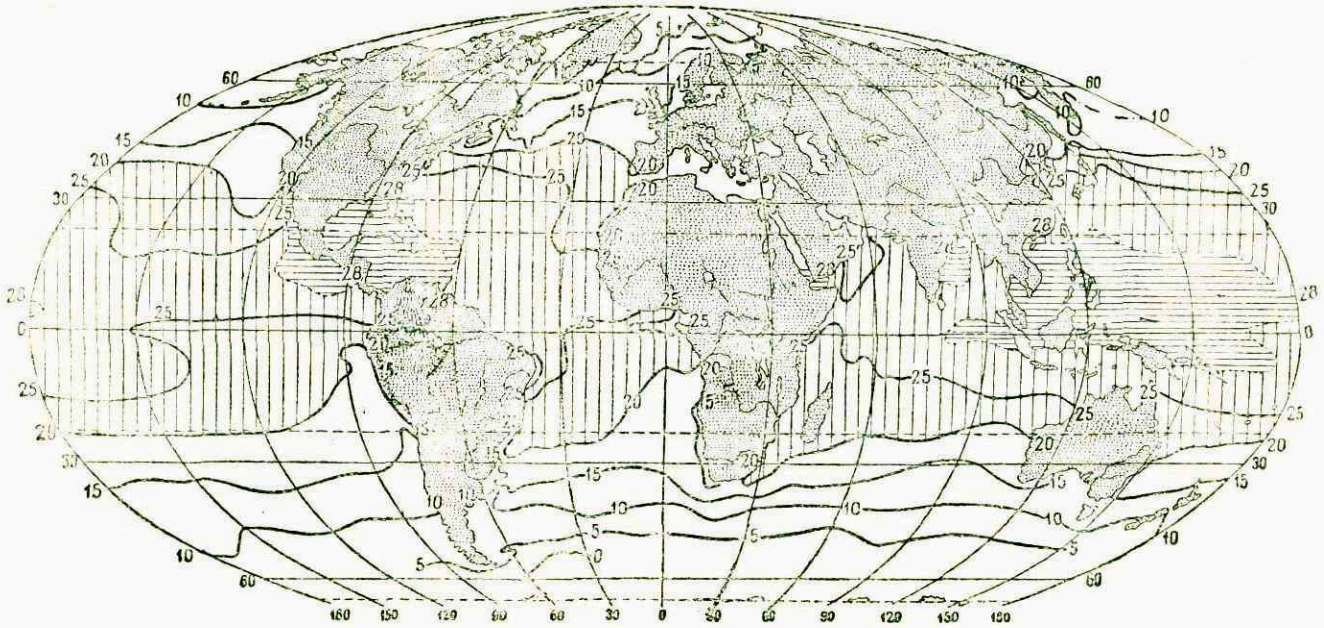


Рис. 16. Изотермы поверхности океанов в августе, по данным Гамбургской морской обсерватории. Вертикальная штриховка указывает общий пояс высоких температур (выше 20° С), горизонтальная — область наивысших температур (28° С).

и его сотрудниками на озере Сенека (Америка), воды которого отличаются достаточной прозрачностью, показали, что около 80% энергии, входящей в воду, поглощается первым верхним метром воды. Большая часть этой потери происходит в верхних 20 *см*. До глубины 5 *м* доходит только около 5% энергии, а до глубины 10 *м* — лишь 1%.

Приведенные цифры были получены в условиях прямого солнечного света; следовательно, они дают максимальный процент проникновения солнечной энергии в воду, так как при косом освещении абсорбция света в верхней части водоема будет еще больше.

Ввиду того, что температура воды у поверхности океанов зависит от получаемой солнечной энергии, что в свою очередь связано с климатическими зонами, то естественно, что изотермы поверхности океанов следуют более или менее параллельно географическим широтам, как это и можно видеть на рис. 16.

Переходя к рассмотрению температурного режима на некоторых глубинах, следует прежде всего отметить, что неподвижная вода является очень плохим проводником тепла. Этим объясняется, что, например, в Ламанше вдали от берегов максимальная температура у поверхности воды наблюдается в августе, тогда как температурный максимум для глубинной воды падает на октябрь.

Другим примером такого же рода могут служить наблюдения Н. М. Книповича у берегов Мурмана (Матовский залив), которые установили годовые колебания температур до 2—3° С на глубинах 250 *м*, причем максимум наступал на 2—3 месяца позже, чем у поверхности. В области больших глубин температурный масимум может передаваться глубинным водам только на следующий год; следовательно, здесь наблюдается очень значительное смещение времен года.

Вполне естественно, что суточные температурные колебания передаются на меньшие глубины, чем годовые. Так, например, на Алжирском рейде суточные колебания достигают 19 *м*, а годовые — 350 *м*.

Плохой теплопроводностью объясняется наличие во многих морях так называемого «промежуточного слоя» или «слоя температурного скачка» (thermocline), который отделяет неустойчивую в температурном отношении верхнюю зону от нижележащей, где господствует значительно более ровная температура на протяжении всего времени.

Характер зоны температурного скачка поясняется рис. 17, где приведено распределение температур в Черном море для лета и зимы. Из него видно, что сезонные колебания проникают здесь примерно до глубины 50 *м*, а далее, вне зависимости от климатических условий, постоянно удерживается примерно одна и та же температура. Те горизонты воды, где в летнее или зимнее время наблюдается резкое изменение температуры, и называются слоем температурного скачка.

Температурный скачок свойственен очень многим морям, но располагается он на разных глубинах в зависимости от местных условий. Всякий водоем, где он прослеживается, как бы разделя-

ется им на две совершенно разных зоны, резко отличающиеся друг от друга своими физическими, химическими, а следовательно, и биологическими свойствами. Надо иметь в виду, что положение температурного скачка может сильно изменяться в сторону его углубления под влиянием волнения и штормов; в этих случаях теплая поверхностная вода перемешивается с нижележащими слоями воды, отдавая им часть своего тепла. Впрочем, само волнение захватывает лишь верхние части морей и океанов и способно оказывать свое действие на глубинах не более 200 *м*.

Сказанное делает совершенно понятным, почему в абиссальных, а частью уже в батиальных глубинах, где смена климатических сезонов не находит себе отражения, как правило, господствуют изотермические условия; если в эти области не вторгаются теплые или холодные течения, температура здесь всегда поддерживается на уровне +2,5° С с отклонениями в 1—2° в ту или иную сторону.

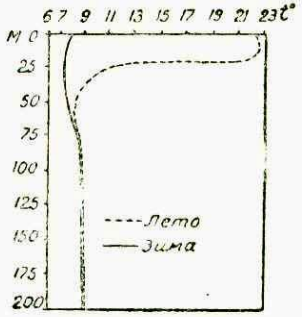


Рис. 17. Распределение и сезонные изменения температуры в Черном море.

Рис. 18 дает представление о распределении температур в западной части Атлантического океана (профиль проведен с N на S примерно параллельно берегам Америки). Сгущение изотерм в верхней части океана ограничивает собою область, где еще происходят сезонные колебания; ниже же, примерно с глубины 1000—1500 *м*, в области разряженных изотерм, постоянно господствуют изотермические условия, близкие к + 2,5° С.

В общем, по всей толще воды Атлантического океана наблюдаются довольно ровные, плавные изменения температур, что связано с большой массой воды и ее термической инертностью (низкая теплопроводность).

Существенно иные соотношения имеют место для неглубоких водоемов и морей, примыкающих к континентам. Мы уже знаем, что под влиянием притока пресных вод и других причин в водоемах такого типа вода часто бывает расслоена на отдельные горизонты с разной концентрацией. Эти же слои воды обычно обладают и разной температурой.

Массы воды, обладающие разной концентрацией, не остаются на одном месте, а испытывают постоянные перемещения. В связи с этим возникают морские течения, перемещающие воды не только разной солености, но и разной температуры. Это оказывает огромное влияние на весь температурный режим бассейнов.

Во внутренних морях большие глубины всегда бывают отделены от других морей или от океана подводным порогом; таким порогом для Азовского моря является поднятие дна в области Керченского пролива, для Черного моря — в области Константинопольского пролива, для Средиземного — в области Гибралтарского и т. д. Эти подводные барьеры играют чрезвычайно важную роль во всей гид-

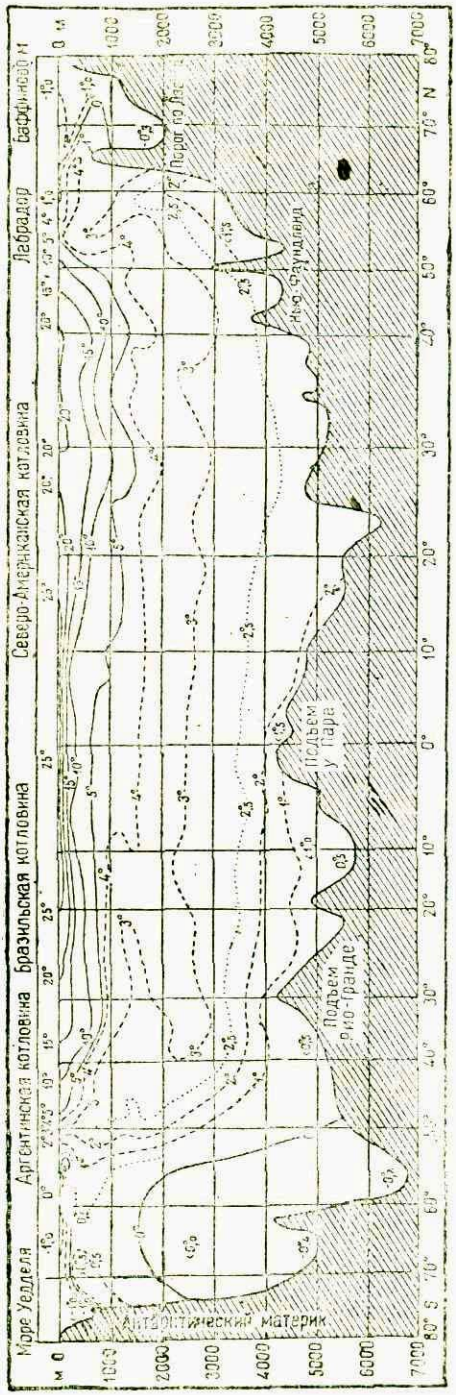


Рис. 18. Распределение температур в западной части Атлантического океана (по Ю. Шокальскому, 1933).

рологической жизни морских бассейнов и часто обусловливают собой распределение температур, солености, направление и силу течений и пр.

Океанографы различают три типа внутренних морей по характеру их температурного режима.

Т и п п е р в ы й. Если зимой поверхностные воды охлаждаются ниже температуры, господствующей на уровне порога в рядом расположенном бассейне, то все глубокое понижение моря, начиная от уровня порога, до самого дна, будет заполнено водой с такой температурой, которая свойственна поверхности водоема в зимнее время.

Примером такого типа бассейнов может служить Средиземное море (рис. 19). Здесь, начиная от уровня Гибралтарского порога, т. е. с глубины около 380 *м* и до дна, вся масса воды имеет температуру, близкую к зимней температуре поверхности, т. е. около +12,9° С.

Так как плотность воды в Атлантическом океане меньше, чем на тех же глубинах в Средиземном море, то возникает некоторая разность уровней этих бассейнов и, как результат этого, появляются два течения: п о в е р х н о с т н о е, менее соленое, направленное из океана в Средиземное море, и п о д в о д н о е — по дну пролива из Средиземного моря в океан, где оно опускается вследствие повышенной солености и плотности воды на значительные глубины (более 1000 *м*).

Влияние подобных подводных течений на накопление осадков будет рассмотрено ниже (см. стр. 330).

К этому же типу бассейнов относятся Белое море, соединяющееся с Северным ледовитым океаном

проливом, носящим название Горла и имеющим глубину около 100 *м*, Красное море и некоторые другие морские водоемы.

Тип второй. Если поверхностные воды данного моря обладают зимой более высокой температурой, чем воды, находящиеся по другую сторону порога, то вся котловина моря от уровня порога до дна заполнена водой той температуры, которая наблюдается по другую сторону порога на

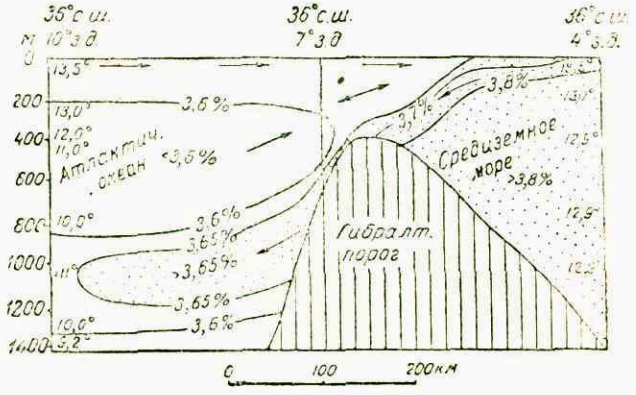


Рис. 19. Разрез через Гибралтарский пролив. В % показана соленость воды. У левой и правой рамок рисунка даны температуры. Стрелки показывают направление течений. Точками показана тяжелая соленая вода, спускающаяся по дну пролива в Атлантический океан (по Шмидту, 1922).

его уровне. Это связано с тем, что более холодные и, следовательно, более тяжелые воды, находящиеся за порогом, на его уровне, вливаются в данное море, заполняя всю его котловину от уровня порога и глубже, тогда как теплая поверхностная вода выливается через пролив в соседнее море или океан (рис. 20).

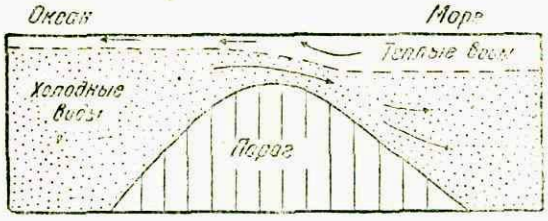


Рис. 20. Схема распределения температур и направления течений в морях второго типа.

Примерами такого типа бассейнов являются Карибское море, море Сулу (близ о. Целебес) и др. Они располагаются преимущественно в экваториальных и тропических широтах, где возможно значительное повышение температуры поверхностных слоев морской воды; первый же тип морей, напротив, свойственен предпочтительно средним и высоким широтам.

Третий тип характеризуется значительной разницей соленостей на поверхности моря и в его более глубоких частях, вследствие чего вер-

тикальное распределение температуры находится в зависимости от вертикального распределения солености.

Общеизвестным примером такого рода морских бассейнов является Черное море, где летом наблюдается резкое расслоение воды по температуре (см. рис. 17). Это расслоение по температуре совпадает с расслоением также и по солености (в самых верхних горизонтах моря концентрация солей является минимальной; на определенной глубине от поверхности она существенно возрастает, после чего остается почти постоянной до самого дна).

Распределение солености и совпадающее с ним распределение температур ограничивают в Черном море вертикальную циркуляцию глубинами не свыше 60—75 *м* (у берегов несколько больше). Даже в случае охлаждения верхних слоев воды до температуры, при которой они приобретают наибольшую плотность, средняя плотность воды до 60 *м* не может достигнуть плотности нижележащих слоев; поэтому при любых температурных условиях верхний горизонт воды остается всегда легче нижележащих слоев и не может, следовательно, опуститься на дно бассейна; вертикальная циркуляция в глубоких частях Черного моря отсутствует, что создает, как известно, здесь весьма своеобразный газовый режим. Конвекционные токи ограничиваются здесь небольшими глубинами, ниже которых наблюдается резкий скачок в сторону понижения количества кислорода и повышения содержания свободной углекислоты (рис. 21). В более глубокие слои кислород поступает лишь посредством диффузии или увлекается с опускающимися вниз организмами. Ниже 150—175 *м* свободный кислород вовсе отсутствует, а наблюдается присутствие сероводорода.

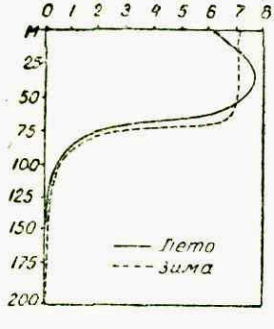


Рис. 21. Вертикальное распределение кислорода в Черном море (по Х. В. Харвею, 1933). Сравнить с рисунком 17 на стр. 103.

Принципиально совершенно аналогичная картина наблюдается и для Балтийского моря. Легкая, опресненная вода вытекает из Балтийского моря в виде поверхностного течения, а на ее место приходит более тяжелая соленая вода из Северного моря, которая в виде придонного течения втекает через Скаггеррак. Глубины Балтийского моря остаются заполненными более соленой водой, в которую не проникают конвекционные токи, возникающие у поверхности вследствие зимнего охлаждения, так как глубинная соленая вода, несмотря на более высокую температуру, всегда является более тяжелой. Она обновляется лишь притоком соленых же вод из Северного моря, который бывает наиболее интенсивен осенью и ранней зимой. Этот приток все же недостаточен для хорошей вентиляции глубин, вследствие чего глубинные воды здесь резко обеднены кислородом по сравнению с поверхностными.

Рис. 22 показывает соотношение в Балтийском море температуры, содержание кислорода и плотности воды; последняя величина, как известно, в основном характеризует собою соленость. Нетрудно видеть, что все три перечисленных фактора (температура, соленость и газовый режим) тесно сопряжены между собою. Ниже слоя температурного скачка, располагающегося на незначительной глубине, наблюдается постоянная и довольно низкая температура, повышенная плотность и пониженное содержание кислорода. Выше эти три фактора испытывают существенные изменения, в результате чего в верхних слоях воды температура и содержание кислорода сильно возрастают, а соленость резко падает.

Сопряженность между температурой, соленостью и газовым режимом прослеживается во всех водоемах, но может проявляться по-разному; ниже мы увидим, что, например, количество O_2 с понижением температуры часто возрастает, тогда как в Балтийском и Черном морях оно падает; это зависит от своеобразия общего гидрологического режима этих бассейнов.

Из всего изложенного материала можно сделать общий вывод, что в придонных частях морских бассейнов, где в основном протекают процессы гальмиролитического разложения минералов, как правило, господствует более низкая температура, чем у поверхности водоемов; в отдельных случаях от этого общего правила могут быть отклонения.

Во всяком случае, мы можем твердо констатировать, что для пояса подводного разложения средняя температура является значительно более низкой, чем средняя температура пояса континентального разложения. Уже одно это обстоятельство обусловливает резкие различия между процессами гальмиролиза, с одной стороны, и процессами континентального разложения, с другой;

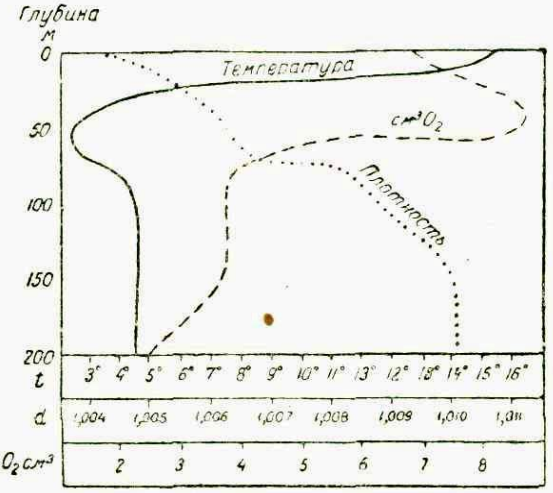


Рис. 22. Распределение температуры (t°), плотности (*d*) и кислорода (O_2) в Балтийском море (июль).

гальмиролитические процессы, как протекающие при более низких температурах, обладают при прочих сходных условиях значительно меньшей активностью, а потому являются и менее эффективными, нежели процессы континентального разложения. Если мы возьмем какое-либо минеральное зерно, совершающее в процессе осадкообразования путь от материнской породы на континенте до морского дна, то должны будем признать, что по мере своего передвижения оно, как правило, *перемещается в области все более низких и более устойчивых температур* (горная порода у поверхности Земли→речные артерии→прибрежные или поверхностные морские воды→морское дно→стратисфера).

Естественно, что в этих условиях наибольшая активность всевозможных химических процессов, в том числе и разложения, будет падать на первые указанные этапы. Именно в первые моменты сложного и долгого процесса осадкообразования, когда минеральные

зерна находятся еще на континенте и не достигли еще самых пониженных участков земной коры, занятых гидросферой, процессы их разложения совершаются в общем значительно более быстрыми темпами, чем после того, как они попадут в водную среду. Это правило, впрочем, справедливо лишь до известных пределов, так как на очень больших океанических глубинах химические реакции вновь должны активизироваться под влиянием сильно возрастающего давления; таким образом, в абиссальных областях высокое давление как бы компенсирует в значительной мере недостаток тепловой энергии, вследствие чего темп гальмиролитического разложения здесь вновь несколько ускоряется. Но ввиду того, что с абиссальными отложениями нам вовсе не приходится иметь дело при изучении осадочных пород, этой принципиально существенной поправкой к общему правилу при практической работе можно пренебречь.

Из сказанного ясно, почему явления континентального разложения накладывают на обломочные минералы, входящие в состав осадочных пород, более ясные и глубокие следы своего воздействия, чем процессы гальмиролиза. Это обстоятельство, наряду с большей близостью к нам процессов континентального разложения, явилось одной из причин, почему явления гальмиролиза обратили на себя внимание лишь в самые последние годы, тогда как «химическое выветривание» на суше было очень давно известно естествоиспытателям.

Давление. В морских условиях давление связано простой закономерностью с глубиной бассейна: при возрастании глубины примерно на каждые 10 *м* давление возрастает на 1 *ат*. Отсюда легко вычислить, что на разных морских глубинах имеют место максимальные давления, указанные в табл. 28.

Таблица 28

Максимальное давление в различных областях моря

(Ориентировочно)

Область моря	Максимальная глубина, *м*	Максимальное давление, *ат*
Неритовая	200	20
Батиальная	1 000	100
Абиссальная [1] . . .	10 170	1 000

Небезынтересно отметить, что давление в современных паровых котлах измеряется 130—135 *ат*; следовательно, влияние давления,

[1] Самая большая глубина в мире (10 170 *м*) обнаружена в 120 *км* к востоку от о. Минданао (район Филиппинских о-вов).

господствующего в области батиальных, а тем более неритовых глубин, вполне доступно экспериментальному изучению в лабораторной обстановке. К сожалению, систематических исследований подобного рода до сих пор никто не осуществил; эта область работы целиком относится к будущему.

Под влиянием давления вода испытывает некоторое сжатие и, следовательно, уменьшение объема, причем при возрастании давления сжимаемость слегка уменьшается[1]. В среднем под давлением одной атмосферы вода сжимается на 1 : 20 000 часть своего изначального объема. На глубине около 7250 *м* давление должно уменьшать объем 10 500 *л* поверхностной воды приблизительно до 10 000 *л*. Ученый Тэт вычислил, что если бы на Земле внезапно прекратилось действие силы тяжести, то поверхность океанов мгновенно повысилась бы на 60 *м*.

В отношении влияния давления морской среды на процессы подводного химического разложения следует отметить три обстоятельства: а) возрастание растворимости твердых веществ, б) возрастание растворимости газов и в) активизация различных химических процессов с повышением давления.

а) Растворимость в воде многих твердых химических соединений, как известно, заметно повышается с увеличением давления. В частности, для широко распространенного в природе карбоната кальция имеются данные, основанные на лабораторных опытах, говорящие об увеличении его растворимости более чем в полтора раза при увеличении давления с 10 *ат* до 56 *ат* (табл. 29).

Таблица 29

Растворимость $CaCO_3$ в воде при повышенном давлении

(По Р. Энгелю, 1885 и О. Хенелю, 1924)

Давление, *ат*	t °C	$CaCO_3$, *г/л*
10	18	2,56
25	18	3,42
35	18	3,80
56	18	3,93

Совершенно такая же зависимость между давлением и растворимостью наблюдается и для других карбонатов, в частности для карбоната магния (табл. 30).

В условиях современного мирового океана возрастание растворимости карбонатов с глубиной, как известно, приводит наряду с другими причинами (длительное соприкосновение с водой во время погружения и пр.) к тому, что наиболее глубоководные отло-

[1] В качестве любопытной исторической справки можно указать, что в 1661 г. группа флорентийских академиков, желая испытать сжимаемость воды, наполнили ею тонкий полый золотой шар и, герметически закрыв, подвергали его давлению с целью изменить его форму, так как им было хорошо известно, что всякое изменение формы шара должно сопровождаться уменьшением его объема. В результате вода прошла сквозь невидимые поры золота и появилась в виде росы на внешней поверхности шара. С тех пор этот опыт повторялся много раз с шарами из других металлов с теми же результатами; на основании этого долгое время все жидкости считались абсолютно несжимаемыми, что впоследствии оказалось, однако, не соответствующим действительности.

Таблица 30

Растворимость $MgCO_3$ в воде при повышенном давлении

(По Энгелю и Виллю, 1885)

Давление, *ат*	t °C	$MgCO_3$, *г/л*	Давление, *ат*	t° C	$MgCO_3$, *г/л*
1,0	19,5	25,79	5,6	19,2	46,2
2,1	19,5	33,11	6,2	19,2	48,51
3,2	19,7	37,3	7,5	19,5	51,2
4,7	19,0	43,5	9,0	18,7	56,59

жения резко обеднены углекислыми солями по сравнению с более мелководными.

Растворимость других минералов при высоких давлениях изучена, к сожалению, недостаточно. Некоторые относящиеся сюда данные, требующие проверки, приводятся в табл. 31:

Таблица 31

Растворимость некоторых минералов при повышенном давлении

Минерал	t °C	Давление, *ат*	Растворимость, *г/л*	Условия опытов	Примечания
Кварц	—	290	0,213	Растворение длилось 4 дня	По Ф. Пфаффу, 1873. Вода при 1 *ат* растворяющего действия на эти минералы не оказывала
Полевой шпат	—	160	0,291	Растворение длилось 3 дня	
Витерит ($BaCO_3$) . .	10	1	0,835	Растворение велось в воде, насыщенной CO_2	По Г. Специа, 1895
То же	10	4—6	7,56		

Из этой таблицы, между прочим, можно видеть, что такие устойчивые по отношению к воде минералы, как кварц и полевой шпат, могут очень заметно растворяться при высоком давлении.

Вообще же говоря, между давлением и растворимостью твердых веществ в воде существует, как известно, следующая зависимость: *если растворение приводит к сокращению суммарного объема растворителя и растворяемого вещества, то давление увеличивает растворимость; если же при растворении наблюдается расширение объема, то растворимость таких тел с возрастанием давления уменьшается.* Это есть одно из проявлений принципа Ле-Шателье, о котором уже говорилось выше (см. стр. 52).

Это простое правило, давно известное в химии, остается, к сожалению, до сих пор почти неиспользованным в области геологических наук. Было бы чрезвычайно ценно просмотреть с этой точки

зрения растворимость наиболее распространенных минералов и сделать из этого необходимые выводы по отношению к осадкообразованию.

б) Растворимость газов, как известно из элементарных руководств по химии, также возрастает с давлением. Установлено, что для многих газов их растворенное количество возрастает прямо пропорционально давлению (закон Генри). Это соотношение является справедливым для наиболее интересных для нас кислорода, углекислого газа и азота. Более подробно этот вопрос будет разобран в следующем параграфе, где будет говориться о газовом режиме морской среды.

в) Давление оказывает значительное влияние на скорость, а следовательно, и эффективность, а также и на направление различных химических реакций.

Согласно принципу Ле-Шателье при возрастающем давлении должен протекать тот химический процесс, который частично компенсирует изменение давления, т. е. уменьшает это давление. Другими словами, при высоких давлениях будет протекать такой процесс, который приводит к возникновению новых химических соединений, объем которых меньше, чем исходных реагентов.

В этом отношении между явлениями континентального разложения и гальмиролиза имеется принципиальная разница; действительно, при разложении на суше постоянно наблюдается расширение, увеличение объема минералов, вышедших из зоны магмы и метаморфизма; таковы, например, явления окисления, карбонатизации, гидратации и т. д. В противоположность этому, продукты, возникшие на поверхности Земли, попадая на морское дно, в область высоких давлений, должны претерпевать такие химические изменения, которые приводят к их большей компактности, к уменьшению объема участвующих в реакции природных компонентов.

Разумеется, что вследствие этого *химические процессы, протекавшие в одном направлении на континенте, могут приобрести совершенно иное направление в условиях моря*. С этим в значительной мере связано нахождение специфично морских минеральных новообразований, которых мы не находим на суше (глауконит, шамуазит и др).

Из этого чрезвычайно простого и удобного принципа, весьма полезного для правильного понимания направления химических реакций в условиях низкого давления на континентах и повышенного давления на морском дне, но не учитываемого еще в необходимой мере геологами и петрографами и ожидающего еще своего плодотворного применения в области геологии, можно уже сейчас сделать некоторые интересные выводы.

Влияние давления на состояние химического равновесия проявляется всего заметнее в тех реакциях, где участвуют газы. В этом случае состояние неустойчивого равновесия при повышении давления всегда сдвигается в направлении того процесса, при котором число газообразных молекул уменьшается; чем меньше это число, тем, естественно, становится меньше и общий объем реагентов, что, согласно принципу Ле-Шателье, и должно иметь место в усло-

виях возрастания давления, при котором протекает реакция (уменьшение объема компенсирует увеличение давления).

Мы уже знаем, что количество растворенных газов в воде, в частности O_2 и CO_2, возрастает с понижением температуры и увеличением давления. Именно такие условия имеют место в наиболее глубоких частях морей и океанов.

Обилие свободного кислорода и углекислоты в условиях господствующего здесь высокого давления побуждает эти газы весьма энергично участвовать в таких реакциях, которые приводят к уменьшению количества газообразных молекул, т. е. в результате которых образуются твердые соли; поэтому на больших глубинах неминуемо должны протекать энергичные процессы окисления и карбонатизации. Первые должны давать значительные количества окиси железа, которая вследствие своей крайне ничтожной растворимости накапливается на морском дне; вторые должны образовывать наиболее насыщенные углекислотой бикарбонаты, которые тут же переходят в состояние молекулярных растворов и, следовательно, не могут накапливаться в осадке. Эти причины в значительной мере предопределяют характер абиссальных отложений, представленных, как известно, красной глубоководной глиной, которая сильно обогащена окислами железа и практически лишена карбонатов.

Чрезвычайно характерно, что органическое вещество, достигающее в небольшом количестве абиссальных глубин и содержащееся в красной глубоководной глине в среднем в количестве около 0,72% С, не может подвергаться здесь окислению, так как в этом случае образовывались бы газообразные продукты (CO_2 и пр.), обладающие значительным объемом, что противоречило бы принципу Ле-Шателье[1]; поэтому органические вещества, несмотря на обилие кислорода, сохраняются на абиссальных глубинах без изменений и ведут себя здесь как химически инертные соединения. Вместе с тем кругом них происходят активные процессы окисления железа и накопление их окислов.

Так достаточно убедительно и вместе с тем просто, насколько нам известно, впервые находит себе удовлетворительное объяснение факт совместного нахождения в красной глубоководной глине органического вещества и окислов железа; до сих пор факт этот казался не только непонятным, но и противоречащим нашим обычным представлениям о химических взаимоотношениях органического вещества и кислорода в условиях земной поверхности.

Мы сознательно остановились несколько более подробно на условиях сохранения органического вещества в красной глубоководной глине не только потому, что этот вопрос представляет специальный интерес для нефтяников, подробно изучающих условия накопления в осадках материала, могущего послужить источником для образования нефти; мы имеем в виду одновременно продемон-

---

[1] По данным Р. Траска (1932), действительное содержание органического вещества несколько больше, так как в его состав помимо углерода входят также водород, кислород и др. элементы.

стрировать на этом характерном примере, с одной стороны, необходимость глубокого физико-химического подхода к изучению современных и ископаемых осадочных образований и, с другой стороны, невозможность и недопустимость переносить наши обычные, так сказать, «ходячие» представления, почерпнутые из окружающей нас действительности, на области с иными термодинамическими параметрами. Это относится не только к современным осадкам, но также и особенно к ископаемым осадочным породам, где требуется чрезвычайная осторожность при проведении всевозможных аналогий.

Надо постоянно помнить, что поведение химических элементов и соединений могут существенно меняться в зависимости от характера окружающей обстановки; пример с красной глубоководной глиной служит наглядной к тому иллюстрацией: органическое вещество, которое неминуемо и очень быстро окислилось бы в присутствии кислорода при обычном атмосферном давлении, не может перейти в газообразные продукты в условиях высокого давления абиссальных глубин, а потому и не взаимодействует с кислородом, в котором тем не менее здесь нет недостатка.

Выше уже рекомендовалось постоянно учитывать при работе в области осадочных пород принцип Ле-Шателье, который является по своему содержанию достаточно широким, чтобы видеть в нем один из основных законов природы. И действительно, как это видно на примере с красной глубоководной глиной, он заслуживает особого внимания лиц, занимающихся вопросами осадкообразования.

Изложенные только что построения о специфических условиях сохранения органического вещества в абиссальных осадках подлежат в дальнейшем проверке и уточнению; но основной стержень процесса они обрисовывают, повидимому, правильно.

Газовый режим. Газовый режим, существующий внутри каждого данного моря, является одним из главнейших факторов галмиролиза. О газах в морской среде говорилось уже выше, главным образом в связи с рассмотрением температурных условий и давления. Поэтому здесь нам необходимо лишь систематизировать эти данные и несколько их дополнить.

Газы, растворенные в морской воде, по удачному выражению К. Гуммеля (1922), составляют своеобразную «морскую атмосферу». Она во многом отличается от обычной наземной атмосферы. Своеобразие ее заключается не только в том, что морские газы сильно «разбавлены» морской водой, в которой они растворены, но также и в качественном отношении.

Проникая в силу парциального давления в гидросферу, воздух сразу же меняет свой состав. Выше мы уже видели, что вода производит избирательное растворение атмосферных газов, вследствие чего даже при самом обычном насыщении воды воздухом, соотношение газов заметно меняется в сторону увеличения в растворенном воздухе кислорода и углекислоты (см. табл. 13 на стр. 56). Однако, в результате тех или иных причин некоторые газы могут вовсе

удаляться из морской воды, другие же, напротив, могут приобретать преимущественное местное распространение.

Так, например, кислород, содержащийся в морской воде, может быть весь израсходован на окисление соединений железа или органического вещества, в результате чего морская атмосфера вовсе лишается этого газа, если только не происходит нового поступления его из верхних слоев. Углекислый газ, проникая в воду, соединяется с последней, образуя неустойчивую угольную кислоту H_2CO_3. Последняя может вступать в соединения с основаниями, образуя карбонаты и бикарбонаты. Так как карбонаты могут выпадать в осадок, то часть CO_2 выходит из состава воздуха, растворенного в воде, и фиксируется в осадке. Напротив, при других условиях тот же углекислый газ, а также сероводород, возникающие при гниении и разложении органического вещества, могут насытить собою те или иные слои морской воды. Поэтому морская атмосфера может иметь весьма различный состав: она может более или менее приближаться к составу обычного воздуха или же быть сероводородной, углекислой и пр., смотря по тому, какой газ является доминирующим. Изменения в составе морских газов наблюдаются не только для разных морей и отдельных площадей одного и того же бассейна: эти колебания имеют место и по вертикали.

Нам уже известно, что в морской среде, особенно в приконтинентальных ее частях, сплошь и рядом происходит расслоение воды на отдельные горизонты в зависимости от ее солености и температуры; каждый такой водный горизонт или каждый иной участок воды, отличающийся от соседних по своей концентрации и температуре, как правило, имеет свою отличительную атмосферу.

Для наземной атмосферы мы также можем иногда наблюдать некоторые местные отклонения от ее среднего химического состава; такие отклонения существуют, например, в пониженных участках суши, заполненных углекислым газом (так называемые «собачьи пещеры»), около выхода на дневную поверхность подземных газов и т. д. Однако все они захватывают крайне ограниченное пространство и быстро переходят в нормальную атмосферу, что связано с исключительной подвижностью газов в условиях земной поверхности.

В отличие от этого, морская атмосфера является гораздо более пестрой по своему составу, что соответствует бо́льшей инертности водной среды, чем газообразного воздуха. В этом заключается одно из существенных различий между морской атмосферой и наземной

Аналогию между морскими газами, составляющими морскую атмосферу, и действительной атмосферой К. Гуммель проводит дальше и говорит о «*морском климате*» или о «*климате моря*». Главнейшими факторами, определяющими климатический режим на континентах, являются давление воздуха, его температура, влажность и химический состав; так как последний остается постоянным, то о нем обычно не говорят. В условиях моря также можно изучать и давление, и температуру, и состав газов, которые являются изменчивыми и в своей совокупности характеризуют собою тот или иной климат морской среды; в отличие от континентальных условий «влажность» остается здесь всюду неизменной. Так как сочетания температуры, давле-

ния и газового режима могут меняться как в разных участках морей, так и на разных глубинах, то можно, следовательно, говорить о климатических морских зонах, поясах и т. д., выделяя их по примеру климатических зон и поясов на суше.

К. Гуммель не без основания считает, что подобно тому, как в условиях континентов характер процессов разложения пород меняется от одного климатического пояса к другому, для отдельных климатических зон моря также будут свойственны свои специфичные явления подводного разложения или гальмиролиза.

С этой точки зрения все факторы гальмиролиза, которые были рассмотрены выше, а также и газовый режим, представляют собою основные факторы климата моря и их изучение составляет начатки «климатологии моря». *Последняя, как обозначившаяся лишь* в самые последние годы, далеко еще не разработана с такой подробностью, как климатология суши; тем более остается неясным влияние морских климатических зон (которые, между прочим, сами еще до сих пор с твердостью не установлены) на процессы подводного разложения.

Переходя после этих общих замечаний *непосредственно к газам*, которые могут растворяться в морской среде, прежде всего следует отметить, что при прочих равных условиях пресные воды обладают способностью растворять большее количество газов, чем воды соленые; так, например, растворимость кислорода в морской воде с содержанием солей в 3,5% понижается примерно на 18—20% по сравнению с его растворимостью в пресных водах (табл. 32).

Таблица 32

Растворимость кислорода в пресной и морской воде

(*см*³ в 1 *л* при давлении 760 *мм*; по А. А. Григорьеву, 1937)

Температура в °С	Пресная вода	Вода, содержащая 3,5% солей
— 2	10,88	8,64
0	10,29	8,22
15	7,22	5,93
30	5,57	4,58

В соответствии с этим можно было бы ожидать, что по мере возрастания концентрации морских вод содержание газов в них должно закономерно уменьшаться. Однако, такие простые соотношения редко встречаются в сложной природной обстановке, где газовый режим находится в функциональной зависимости от целого ряда причин. Знакомство с распределением отдельных газов в океанической и морской воде подтверждает сказанное.

К и с л о р о д почти всюду насыщает поверхностные части не только океанов, но и морей. Этому прежде всего способствует постоянное соприкосновение указанных частей гидросферы с покрывающим их воздухом. Ветер, создавая на поверхности водоема рябь или волны, увеличивает поверхность воды и создает ее вертикальные движения, благоприятные для растворения в воде газов атмосферы. Переломы гребней волн, разбивающие *гребни в брызги*, ведут к перемешиванию воды с воздухом и вносят в водяную толщу множество воздушных пузырьков, образующих здесь газовую эмульсию.

Но, кроме того, верхний слой воды насыщается кислородом не только вследствие растворения атмосферных газов поверхностной

частью водоемов, а также в результате фотосинтеза растений, обитающих в верхней части бассейнов. При этом растения поглощают растворенный в воде углекислый газ, расщепляют его молекулу, усваивают углерод и выделяют в воду кислород в виде мельчайших пузырьков. Таким образом, процесс фотосинтеза приводит к уменьшению в воде угольной кислоты, результатом чего передко является переход бикарбонатов в монокарбонаты, выпадение их в этом виде в осадок и одновременное увеличение в морской воде количества O_2. Так как фотосинтез совершается при помощи солнечной энергии и требует, следовательно, наличия хорошего освещения, то во многих местах с богатой морской флорой содержание кислорода испытывает суточные колебания: максимум содержания кислорода достигается к вечеру, после целого дня солнечного освещения и фотосинтетической деятельности, минимум же — перед восходом солнца. В мелких заливах, густо заселенных различными растениями, в летнее время вода часто бывает пересыщена кислородом.

В более глубоких слоях воды, куда не проникает свет, где нет растительной жизни, где нет уже непосредственного соприкосновения с атмосферой, но где имеются животные, потребляющие кислород для дыхания, и где часть кислорода, кроме того, расходуется на окисление продуктов органической жизни и закисных минеральных соединений, обычно наблюдается понижение кислорода.

Для наиболее хорошо изученного Атлантического океана такое уменьшение количества кислорода с глубиной наблюдается, однако, лишь до известного предела, после чего оно вновь возрастает, и это возрастание прослеживается уже до самого дна.

На рис. 23 изображен продольный разрез через Атлантический океан с нанесенными на него изоксигенами (линиями одинакового содержания кислорода). Рисунок этот заимствован из работы Ваттенберга (1929), которая по отзывам самих океанографов перевернула их прежние представления о вентиляции глубин Атлантического океана. Для построения разреза Ваттенберг располагал более чем 7000 определений кислорода в пробах воды, взятых во время работ Германской атлантической экспедиции на судне «Метеор».

Абиссальные глубины Атлантики (во всяком случае ниже 1500 *м*) оказались, как это видно из рис. 23, хорошо вентилируемыми и богатыми кислородом. По направлению к поверхности содержание O_2 падает, достигая минимума тотчас книзу от слоя температурного скачка. Здесь содержание кислорода местами понижается всего до 0,5 $см^3$ на 1 *л* (восточная часть тропической Атлантики). Верхние горизонты воды, лежащие выше слоя скачка, вновь содержат большое количество кислорода, поступающего сюда с поверхности океана.

Резко выраженное минимальное содержание кислорода довольно близко от поверхности объясняют высокой температурой верхних слоев воды, а также большим потреблением кислорода многочисленными планктонными организмами. Здесь расход кислорода проис-

ходит быстрее, чем его поступление; этому способствует наличие сверху слоя температурного скачка, выполняющего в данном случае роль своеобразной заслонки, так как он препятствует проникновению вниз поверхностных вод, богатых кислородом.

Снабжение кислородом наиболее глубоких частей Атлантического океана достигается почти исключительно путем горизонтальных течений; эти течения берут свое начало в северном и южном полярных областях; течения, двигающиеся отсюда к центру океана, несут холодную, а потому и богатую кислородом воду.

Поскольку мы касаемся здесь распределения кислорода в Атлантическом океане, целесообразно здесь же коротко остановиться на содержании в океанической воде других газов.

Углекислота растворяется в морской воде крайне медленно; также медленно она и выделяется из нее обратно в воздух, если почему-либо достигает предела пересыщения. Поэтому как недосыщенная, так и пересыщенная углекислотой вода очень

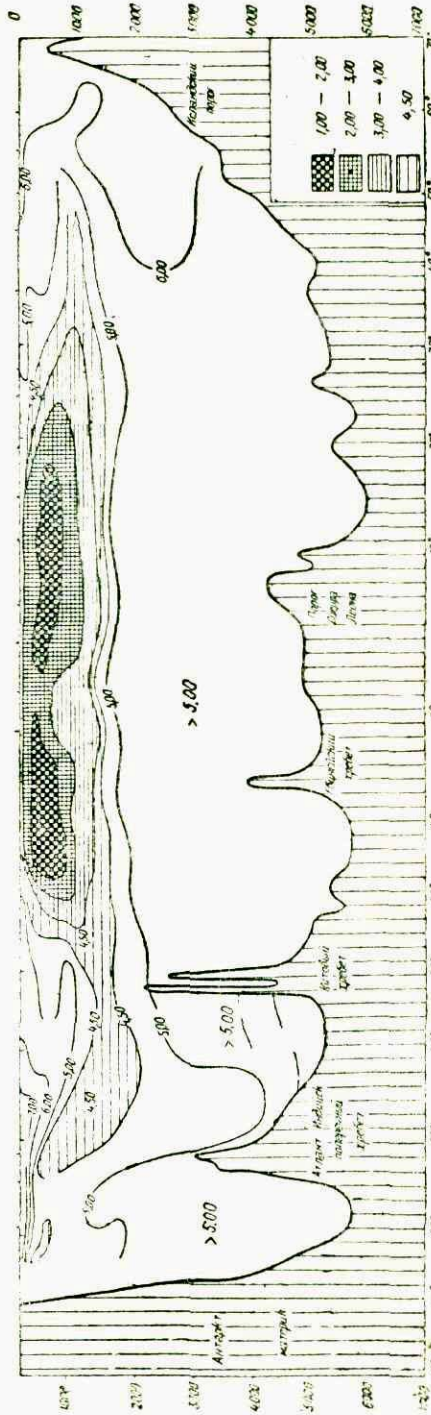


Рис. 23. Продольный разрез Атлантического океана с нанесенными на него изокислородами. Содержание кислорода дано в $см^3$ на 1 $л$ (по Г. Вattенбергу, 1929).

долго должна выстаиваться с открытой свободной поверхностью, чтобы достичь полного равновесия с атмосферой. Так как содержание CO_2 в атмосфере крайне ничтожно (0,03%), то морская вода, если бы она имела нейтральную реакцию, могла бы поглотить из атмосферы не более 0,49 *см*^{3} CO_2 на 1 *л*. В действительности же углекислый газ не просто растворяется в морской воде, но входит в соединение с присутствующими в ней щелочноземельными и частью другими металлами; поэтому общее содержание CO_2 в морской воде значительно выше только что указанной величины и обычно характеризуется цифрой 45 и более *см*^{3} CO_2 на 1 *л*. Следует, однако, иметь в виду, что эта углекислота находится в морской воде не только в свободном состоянии, но также, и даже главным образом, в виде бикарбонатов и карбонатов.

Выше уже говорилось, что холодные пресные воды способны растворять значительно большие количества CO_2, чем воды теплые. Совершенно аналогичная закономерность сохраняется и для соленых вод. Так, по старым данным J. Buchanan (1874) растворимость свободной CO_2 в морской воде меняется в зависимости от температуры следующим образом (табл. 33).

Таблица 33

Растворимость CO_2 в морской воде при различных температурах

(По J. Buchanan, 1874)

t °C	CO_2, *мг/л*	t °C	CO_2, *мг/л*
от −1,4 до + 3,2	53,31	от 15 до 20	42,68
„ 5 „ 10	47,21	„ 20 „ 25	37,18
„ 10 „ 15	43,50	„ 25 „ 28,7	35,88

Этим объясняется то чрезвычайно важное обстоятельство, что холодные воды арктических и вообще высоких широт всегда являются недосыщенными CO_2, тогда как воды тропических, экваториальных и вообще жарких стран, особенно у поверхности, ею пересыщены. Поэтому холодные воды почти всегда способны производить энергичное растворяющее действие на карбонаты, стремясь, в соответствии с принципом Ле-Шателье, установить с ними устойчивое равновесие. Теплые морские воды, напротив, по тем же причинам стремятся освободиться от избыточного количества CO_2 путем выделения в осадок карбонатов. Таким образом, *в холодных морях создаются условия, неблагоприятные для образования известковых осадков*, в то время как в морях, расположенных в жарком климате, происходит накопление последних.

Если учесть, что холодные воды, двигающиеся от обоих полюсов к экватору (рис. 24), вследствие прогревания сами становятся пересыщенными карбонатами и по крайней мере в некоторых местах выделяют их здесь в осадок, то создается впечатление, что холодные

полярные течения в огромном масштабе как бы сносят, смывают карбонатный материал с высоких широт и осуществляют его концентрацию вблизи экватора. Очевидно, что этот колоссальный процесс своеобразного перераспределения карбонатного материала в зоне осадкообразования, неустанно протекающий на наших глазах, в разные геологические эпохи протекал с различной интенсивностью, в зависимости от степени охлаждения и распространения льдов у земных полюсов. Так или иначе, холодные воды, растекающиеся от полюсов по всему пространству мирового океана, являются для него могучими поставщиками не только углекислоты, но и кислорода, влияя тем самым на весь режим земной гидросферы.

Содержание а з о т а в океанической, так же как и в морской воде, мы вовсе рассматривать не будем ввиду химической инертности этого газа и связанной с этим малой его роли в процессах осадкообразования.

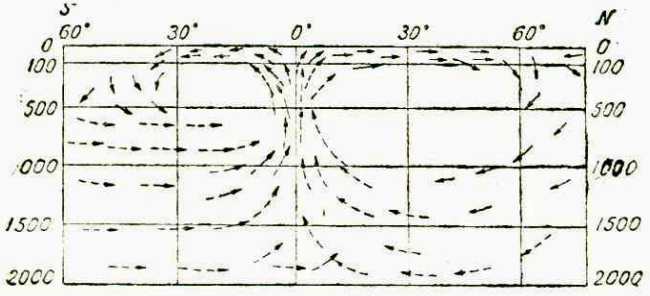


Рис. 24. Схема предполагаемого круговорота океанической воды (по Шотту).

Что касается с е р о в о д о р о д а, то он не свойственен океанической атмосфере и может входить в ее состав лишь эпизодически, быстро окисляясь; вероятно, такие кратковременные проявления H_2S имеют место при подводных вулканических извержениях, но они быстро уничтожаются вследствие достаточно высокого общего окислительного потенциала океанической среды.

Судя по нахождению в некоторых океанических осадках пирита и марказита, можно думать, что какое-то количество сероводорода возникает в некоторых местах внутри рыхлых осадков при разложении органического вещества. Ввиду плохой циркуляции вод внутри осадков вообще и глинистых в особенности сероводород может здесь сохраняться достаточно долго для того, чтобы вступить в реакцию с окружающими веществами и образовать те или иные колчеданы. К величайшему сожалению, состав газов, растворенных в воде, пропитывающей осадки, и играющих, несомненно, очень большую роль в формировании осадочных пород, остается до сих пор совсем неизученным.

Что касается газового режима м о р е й, то дать здесь какую-либо общую схему не представляется возможным, так как он находится в зависимости от местных условий, существующих в каждом отдельном водоеме.

Можно лишь в самых общих чертах указать, что для поверхности морей содержание газов зависит в основном от температуры и солености: чем ниже температура и меньше соленость, тем большее количество воздуха растворяется в поверхностных слоях моря. Вообще же поверхностные слои почти всегда близки к состоянию насыщения атмосферными газами.

Для глубинных слоев морей газовый режим зависит преимущественно от способа сообщения данного моря с соседним морем или океаном и от характера вертикального распределения вод с различными концентрацией и удельным весом. При некотором сочетании этих условий возникает особенное, своеобразное распределение газов внутри бассейнов, совершенно отличное от распределения газов в океанах, где широко развитая вертикальная циркуляция обеспечивает хорошую вентиляцию. В условиях же резкого расчленения водоема на отдельные водные горизонты, что так часто наблюдается в приконтинентальных морях вследствие притока в них с суши пресных вод, вертикальное движение водных масс либо замедляется, либо даже вовсе прекращается, нижние массы воды застаиваются и заражаются всевозможными продуктами распада органического и другого материала, преимущественно сероводородом, углекислотой или одновременно и тем, и другим.

Примеров морей с такого рода нарушенной вертикальной циркуляцией можно привести не мало. Крайним случаем является Черное море с его сероводородным заражением в нижних частях (см. стр.106 и рис. 21). В водах Балтийского моря, также уже кратко освещенного на предыдущих страницах (см. стр.106 и рис. 22), Каспийского и других морей присутствие сероводорода наблюдается лишь эпизодически; H_2S здесь быстро окисляется под влиянием O_2. Даже в таком исключительно мелководном бассейне, как Азовское море, где, как известно, максимальная глубина измеряется 24 *м* и где, казалось бы, воды должны были бы хорошо перемешиваться, при наступлении тихой погоды, у дна начинается сероводородное заражение, которое, правда, исчезает при первом же начавшемся волнении.

Напомним еще раз, что в каждом морском водоеме возможно установить такую границу, выше которой господствует окислительная среда и где наблюдается тот или иной избыток свободного активного кислорода, и ниже которой свободного кислорода нет, а господствует восстановительная обстановка. Мы уже указывали, что эта граница называется окислительно-восстановительной (см. стр. 57). Ее положение в разных морских бассейнах весьма различно. В одних случаях, как, например, в Черном море, она проходит высоко над поверхностью осадка и близко к поверхности моря. В других случаях она в той или иной мере приближается к осадку, иногда совпадает с его поверхностью, местами же проходит под уровнем осадка, внутри осадка так, что верхние горизонты осадка пребывают в окислительной среде, а нижние — в восстановительной (рис. 25).

Положение окислительно-восстановительной границы оказывает настолько существенное влияние на характер осадка, что по этому признаку Л. В. Пустовалов (1933) смог установить целый ряд морских геохимических фаций, о которых речь будет впереди (см. стр. 458).

В результате краткого рассмотрения вопросов, связанных с морской атмосферой, можно сделать вывод, что увеличение давления, понижение температуры и возрастание растворенных в морской воде газов, что обычно связано между собою функциональной зависимостью, согласованно активизируют всевозможные химические процессы, протекающие в морских условиях; они же способствуют ускорению и повышению эффективности явлений гальмиролитического разложения.

Скорость накопления осадков. Скорость накопления осадков, как фактор гальмиролиза, играет весьма существенную роль.

При рассмотрении температурных условий морской среды уже указывалось, что скорость процессов гальмиролитического разложения в общем значительно ниже, нежели скорость близких к ним процессов континентального разложения.

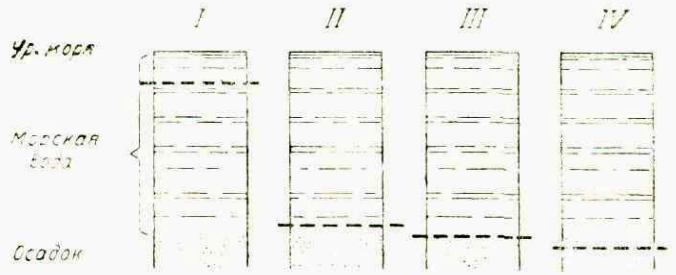


Рис. 25. Разные возможные случаи положения окислительно-восстановительной границы в морских условиях. Окислительно-восстановительная граница показана пунктиром.

I — граница располагается высоко над осадком; *II* — граница располагается близко над поверхностью осадка; *III* — граница совпадает с поверхностью осадка; *IV* — граница проходит внутри осадка.

Но даже в условиях суши, для того, чтобы поверхностное разложение могло привести к заметному эффекту, требуется значительное время. Геологами давно было замечено, что чем дольше пребывают породы на дневной поверхности, тем резче проявляются в них явления разложения. Если так обстоит дело в отношении континентального разложения, то фактор времени тем более существенен для более медленных процессов гальмиролиза.

На самом деле, если на каком-либо участке морского дна происходит быстрое накопление осадка, то каждая частица, его составляющая, быстро уходит из-под разлагающего воздействия морской обстановки, так как только что образовавшийся осадок тут же перекрывается новыми отложениями. За короткий промежуток времени, на протяжении которого при этих условиях составные части осадков входят в непосредственное соприкосновение с морской водой,

последния не успевает оказать на них заметного разлагающего влияния.

Напротив, если накопление осадка протекает замедленными темпами, то его составные части долго находятся под воздействием факторов гальмиролиза, вследствие чего их химический состав может испытать значительные изменения.

Известно, что скорость осадконакопления, как правило, уменьшается по направлению от берега: она больше всего вблизи континентов и в частности в дельтах больших рек (например, у устья р. Фрезер в Канаде скорость отложения достигает 6 *м/год*) и менее всего в абиссальных глубинах (скорость накопления красной глубоководной глины по исчислению некоторых авторов равна приблизительно 1 *мм* в 300 лет). Естественно, что соответственно этому более глубоководные отложения должны быть затронуты явлениями гальмиролиза значительно сильнее, чем прибрежные, где процессы подводного разложения могут почти вовсе не проявляться. Впоследствии мы увидим, что этот вывод вполне соответствует фактическим наблюдениям. Этим, между прочим, объясняется, почему гальмиролиз обратил на себя внимание лишь после того, как были достаточно подробно изучены современные глубоководные морские отложения.

Из сказанного вытекает и другой интересный вывод: в современный геологический момент, когда континенты в общем достаточно высоко приподняты над уровнем океана, явления гальмиролиза не играют существенной роли в осадкообразовании неритовой зоны. В иные же геологические эпохи, когда средний уровень континентов был ниже его теперешнего состояния и когда вследствие этого осадконакопление вокруг континентов шло более замедленными темпами, явления гальмиролиза приобретали и в неритовых фациях существенное значение.

Нам уже известно, что сравнительно небольшие морские глубины являются основной областью морского дна, где образовывались прежде и образуются теперь осадочные породы. Учитывая формулированный только что вывод, приходится признать, что продукты гальмиролитического разложения мы будем находить среди осадочных пород разного возраста в существенно разных количествах: осадочным породам, образовавшимся в моменты высокого стояния континентов, они будут мало свойственны, тогда как *осадочные образования тех эпох, когда общий уровень континентов был понижен, будут особенно богаты продуктами подводного разложения.* К этому вопросу мы вернемся еще впоследствии, когда будем говорить об общих закономерностях в образовании осадочных пород.

Здесь же уместно будет указать, что известным, хотя не всегда достаточно надежным показателем скорости осадконакопления может служить крупность обломочных зерен, входящих в состав осадка: чем мельче размер обломков, тем обычно дальше от берега и тем медленнее они отлагаются; поэтому в глинистых и изначально илистых отложениях, как правило, мы должны ожидать встретить более заметные проявления гальмиролиза, чем в песчаных и других более крупнозернистых отложениях.

Возрастание гальмиролитического воздействия на тонкозернистые осадки связано к тому же не только с замедленным осадконакоплением, но и самой тонкостью зерен, что значительно облегчает и ускоряет различные химические процессы.

Жизнедеятельность организмов. К. Гуммель (1922) отводит жизнедеятельности организмов в процессах гальмиролиза существенное место; особенно он отмечает роль бактерий. При этом он базируется скорее на аналогии с явлениями разложения на суше и в частности с явлениями почвообразования, чем на твердо установленных фактах.

Нет, конечно, никаких сомнений в том, что в морях и океанах проявляется интенсивная бактериальная деятельность, но лишь в самые последние годы мы стали располагать в этом отношении количественными данными; они пока, правда, еще не достаточны, чтобы можно было делать из них какие-либо вполне обоснованные выводы, но общее представление о бактериальной жизни морской среды они все же дают.

Так, в недавней своей работе К. Зобелл и Д. Андерсон (1936) сообщили о результатах исследования ими 116 образцов современных осадков, взятых со дна океана у берегов Южной Калифорнии на расстоянии до 160 *км* от материка и с глубин, доходивших до 2000 *м*. Пробы представляли собою колонки, которые характеризовали морские отложения до глубины 40—75 *см*. Это дало возможность исследовать содержание в морских илах бактерий на разных глубинах от дна моря. В работе приводятся также данные о содержании бактерий в морских водах.

Оказалось, что в морской воде бактерии наиболее многочисленны на глубине от 10 до 50 *м*; ниже же количество бактерий быстро уменьшается. На глубине более 200 *м* содержание их весьма мало; в слоях воды, расположенных над осадком, они иногда вовсе отсутствуют; здесь, таким образом, иногда наблюдаются стерильные воды.

Таблица 34

Среднее число бактерий в 1 *см*³ морской воды или в 1 *г* донных отложений
(По К. Зобеллу и Д. Андерсону, 1936)

Положение станции		32°53,5′ N 117°21,0′ W	32°54,7′ N 117°26,7′ W	32°32,0′ N 117°26,5′ W
Глубина моря		610 *м*	704 *м*	1 287 *м*
Образец	Глубина, *м*	Число бактерий		
Вода . . .	1	344	147	261
„ . . .	10	400	238	260
„ . . .	20	528	292	395
„ . . .	50	620	86	208
„ . . .	100	17	14	53
„ . . .	200	2	3	0
„ . . .	500	0	2	0
Отложения	Дно	768 000	2 170 000	16 200 000

Однако верхние слои ила обычно оказываются вновь содержащими огромное количество бактерий, доходящее до 420 000 000 на 1 *г* осадка; лишь в одном образце было обнаружено менее 10 000 на 1 *г* (табл. 34).

Еще ранее экспериментально было доказано, что бактерии могут существовать при давлении в 6000 *ат*; с этим вполне согласуется обнаружение бактерий Цертом, Кэри и Ваксманом на глубине 5000 *м*. Исследования К. Зобелла и Д. Андерсона, действительно, подтвердили, что видимой связи между количеством бактерий в осадках и глубиной их залегания не имеется (по крайней мере до 2000 *м*). Нет прямой зависимости также между температурой и концентрацией бактерий: в некоторых глубоких местах при $t^\circ = 3—7^\circ$ С бактерий в осадках оказалось больше, чем в более мелких и более теплых участках. Не обнаружено также прямой связи между содержанием бактерий в отложениях и расстоянием от берега (в пределах от 8 до 160 *км*).

При наблюдении над содержанием бактерий в осадках в горизонтальном направлении было установлено их чрезвычайно неравномерное распределение: на расстоянии 2—3 *см* содержание их может колебаться в тысячи раз.

Вместе с тем, можно считать доказанным, что главным фактором, определяющим расселение бактерий по морскому дну, является наличие органического вещества, пригодного для их питания; поэтому, естественно, что содержание бактерий в тонких глинистых отложениях много выше, чем в алевритовых и песчаных. П. Траск, работавший в том же районе, установил, что последние содержат значительно меньше органических веществ, чем первые. Следовательно, степень проявления в современных осадках биохимической энергии, осуществляемой в данном случае через посредство бактерий, прямым образом зависит от природы и химического состава самих отложений. Именно характер осадочных образований определяет собою расселение организмов, а следовательно, и проявление той или иной их работы. Это положение, с несомненностью вытекающее из целого ряда фактических данных, противоречит ошибочному, хотя и общераспространенному представлению, будто бы организмы определяют собою характер осадков, а не наоборот.

Само собою разумеется, что организмы, обитающие в осадке или на его поверхности, в результате своей жизнедеятельности так или иначе воздействуют на осадок, изменяя его состав и другие свойства. Однако, подобное биогенное изменение осадков может протекать лишь до известного предела. Действительно, изменив в той или иной мере осадок, употребив, например, для своего питания все органические вещества или изменив газовый режим окружающей среды и т. п., организмы сами кладут тем самым предел своему дальнейшему существованию (жизнь вырабатывает элементы своей противоположности — смерти и гибели организмов), а, значит, и дальнейшему своему воздействию на осадок.

О роли организмов в явлениях осадкообразования мы будем еще говорить более подробно в дальнейшем.

Очень интересно и характерно распределение бактерий в осад-

ках в вертикальном направлении. Верхние 3—5 *см* донных отложений содержат самое большое количество бактерий, причем имеются данные, указывающие на то, что они находятся главным образом в самом верхнем слое ила толщиной около 1 *мм*. Ниже верхних 5 *см* количество бактерий сильно уменьшается, причем с углублением относительное число анаэробных бактерий резко возрастает, тогда как аэробных — падает[1]. Во многих случаях, но не всегда, уже на глубине 45—50 *см* от поверхности осадка анаэробные бактерии начинают преобладать над аэробными, которые резко превалируют в самых верхних частях отложений.

В качестве примера изменения количества бактерий с глубиной в табл. 35 приводятся результаты детального исследования образца, взятого со специальными предосторожностями в бухте Сан-Диего.

Таблица 35

Результаты исследования донных отложений из бухты Сан-Диего

(По К. Зобеллу и Д. Андерсону, 1936)

Глубина слоя колонки, *см*	Число бактерий в 1 *г* осадка		Отношение анаэробов к аэробам	Окислительный потенциал в вольтах
	анаэробных	аэробных		
0—3	1 160 000	74 000 000	1 : 64	—0,12
4—6	14 000	314 000	1 : 22	—0,29
14—16	8 900	56 000	1 : 6	—0,37
24—26	3 100	10 400	1 : 3	—0,32
44—46	5 700	28 100	1 : 5	—0,37
66—68	2 300	4 200	1 : 2	—0,34

Из таблицы видно, что отношение количества аэробных бактерий к количеству анаэробных быстро уменьшается вниз колонки, причем особенно резко это уменьшение наблюдается на протяжении первых 15 *см*. В таблице приведены также данные об окислительном (кислородном) потенциале различных слоев колонки, выраженные по отношению к нормальному водородному электроду. Они показывают, как и следовало ожидать, что интенсивность восстановительных процессов с глубиной увеличивается.

Возрастание относительного количества анаэробных бактерий с глубиной вполне понятно: аэробные бактерии по Гевирту нормально развиваются при окислительном потенциале E_h от +0,4 до —0,2 V, анаэробные же от +0,05 до —0,4 V. Из табл. 35 видно, что в отложениях бухты Сан-Диего ниже 15 *см* наблюдается потенциал, благоприятный для развития анаэробов. Интересно отметить, что все 68 образцов донных отложений, для которых определялся окисли-

[1] *Аэробы*—организмы, развивающиеся только в присутствии свободного кислорода; *анаэробы*—организмы, способные жить и развиваться при отсутствии свободного кислорода.

тельный потенциал, показали отрицательные значения E_h, тогда как покрывавшая их вода всегда давала положительные значения E_h.

Изучение характера бактерий из верхнего и более глубоких слоев колонок установило, что бактерии из верхнего слоя значительно более требовательны к окружающей их обстановке и менее приспособлены к изменениям условия среды; так, например, они требуют для своего развития концентрации солей не ниже, чем в морской воде, и очень чувствительно реагируют на уменьшение количества растворенных галоидов; зато в соответственных условиях их размножение протекает крайне бурно.

Бактерии, выделенные из более глубоких слоев колонок, напротив, почти всегда развиваются крайне медленно, но легко переносят уменьшение количества соли и могут размножаться как в морской, так и в пресной воде. Следовательно, они представлены видами, более приспособленными ко всевозможным изменениям обстановки.

Для геологов-нефтяников представляет, между прочим, особый интерес заключение П. Траска о времени разложения органических веществ, заключенных в осадочных образованиях. По мнению П. Траска результаты исследования Зобелла и Андерсона указывают, что разложение органических веществ происходит, главным образом, до того, как они достигли морского дна или вскоре после этого. Органические же вещества, погребенные под слоем отложений в несколько сантиметров толщиной, являются достаточно стойкими соединениями и не испытывают в дальнейшем значительных изменений. Эта точка зрения, как мы увидим в дальнейшем, хорошо согласуется с представлениями о характере эпигенетических процессов в осадочных породах, которые будут изложены ниже.

На основании всего сказанного можно притти к выводу, что бактериальная деятельность, несомненно, является одним из факторов гальмиролиза. Однако, поскольку расселение и физиологическая деятельность микроорганизмов находится в теснейшей зависимости от характера осадка, на который они воздействуют, а также от физико-химических свойств среды, то их роль в процессах гальмиролиза скорее следует толковать как роль своеобразных катализаторов, ускоряющих тот или иной процесс, но не изменяющих его общее направление; поэтому к оценке бактериальной деятельности в явлениях подводного разложения следует относиться осмотрительно и не допускать здесь, как это часто делается, расширительных, хотя фактически и мало обоснованных толкований.

Следует отметить, что и крупные организмы также могут принимать участие в процессах гальмиролиза. С одной стороны, после своей смерти они доставляют в осадок органический материал, который сам по себе, не говоря уже о продуктах его разложения (CO_2, H_2S, аммиачные соединения и т. д.), является химическим реактивом, могущим так или иначе влиять на ход гальмиролиза; это, так сказать, косвенное участие организмов в подводном разложении, проявляющееся после их смерти, когда они стали уже частью мертвой природы. С другой стороны, также и живые организмы участвуют в явлениях разложения; это проявляется в химическом воз-

действии на осадок, когда некоторые животные пропускают его через свои пищеварительные органы; это же дает себя знать в раздроблении жевательным аппаратом крупных хищников различного захватываемого ими материала. Так, например, Я. В. Самойлов и Л. В. Пустовалов (1926) объясняют нахождение в некоторых пунктах океанического дна мелких изолированных ромбоэдров кальцита механическим раздроблением известковых раковин более крупными животными. Разумеется, что всякое раздробление материала, произведенное в том числе и биогенным путем, способствует ускорению процессов разложения.

Следует, однако, подчеркнуть, что опять-таки и в этом случае роль организмов сводится к ускорению и без того неизбежного процесса, но не к изменению его направления. В самом деле, как бы известковый материал ни был тонко измельчен, но если нет подходящих физико-химических условий для его разложения, он все равно сохранит свой состав и не испытает каких-либо химических изменений. Напротив, если в среде, где физико-химические условия благоприятствуют, например, переходу кальцита в растворимые бикарбонаты, присутствуют крупные, совершенно не раздробленные известковые раковины, то и они имеют все шансы на химическое изменение и разложение. Таким образом, и в данном случае мы видим, что определяющим фактором процесса гальмиролиза, как и вообще в процессах осадкообразования, являются физико-химические свойства среды; организмы же выполняют, как уже было сказано, роль катализаторов, замедляющих, а чаще ускоряющих и без того неизбежный природный процесс.

Из этого, впрочем, вовсе не следует делать вывода, что при рассмотрении явлений осадкообразования мы можем вовсе пренебречь жизнедеятельностью организмов. Идя по этому пути, мы впали бы в иную крайность, также не соответствующую действительному положению вещей в природе, как и та, которая допускается сторонниками расширительного, совершенно произвольного и упрощенного толкования будто бы ведущей, самоопределяющей, только от себя зависящей осадкообразующей деятельности организмов.

Примеры гальмиролитического разложения. Наиболее типичными примерами продуктов гальмиролиза считаются некоторые ферроспликаты, в частности глауконит и шамуазит. При описании типов пород этим минералам будет уделено специальное внимание; здесь же мы только отметим, что глауконит, как полагают некоторые исследователи, представляет собою чаще всего продукт подводного разложения листочков железисто-магнезиальной слюды — биотита. Он не образуется ни слишком далеко, ни слишком близко от берега; оптимальная глубина его распространения в современных морях колеблется около 200 *м*; впоследствии мы увидим, что в иные геологические эпохи глауконит мог образовываться на меньших глубинах и ближе к берегу.

Приуроченность современного глауконита к довольно значительным глубинам и удаленность глауконитовых отложений от современных материков хорошо сочетается с теми представлениями

об эффективности гальмиролитических процессов, которые излагались выше. На самом деле, на глубинах около 200 *м* наблюдается, повидимому, достаточно медленное накопление осадков и уже достаточно высокое давление, чтобы процессы гальмиролиза могли глубоко затрагивать некоторые минералы. Отметим, что из общеизвестных и характерных современных продуктов гальмиролитического разложения глауконит находится на наименьшем расстоянии от берега, тогда как другие современные продукты гальмиролиза располагаются на еще более значительных расстояниях от континентов и на бо́льших глубинах.

Об условиях образования другого упомянутого феррисиликата — шамуазита, вполне точных данных не имеется, так как достоверных находок его среди современных донных отложений до сих пор не было. Принимается, что шамуазит по своему генезису довольно близко стоит к глаукониту, но требует для своего образования более восстановительных условий.

Так называемый п а л а г о н и т, представляющий собою продукт подводного разложения базальтовых туфов, также относится к гальмиролитическим образованиям; он приурочен обычно к абиссальным отложениям; разложение в данном случае заходит настолько далеко, что возникающий продукт — палагонит — легко растворяется в соляной кислоте, которая на свежие базальтовые породы не оказывает заметного действия.

Как видно из анализов, приведенных в табл. 36, процесс образования палагонита сопровождается выносом кальция, магния, а

Таблица 36

Анализы палагонита и исходного продукта

(В весовых %%, по K. Andrée, 1920)

Компоненты	Черное вулканическое стекло с кристаллами оливина	Палагонитовые корки на вулканическом стекле
SiO_2 . . .	46,73	44,73
Al_2O_3 . . .	17,71	16,26
Fe_2O_3 . . .	1,73	14,57
FeO	10,92	—
MnO . . .	0,44	—
Mn_2O_3 . . .	—	2,89
CaO	11,56	1,88
MgO . . .	10,37	2,23
K_2O . . .	0,17	4,02
Na_2O . . .	1,83	4,50
H_2O . . .	—	9,56
Сумма . .	101,49	100,64

Примечание. Материал получен со станции 276 „Челленджера" в Тихом океане, с глубины 4298 *м*.

частью также SiO_2 и Al_2O_3; содержание других элементов, особенно железа и щелочей соответственно возрастает; марганец и железо полностью окисляются; присоединяется значительное количество воды.

Бентониты или бентонитовые глины, распространенные среди меловых отложений западной части Северной Америки и в других местах, причисляются к продуктам гальмиролитического разложения вулканического пепла. Они часто содержат остатки еще не разложившегося вулканогенного материала, а также различные минералы обломочного происхождения, принесенные с берега (зерна кварца, циркона и др.); структура, унаследованная от материнской породы — вулканического пепла, наряду с нахождением бентонитов среди нормальных осадочных морских образований, не оставляют сомнения в их происхождении за счет подводного разложения пирокластического материала.

У нас в СССР породы, близкие к бентониту, известны, главным образом, в Крыму; они называются здесь килом или кефекилитом. Стратиграфически они подчинены верхнему мелу и протягиваются от г. Севастополя примерно на северо-восток, выклиниваясь в районе Карасубазара и Старого Крыма. В совокупности они образуют дугу, параллельную выходам крымских изверженных пород. По С. П. Попову (1938) осадки бассейнов, в которых образовался кил, были обогащены продуктами разрушения авгитовых диоритов и порфиритов, наиболее распространенных магматических пород Крыма; их цветные минералы из группы пироксенов и роговых обманок и послужили, очевидно, исходным материалом для подводного образования за их счет кила. К сожалению, детального петрографического исследования этих пород и сопоставления с составом материнского материала никто до сих пор не проводил. Любопытно, что крымские отложения кила залегают в самой непосредственной близости от глауконитовых пород, что указывает на то, что условия, благоприятные для образования глауконита и кила, по времени следовали друг за другом.

Филлипсит, минерал из группы цеолитов—$(K_2, Ca)Al_2Si_4O_{12}$, широко распространенный на обширных площадях Тихого и Индийского океанов и входящий здесь в состав глубоководных осадков, представляет, по Д. Мэррею и А. Ренарду (1891), продукт гальмиролитического разложения вулканического материала. Филлипсит встречается в виде свободных и изолированных микроскопических кристалликов, составляющих иногда до 20—30% всего осадка (рис. 26). Некоторые фораминиферы с агглютинированной раковиной употребляют его для построения своего скелета.

Интересно отметить, что в условиях литосферы филлипсит образуется гидротермальным путем, при воздействии сравнительно низкотемпературных горячих вод на полевые шпаты; здесь он часто наблюдается в пустотах базальтов и фонолитов. Таким образом, гидротермальные процессы литосферы и процессы гальмиролиза гидросферы приводят в данном случае к образованию одного и того же минерального вида; это дает возможность составить себе приблизительное представление об эффективности явлений подводного разложения.

Значительно больший интерес представляют наблюдения не над отдельными продуктами гальмиролитического распада, а над процессами гальмиролиза, протекающими на достаточно широкой площади морского дна, особенно если такие наблюдения связаны с различными океанографическими данными, характеризующими район наблюдений. Такого рода работы до сих пор являются весьма малочисленными, так как для своего выполнения они требуют необычного для геолога и дорогостоящего сбора материала в открытом море и притом на значительных пространствах; следовательно, они могут быть осуществлены лишь в том случае, если у исследователя имеется тесный контакт с океанографическими и другими учреждениями, ведущими наблюдения над морями и располагающими для этого флотом и аппаратурой для подводных исследований.

Рис. 26. Кристаллы и сферолиты филлипсита под микроскопом. Тихий океан, глубина 3874 *м* (по L. Collet, 1908).

В. М. Кленова (1936) имела возможность изучить характер подводного выветривания валунов различных горных пород, рассеянных по дну наших северных морей. Для этого было просмотрено более 13 000 обломков пород, поднятых со дна моря дночерпателем и тралами во время экспедиции судна «Персей» в 276 пунктах (станциях), распределенных более или менее равномерно по всему Баренцову морю. Для каждой станции подсчитывался процент камней, явно затронутых разложением; об этом можно было судить по наличию у поверхности обломков бурой железистой корки. Полученные данные наносились на карту, на которой затем выделялись участки с одинаковым количеством валунов, затронутых разложением. В результате была составлена карта, воспроизведенная на рис. 27; рядом с ней помещена карта глубин Баренцова моря.

Сопоставляя обе карты, не трудно видеть, что наибольшее количество валунов, затронутых разложением, располагается в общем в наиболее глубоких и удаленных от берега участках моря.

Еще более отчетливо та же закономерность проявляется на рис. 28, из которого видно, что количество валунов, затронутых разложением, в общем довольно плавно увеличивается с глубиной.

Сопоставляя распределение по дну моря валунов, затронутых разложением, М. В. Кленова указывает, что, если оставить в стороне некоторые отклонения, то следует признать, что явления гальмиролиза проявляются наиболее интенсивно в Баренцовом море на глубинах свыше 200 *м*, в то время как свежие породы нанчаще встречаются на глубинах около 100 *м*; однако не весь район больших глубин сплошь охвачен этим процессом.

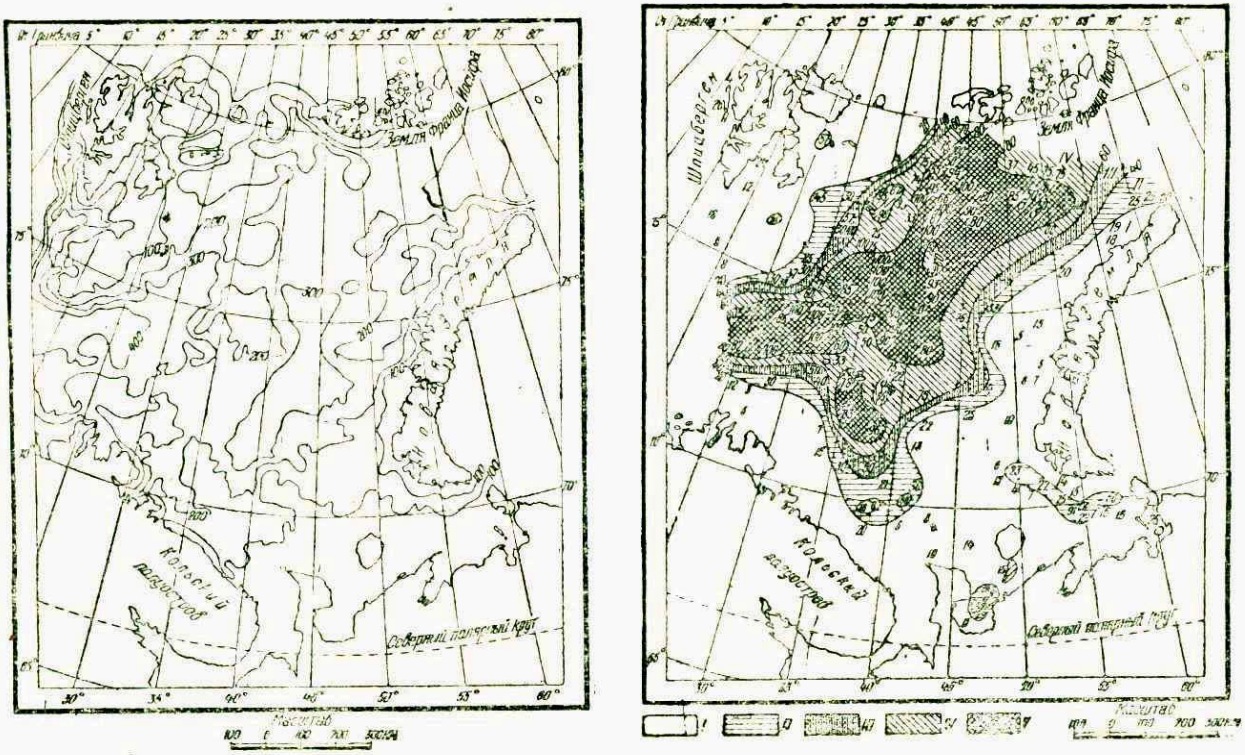


Рис. 27. Карта распределения на дне Баренцова моря валунов, затронутых разложением:

I — от 0 до 20 % «выветрелых» камней в пробе; *II* — от 20 до 40 %; *III* — от 40 до 60 %; *IV* — от 60 до 80 %, V — от 80 до 100 %. Карта глубин Баренцова моря (из работы М. В. Кленовой, 1936).

Содержание кислорода в придонной воде Баренцова моря всегда значительно (процент насыщения кислородом колеблется в пределах примерно от 82 до 100%); в районах интенсивного проявления гальмиролиза содержание кислорода в среднем все же несколько ниже, чем в прибрежных районах; содержание же углекислоты, напротив, здесь в общем выше, чем в других участках (3,1—3,7‰ у дна). Концентрация водородных ионов (величина pH) придонной воды является всюду более или менее постоянной; однако в районах интенсивного гальмиролитического распада она колеблется в пределах 7,95—8,08; в районах же со слабым развитием гальмиролиза pH не спускается ниже 8,00.

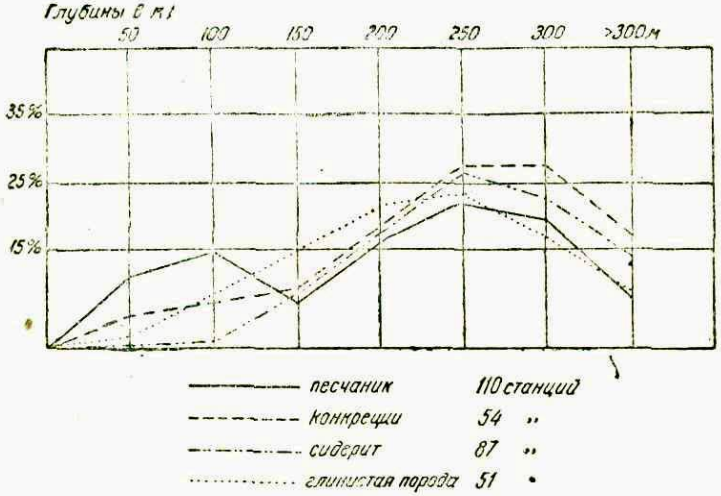


Рис. 28. Распределение по глубинам Баренцова моря валунов, не затронутых разложением (по М. В. Кленовой, 1936).

По характеру осадков, к которым приурочены сильно выветрелые валуны, можно сделать заключение, что возрастанию эффективности гальмиролиза способствует замедленное осадконакопление. Правда, когда отлагаются наиболее тонкие илы, что свидетельствует о почти полном отсутствии движения воды, валуны оказываются более свежими; последнее наблюдение вполне понятно, так как для непрерывного течения процессов гальмиролиза требуется хотя бы слабый приток новых реагентов (O_2, CO_2 и др.), заключающихся в морской воде, иначе они будут скоро исчерпаны в результате реакции и процесс гальмиролиза приостановится.

М. В. Кленова не обнаружила идеально полного соответствия между распределением по дну моря гальмиролитически разложенных валунов с глубиной бассейна, температурой и газовым фактором, и поэтому она, отмечая приблизительные совпадения между этими величинами, склонна все же считать, что разложение обусловлено преимущественно жизнедеятельностью бактерий.

Вряд ли эту точку зрения можно признать вполне обоснованной, так как мы уже видели, что само расселение бактерий зависит от физико-химической обстановки. Те же совпадения, которые обнаружены М. В. Кленовой между распространением в той или иной мере разложившихся валунов и различными океанографическими факторами, в частности —с глубиной бассейна, имеют совершенно достаточную точность соответствия, особенно если принять во внимание *геологический масштаб явления*.

В заключение уместно отметить, что все без исключения примеры современного гальмиролитического разложения, которые мы рассмотрели, относятся к значительным морским глубинам, превышающим глубину неритовой области. Этим еще раз подчеркивается уже отмечавшееся ранее положение, что в условиях современной геологической действительности явления гальмиролиза в *неритовой зоне не играют значительной роли*.

Сопоставление неритовой зоны с другими океаническими областями. Сопоставление неритовой зоны с другими океаническими областями полезно не только для лучшего понимания гальмиролитических процессов в различных областях морского дна, но необходимо также для того, чтобы отдать себе ясный отчет в том, *с продуктами какой обстановки обычно имеет дело петрограф-осадочник* и с какими продуктами преимущественно встречается океанограф, изучающий современные океанические отложения.

Ниже приводится сравнительная таблица наиболее характерных черт неритовой и абиссальной зон; батиальная зона занимает между ними промежуточное положение, но не трудно видеть, что по своему характеру она все же ближе стоит к абиссальной.

Неритовая область	*Абиссальная область*
1. Переменная и неустойчивая с о л е н о с т ь; возможны значительные отклонения от солености океанической воды в ту и другую сторону, чаще в сторону опреснения. Частое расчленение вод по горизонтам в зависимости от их концентрации и плотности.	1. Устойчивая и постоянная соленость около 3,5%.
2. Колеблющийся с о л е в о й с о с т а в, чаще в сторону возрастания CO_3'', SO_4'', $Ca^{\cdot\cdot}$ (влияние континентальных пресных вод), иногда в сторону более или менее р е з к о г о увеличения $Na^{\cdot}$, $K^{\cdot}$, Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ (влияние испарения, см. рис. 15 на стр. 97).	2. Постоянный солевой состав (см. табл. 24 на стр. 94).
3. Наличие пониженных (по сравнению с земной поверхностью), хотя и несколько изменчивых т е м п е р а т у р у дна, что наряду с относительно небольшим д а в л е н и е м замедляет здесь скорость различных химических *реакций*.	3. Низкая и постоянная температура (изотермичность); давление, однако, настолько велико, что химические реакции вновь приобретают значительные темпы и эффективность.

4. Постепенное общее нарастание с увеличением глубин органического вещества в осадках (меньшее «разбавление» обломочным материалом) и связанное с этим уменьшение в том же направлении свободного кислорода в среде, непосредственно окружающей осадок.

5. Весь материал, поступающий в мировой океан с материков, проходит через неритовую область; значительная часть его здесь же и отлагается.

6. Значительная скорость накопления осадков (в области дельт до 6 *м* в год).

7. Накопление осадков являющихся рыхлыми аналогами осадочных пород.

4. Постепенное общее уменьшение органического вещества в осадках по мере увеличения глубин (в связи с его разрушением при прохождении сквозь значительную толщу воды) и, параллельное этому увеличение активности свободного кислорода.

5. Поступление лишь известной части материала, сносимого в суши и не задержавшегося в неритовой зоне (так сказать, «профильтрованного» через неритовую область).

6. Крайне медленное накопление осадков (примерно до 1 *мм* в 300 лет).

7. Накопление осадков, аналогов которых среди осадочных пород не установлено.

Вряд ли это сопоставление требует специальных пояснений. Оно еще и еще раз подчеркивает, насколько осмотрительно и осторожно следует использовать наблюдения над современными осадками, особенно открытого океана, для истолкования условий образования ископаемых осадочных пород.

6. История главнейших первичных минералов в зоне осадкообразования

Общие данные. Ознакомившись с общим характером процессов химического разложения как на материках, так и в морских условиях, мы можем перейти теперь к рассмотрению явлений разложения в зоне осадкообразования отдельных минералов и их групп.

Разумеется, что поведение на земной поверхности различных минеральных видов, обычно пришедших сюда из других термодинамических зон, весьма различно; оно зависит прежде всего от их химической природы, а также от некоторых других их особенностей, как, например, от твердости, способности дробиться по спайности, образовывать определенную форму обломков и т. д.

Здесь нет возможности разбирать детально поведение в зоне осадкообразования всех, даже наиболее распространенных минералов; впрочем, в этом нет и прямой необходимости.

Из курсов минералогии известно, что отдельные минералы и их группы пользуются в твердой литосфере далеко неодинаковым распространением. По подсчетам Г. Берга (1932), основанным на данных Ф. Кларка о распространенности в земной коре отдельных химических элементов, минералогический состав земной коры выражается в цифрах, приведенных в табл. 37.

Отсюда видно, что алюмосиликаты каолинового ряда (59,5%), простые мета- и ортосиликаты (15,0%), кварц (12,0%) и вода (9%) составляют уже 95,5% всей земной коры; ясно, что все остальные минеральные виды играют подчиненную роль в общем минеральном хозяйстве природы вообще и зоны осадкообразования в частности. Чтобы составить себе общее представление о поведении изначальных

Таблица 37

Распространенность минералов в земной коре

(Весовые %%, по Г. Бергу, 1932)

Минералы	%	Примечания
Полевые шпаты	55,0	59,5% алюмосиликатов каолинового ряда
Слюды	3,0	
Каолин (глины)	1,5	
Мета- и ортосиликаты	15,0	
Кварц, халцедон, опал	12,0	
Магнетит и гематит	3,0	3,3% железорудных минералов
Лимонит	0,3	
Кальцит	1,5	1,6% карбонатов
Доломит	0,1	
Сульфиды	< 0,3	
Фосфаты	< 0,75	
Хлористые соединения	< 0,30	< 0,5% галлоидных соединений
Фтористые соединения	ок. 0,20	
Вода	9,0	

материнских минералов в процессе осадконакопления, нам достаточно поэтому *познакомиться с характером разложения указанных* трех минеральных групп (поведение воды, естественно, выпадает из нашего рассмотрения).

Это мы и сделаем, уделив затем некоторое внимание поведению в поверхностных условиях некоторых других наиболее важных минеральных видов.

История алюмосиликатов каолинового ряда. История алюмосиликатов каолинового ряда, главным образом полевых шпатов и слюд, в сущности говоря, определяет собою всю историю магматических минералов и горных пород на поверхности Земли; это вполне понятно, так как эта группа минералов резко преобладает над всеми остальными составными частями кристаллических пород. Мы должны поэтому остановиться на рассмотрении их поведения в зоне осадкообразования особенно детально.

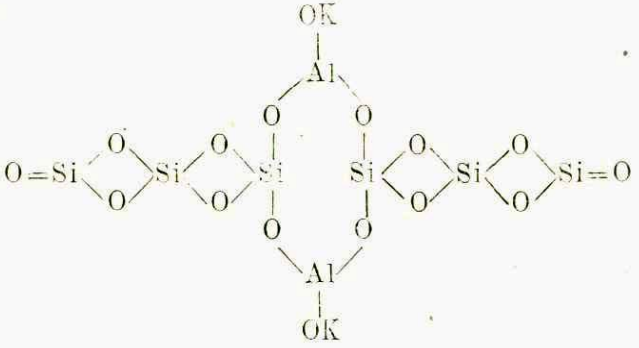
Полевые шпаты и слюды объединяются между собою тем, что они принадлежат к каолиновому ряду; именно этим объясняется более или менее сходное поведение их в зоне осадкообразования. Химический состав минералов каолинового ряда может быть выражен следующей общей формулой:

$$R_2^{\cdot}O \cdot Al_2O_3 \cdot n SiO_2 \quad \text{или} \quad R^{\cdot\cdot}O \cdot Al_2O_3 \cdot n SiO_2,$$

где n — целое четное число, не превышающее обычно 6; $R^{\cdot}$ — одновалентный щелочный металл (калий, натрий и др.); а $R^{\cdot\cdot}$ — двухвалентный металл (кальций, магний, железо и др.). Легко видеть, что между обеими приведенными формулами нет никакой принципиальной разницы и они отличаются только тем, что показывают, что в первом случае в состав минералов входит одновалентный металл, а во втором — двухвалентный.

В действительности состав алюмосиликатов каолинового ряда, как известно, обычно бывает сложнее, и нередко значительно сложнее, чем приведенные общие формулы, но все же основная часть минерала, его, так сказать, «химический скелет», как правило, вполне удовлетворительно укладывается в указанные соотношения.

Поскольку коэфициент n может выражаться разными числами, то, следовательно, содержание окиси кремния в алюмосиликатах может колебаться в довольно значительных пределах, а в связи с этим молекула алюмосиликата может быть то более, то менее сложной. В частности, у многих полевых шпатов их молекула является довольно громоздкой, так как n равно здесь 6; так обстоит, например, дело с молекулами полевых шпатов, в состав которых может входить калий или натрий (весьма распространенные минералы ортоклаз, микроклин, альбит). Строение молекулы такого полевого шпата отображается следующей структурной формулой, где каждая черточка обозначает одновалентную связь:



(1)

Так выглядит, как известно, структурная формула весьма распространенного полевого шпата — ортоклаза ($K_2Al_2Si_6O_{16}$).

Какие же изменения испытывает это сложное молекулярное сооружение под влиянием поверхностных сил?

Полевые шпаты и слюды, входящие в состав изверженных пород, образуются, как известно, в зоне магмы, в условиях высокой температуры и высокого давления. Выходя затем на дневную поверхность, они переходят в совершенно новую для них обстановку, к которой они оказываются не приспособленными. Здесь, на земной поверхности, на них начинают воздействовать новые для них факторы (вода, растворенная в ней углекислота, кислород воздуха и др.), химическая работа которых проявляется на протяжении долгого геологического времени, постепенно, но неуклонно изменяя их химический состав.

Только что вышедшие на поверхность, свежие, блестящие своими гранями и плоскостями спайности, полевые шпаты и слюды проходят в зоне осадкообразования через ряд последовательных стадий своего старения (разрушения), которые еще не так давно представлялись, а некоторым исследователям представляются и до сих пор, как совершенно самостоятельные, независимые и не связанные друг с другом «явления выветривания» алюмосиликa-

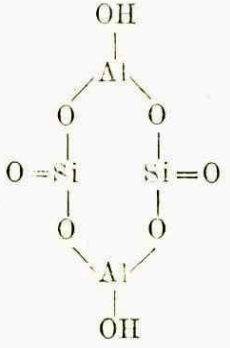
тов, протекающие при различных климатических условиях. При этом сложные молекулярные постройки, созданные энергией зоны магмы, постепенно упрощаются и, пройдя через целый ряд последовательных промежуточных состояний, отмечающих как бы лишь отдельные звенья одного непрерывного процесса, переходят в конце концов в значительно более простые, но в то же время гораздо более устойчивые в поверхностных условиях химические соединения.

Эти-то отдельные звенья и воспринимались ранее как самостоятельные и независимые явления, но связь между ними долго не улавливалась, хотя она представляется наиболее интересной и важной [1].

Подобно тому, как геоморфологи говорят в отношении рельефа земной поверхности о стадиях его юности, зрелости и старости, так и в приложении к алюмосиликатам, включающимся в процессы осадкообразования, можно говорить о разных стадиях их изменения. Главнейшие стадии эти таковы:

Первая стадия разложения алюмосиликатов каолинового ряда характеризуется выносом катионов (металлов) и десилификацией. Катионы (K, Na, Ca...) переходят при этом, главным образом, в углекислые, а частью также в галлоидные, сернокислые и другие соли и в этом виде растворяются и уносятся водами; их место в разрушающейся молекуле алюмосиликата занимает водород. Что касается кремнезема, то он в первую стадию уходит не весь, а только часть его, составляющая так называемые боковые цепи, после чего в молекуле остается только две частицы SiO_2.

В результате строение вновь возникающей молекулы становится значительно более простой, как это видно из следующей структурной формулы:



(2)

Сопоставляя формулы (1) и (2), можно видеть, что хотя молекула алюмосиликата сильно упростилась, все же основное ее центральное ядро (так называемое «каолиновое ядро») осталось без изменений, и, следовательно, коренных изменений в структуре алюмосиликата еще не наступило. Алюмосиликат, как таковой, продолжает еще существовать, но вступает в новую стадию своей жизни.

[1] ... «Обычное представление схватывает различие и противоречие, но не переход от одного к другому, а это самое важное»... (В. И. Ленин. Философские тетради, стр. 140).

Если структурную формулу (2) преобразовать в обычную химическую формулу, то мы получим $H_2Al_2Si_2O_8$, что соответствует составу каолина, с той только разницей, что в каолине присутствует еще одна молекула воды (H_2O), что вполне понятно, так как преобразование алюмосиликатов происходит в среде, где нет недостатка во влаге.

Действительно, минералогам давно известно, что все полевые шпаты и слюды, образующиеся в зоне магмы, переходят в условиях земной поверхности в каолин. Сначала они каолинизируются лишь по поверхности и по трещинкам, а затем этот процесс охватывает весь минерал.

В качестве промежуточного продукта иногда, особенно при разложении полевых шпатов, возникает серицит — мелкочешуйчатая разность калиевой слюды — мусковита. Так как серицит представляет собой довольно устойчивый минерал, то его появление как бы несколько задерживает дальнейший процесс разложения алюмосиликатов, но все же не изменяет его общего характера и направления.

Поскольку в первую стадию своего разрушения алюмосиликаты стремятся перейти в каолин, мы можем называть ее стадией каолинового разложения. К моменту ее завершения, который в сложной природной обстановке может быть установлен почти всегда лишь условно, из алюмосиликатов полностью выносятся катионы и кремнезем боковых цепей (металлы, как уже указывалось, — главным образом в форме углекислых солей, а кремнезем — в состоянии коллоидного раствора). Эти бывшие составные части магматических алюмосиликатов, освободившись из их сложных молекул, начинают совершать свою миграцию по земной поверхности; их последующая судьба в зоне осадкообразования будет рассмотрена ниже.

Если образовавшиеся молекулы каолина остаются в зоне осадкообразования, а не погребаются в осадках, то они продолжают испытывать на себе дальнейшее воздействие факторов поверхностного разложения. В результате тесная связь между алюминием и кремнеземом, которая обеспечивала до сих пор существование каолинового ядра несмотря на заметные изменения внутри молекулы алюмосиликата, постепенно все более и более расшатывается и, наконец, наступает момент, когда она вовсе нарушается. Этот этап должен рассматриваться как полное разрушение алюмосиликата, как конец его существования. Разрыв внутримолекулярной связи между алюминием и кремнеземом знаменует конец его существования. Магматический минерал, проделав целую эволюцию своего развития под влиянием поверхностных сил земной коры, как бы погибает своей естественной смертью, давая начало новому ряду поверхностных минералов.

Последний этап в жизни алюмосиликата (потеря связи между алюминием и кремнеземом) может быть выражен следующим химическим уравнением:

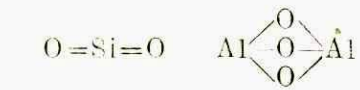
$$H_2Al_2Si_2O_8 \cdot H_2O = Al_2O_3 \cdot n\,H_2O + 2SiO_2 \cdot n\,H_2O$$

Известно, что в лаборатории эта реакция может быть осуществлена в короткий промежуток времени при затрате значительной тепловой энергии (нагревание каолина до 1050—1100° С). В природной же обстановке, в разрезе длительных геологических эпох, эта же реакция совершается при обычных температурных условиях.

В результате разрушения каолина возникают два основных продукта: один из них свободный гидрат окиси алюминия — $Al_2O_3 \cdot n H_2O$, входящий обычно в состав бокситов, другой — опал, свободный, коллоидальный кремнезем — $SiO_2 \cdot n H_2O$, который может перейти в кристаллические модификации, дав начало халцедону, кварцу или другим разностям природного SiO_2.

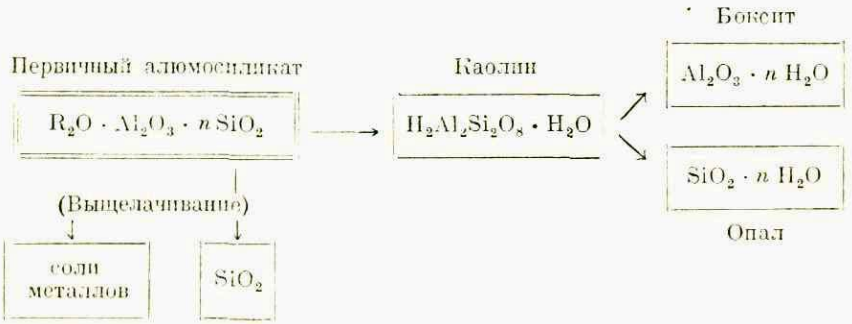
Последнюю стадию выветривания алюмосиликатного материала можно называть а л л и т и ы м выветриванием (по Харрасовичу), либо л а т е р и т н ы м или б о к с и т о в ы м выветриванием, так как при этом могут возникать бокситы и латериты, нахождение свободных гидратов окиси алюминия в которых составляет их наиболее характерную черту.

Аллитное выветривание приводит к образованию наиболее простых и устойчивых молекул, как это можно видеть из структурных формул безводных окислов Al и Si:



(3)

Для большей ясности можно иллюстрировать последовательную историю разложения алюмосиликатов в зоне осадкообразования следующей схемой:



Не надо думать, что отдельные этапы в поверхностной истории алюмосиликатов как-то разграничены между собою. Напротив, это единый, непрерывно развивающийся процесс, охватывающий собой огромное геологическое время и требующий для своего полного завершения целых геологических эпох, причем, как мы знаем, весьма значительные массы полевых шпатов и других алюмосиликатов, входящих в состав весьма древних пород, выступающих на земную поверхность, до сих пор еще остаются не переведенными в каолин, так же как значительные массы каолина не переведены еще в состояние свободных окислов алюминия и кремния.

Внутримолекулярные силы, возникающие в алюмосиликатах в момент их образования внутри магматического очага, хотя оказываются и не вечными, но все же достаточными, чтобы обеспечить существование в зоне осадкообразования молекул магматических алюмосиликатов весьма длительное время. Нужно, чтобы минерал глубинного происхождения прошел чрезвычайно длительный путь своего развития в условиях поверхности Земли, может быть, многократно *участвуя в процессах осадконакопления и подвергаясь* многочисленным последовательным переотложениям, пока в нем нарушатся наиболее прочные химические связи внутрикаолинового ядра.

Изложенный взгляд на судьбу алюмосиликатов в зоне осадкообразования в схеме был разработан некоторыми почвоведами (1935), тогда как до недавнего времени отдельные моменты одного *непрерывного процесса разложения алюмосиликатов, как уже* было указано, разобщались между собою и расценивались как вполне самостоятельные, изолированные формы их разложения, характерные для определенных климатических поясов.

Так, например, было принято думать, что в условиях сухого и жаркого климата разложение полевых шпатов и слюд почти вовсе не происходит; что в условиях теплого и влажного климата происходит *их разложение до каолина, причем на этом процесс останавливается* и дальнейшего разложения их в этих условиях не происходит; что, наконец, только в условиях тропиков может наступить распад каолинового ядра и накопление свободных гидратов окиси алюминия. Уверенность в правильности подобного представления была настолько велика (и остается подчас таковой до сих пор), что по нахождению среди древних осадков свежих полевых шпатов, каолина или свободных окислов алюминия делали безоговорочные заключения о характере климата в минувшие эпохи.

Что же заставило пересмотреть этот взгляд и притти к новым представлениям? Прежде всего, о связности и неразрывности различных стадий разложения алюмосиликатов говорит нахождение в природе всевозможных переходов между их крайними случаями, т. е. от свежего их состояния до бокситов включительно. В осадочных *породах практически вовсе не встречается абсолютно свежих* полевых шпатов и других алюмосиликатов, не перешедших в той или иной мере в каолин; с другой стороны, нет каолинов, если только они не отсортированы движущейся водой, не содержащих остатки еще не окончательно разложившихся алюмосиликатов, равно как не содержащих хотя в минимальной мере свободных окислов алюминия. По данным Эдварда (Edwards) целый ряд зарубежных глин *и каолинов, происходящих из месторождений, расположенных в умеренных* широтах, являются в той или иной мере бокситизированными. Детальное химическое исследование глин СССР, выполненное за последние годы, показало, что очень многие из них содержат в том или ином количестве избыточное количество глинозема, против того, которое требуется для насыщения SiO_2; это также указывает на их бокситизацию. Вообще, процесс бокситизации распространен *гораздо шире, чем это представлялось до сих пор. С другой сто-*

роны, в построении бокситовых месторождений всегда принимают участие каолины, которые нередко дают последовательную гамму переходов от почти чистых каолинов до почти чистых бокситов.

Но, пожалуй, самым убедительным доводом являются результаты наблюдений над развитием латеритного покрова в некоторых тропических странах и над его связью с изверженными породами разного геологического возраста. Так, например, на Мадагаскаре, который располагается, как известно, в тропической зоне, процессами латеритизации затронуты лишь древние изверженные породы и, в частности, древние базальты; молодые же послетретичные базальты и базальтовые лавы, несмотря на то, что они уже покрылись достаточно развитой корой разрушения, признаков латеритизации не обнаруживают. В данном случае с полной ясностью выступает решающее значение *фактора времени:* базальты разного геологического возраста находятся на Мадагаскаре в тождественных климатических условиях, но процессам латеритизации успели подвергнуться продукты разрушения лишь древних базальтов.

В главе, посвященной рассмотрению бокситовых пород (см. гл. IV во II ч.) будут приведены еще другие дополнительные данные, говорящие в пользу того, что для распада каолинового ядра в условиях земной поверхности требуется не столько тропический климат, сколько значительная продолжительность процессов разложения, так как *распад каолина является последним звеном в длительном процессе поверхностного изменения магматических алюмосиликатов.*

Однако, несмотря на сказанное, нельзя полностью отрицать влияния климата на ход разложения алюмосиликатов; напротив, необходимо признать, что в основу старой «климатической» теории выветривания было положено неоспоримое зерно истины, так как в соответствии с правилом Вант-Гоффа повышение температуры будет, несомненно, способствовать наиболее быстрому растачиванию и нарушению внутримолекулярных связей каолинового ядра и доведению процесса до конца в максимально короткий срок.

Все же, при этих условиях роль климата, естественно, не может трактоваться, как решающая. Не климат обусловливает разложение алюмосиликатов и каолина; процесс химического разрушения последних имеет одинаковое *направление* в условиях зоны осадкообразования решительно при всяких климатических условиях; климат же лишь замедляет или ускоряет его темп. В частности, тропический климат является своеобразным катализатором, значительно ускоряющим и без того неизбежный, но крайне медленный процесс.

Только что высказанное положение нисколько не противоречит тому обстоятельству, что количественные различия в климатических факторах (разные условия температуры, давления, влажности и пр.) могут повлечь за собой качественные различия в образующихся минеральных осадках. Действительно, один и тот же процесс разложения алюмосиликатов, начавшись одновременно, достигнет в разных климатических условиях разных стадий (*неодинаковая скорость процесса!*); *поэтому в различных*

климатических зонах, при прочих равных условиях, мы будем встречать отличные между собой продукты континентального химического разложения, хотя направление процесса разложения было во всех пунктах тождественным.

Факторами, ускоряющими процесс разложения алюмосиликатов и способствующими доведению его до конца, кроме соответствующего климата могут также служить сильные природные химические реактивы, в частности органические и минеральные кислоты и пр.

Помимо этого, разные алюмосиликаты в общем не одинаково противостоят агентам поверхностного разложения. Одни из них, особенно содержащие Ca, Fe и Mg, как биотит и кальциевые полевые шпаты (апортит и близкие к нему плагиоклазы), переходят в каолин довольно быстро. Другие, как, например, мусковит, значительно лучше выдерживают перенос на большие расстояния. Вполне возможно, впрочем, что у мусковита эта способность связана не столько с его химической природой, сколько с его физическими особенностями. В своей работе, посвященной изучению прикских железных руд и фосфатов, Л. В. Пустовалов (1934) объясняет тенденцию листочков мусковита ассоциировать с обломочными зернами наиболее устойчивых минеральных видов и сохраняться еще тогда, когда другие алюмосиликаты, и в частности полевые шпаты, полностью исчезают, своеобразием транспортировки мусковита. Таблитчатая форма листочков мусковита способствует быстрому его переносу; поэтому он значительно опережает все другие минералы и приходит к месту своего погребения намного раньше других зерен. Таким образом, мусковит значительно выигрывает во времени переноса; в силу этого окружающая среда воздействует на него более короткое время и он доходит в относительно свежем состоянии туда, куда могут быть принесены лишь наиболее устойчивые минералы, передвигающиеся значительно медленнее мусковита и длительное время преодолевающие воздействие разнообразных как химических, так и механических сил.

Так или иначе, в зависимости от местных условий (минералогический состав разлагающихся пород, климат, наличие или отсутствие сильных природных реагентов и пр.), скорость и эффективность процесса разложения алюмосиликатов могут быть довольно различны. Так как этот процесс, кроме того, в силу разных причин может прерываться на любой стадии, то естественно, что мы находим самые разнообразные его проявления, как бы законсервированные среди осадочных пород.

Следует еще раз напомнить, что ввиду резкого количественного превосходства алюмосиликатов каолинового ряда над всеми остальными магматическими минералами их историю в зоне осадкообразования можно рассматривать как стержневое явление, определяющее собою основной характер разложения первичных минералов на земной поверхности.

История мета- и ортосиликатов. История мета- и ортосиликатов в зоне осадкообразования представляется в общем значительно проще, чем алюмосиликатов. Известно, что эти минералы явля-

ются солями гипотетических кремневых кислот, ортокремневой — H_4SiO_4 и метакремневой — H_2SiO_3. В природе они представлены целым рядом весьма характерных минералов, главнейшие из которых авгиты, роговые обманки и оливин.

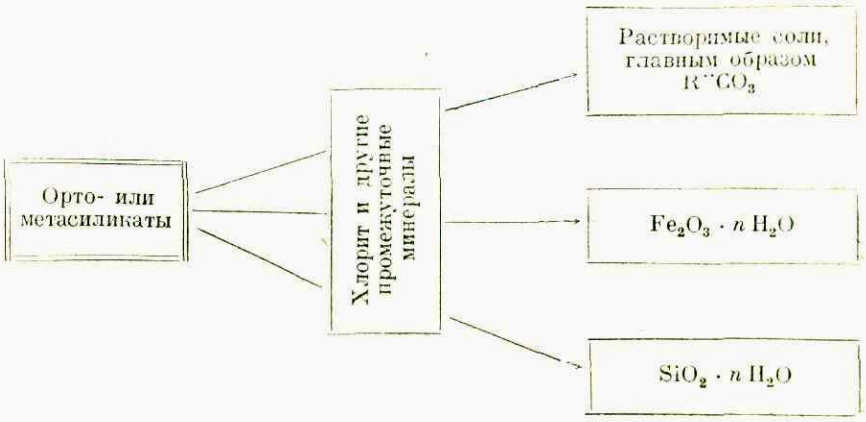
Все они в общем являются малоустойчивыми соединениями, хотя метасиликаты (авгиты и роговые обманки) все же более устойчивы, нежели ортосиликаты (оливин). Молекулы их довольно быстро распадаются в условиях земной поверхности; разрушение их наступает гораздо раньше, чем алюмосиликатов.

Процесс разложения простых силикатов в основном сводится к нарушению связи между соответствующими металлами и кремнеземом. В качестве промежуточных продуктов разложения некоторых из этих минералов выступает хлорит и другие минеральные виды. В конечном же итоге двухвалентные металлы, главным образом Ca и Mg, образуют углекислые соли; будучи относительно легкорастворимыми, они далее включаются в сложную и длинную цепь процессов миграции химических соединений по поверхности Земли в виде растворов.

Двухвалентное железо, нередко представляющее собою существенную составную часть простых силикатов, также может быть частично удалено в виде бикарбоната, гуминовых или других закисных соединений. Чаще, однако, оно окисляется и дает начало бурому железняку — $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$, основная масса которого фиксируется на месте разложения изначальных минералов. Таким путем нередко образуются, между прочим, промышленные скопления железных руд.

Освобождающаяся двуокись кремния, наряду с окислами железа, является наименее подвижным продуктом разложения простых силикатов; однако, часть ее и, повидимому, довольно значительная все же вымывается водами в виде коллоидального раствора SiO_2, другая же часть переходит в твердые продукты разложения — кварц, халцедон и т. п.

Обрисованная только что судьба простых силикатов в зоне осадкообразования может быть иллюстрирована следующей схемой:



Вследствие быстрого разложения простые силикаты, как правило, не выдерживают длительного переноса, а потому встречаются среди осадочных пород относительно редко. Выражаясь несколько фигурально, можно сказать, что их срок «жизни» в зоне осадкообразования отмерен скудно. Чаще всего они бывают приурочены к древним или современным отложениям, непосредственно примыкающим к горным хребтам, т. е. находятся поблизости от материнских пород. В многократно переотложенных осадках они практически вовсе не встречаются.

История кварца. В зоне осадкообразования история кварца в общих чертах представляется еще проще, чем простых силикатов. Составляя около 12% литосферы, кварц является самым устойчивым породообразующим минералом; по степени устойчивости с ним соперничают лишь некоторые акцессорные минералы — циркон, турмалин, гранат, рутил, кианит.

В минералогии подробно изучаются условия разрушения кварца, его фигуры вытравления и другие признаки разложения. Это лишь показывает, что кварц, как и все в природе, имеет свое начало и свой конец. Но разрушение кварца в поверхностных условиях протекает настолько медленно, амплитуда его существования настолько велика, что длительность образования отдельной осадочной породы кажется по сравнению с последней коротким мигом: пока протекает накопление той или иной осадочной толщи, кварц не успевает измениться заметным образом. Лишь некоторая часть его истирается, вероятно, до коллоидального состояния во время переноса и очень небольшая доля переходит в раствор под влиянием щелочных природных вод. Основная же масса кварцевого материала не испытывает химических изменений на протяжении долгих геологических эпох.

Так как в результате магматических и тектонических сил на земную поверхность с течением времени выносятся из глубин все новые и новые порции кварца, а в зоне осадкообразования он не испытывает химических изменений, то абсолютное количество кварцевого материала, находящегося у поверхности Земли, должно все время возрастать.

Высокая степень химической устойчивости кварца, наряду с его большой твердостью, обусловливает возможность его местной концентрации в процессе разложения магматических минералов. Сортирующая деятельность атмосферы и гидросферы может привести затем к возникновению практически ценных кварцевых песков.

Этим путем сложные многоминеральные горные породы могут быть превращены в скопления почти только одного минерала — кварца. Таким образом, при разложении сложных материнских пород, так же как при разложении отдельных алюмосиликатов, наблюдается стремление к простоте, проявляющееся, однако, в иных формах.

Накопление чистых кварцевых песков, как конечного остаточного продукта разложения кварцсодержащих материнских пород,

является чрезвычайно длительным геологическим процессом и, очевидно, требует для своего завершения многократного переотложения первоначального разнородного обломочного материала, протекающего на протяжении нескольких геологических эпох.

История сульфидов. История сульфидов на земной поверхности заслуживает специального рассмотрения несмотря на их подчиненное распространение в земной коре, так как при разложении сульфидов возникают химические соединения, оказывающие значительное влияние на миграцию элементов в зоне осадкообразования.

Наиболее распространенными являются сульфиды железа — FeS_2 — пирит (кубической сингонии) и марказит (ромбической сингонии), причем первая его модификация является более устойчивой, чем вторая. В зоне осадкообразования, при достаточно высоком кислородном потенциале, все сульфиды подвергаются окислению; этот процесс протекает в несколько этапов. Так, для серного колчедана можно выразить его разложение следующими химическими реакциями: первоначально на минерал воздействует кислород в присутствии воды, что приводит к образованию сернокислой соли закиси железа и свободной серной кислоты; реакция имеет такой вид:

$$\underset{\text{пирит}}{FeS_2} + 7O + 8H_2O = \underset{\text{мелантерит}}{FeSO_4 \cdot 7H_2O} + H_2SO_4 \qquad (1)$$

Природный железный купорос или мелантерит подвергается дальнейшему окислению, переходя в сернокислую соль окиси железа по следующему примерному химическому уравнению:

$$2FeSO_4 + O + H_2SO_4 = Fe_2(SO_4)_3 + H_2O \qquad (2)$$

Некоторые исследователи приписывают образующемуся при этом сульфату окиси железа большое значение в дальнейшем разложении колчедана; по их мнению между природными химическими соединениями возможно следующее взаимодействие:

$$FeS_2 + Fe_2(SO_4)_3 = 3FeSO_4 + S_2 \qquad (3)$$

Возникающие таким путем новые порции железного купороса вновь подвергаются окислению и переходят в сульфат окиси железа, который опять взаимодействует с неразложившимся колчеданом по уравнению (3) и т. д. Эта схема косвенно подтверждается нахождением в местах разложения колчеданов самородной серы, которая в последующем также может окисляться и переходить в серный ангидрид и серную кислоту.

Однако железный купорос, образовавшийся в результате окисления пирита по реакции (1), чаще, повидимому, испытывает дальнейшее окисление не под влиянием кислорода и серной кислоты, как это изображено в уравнении (2), а под воздействием O_2 и H_2O, в результате чего одновременно возникают сульфат окиси железа и бурый железняк:

$$12FeSO_4 + 3O_2 + 3H_2O = 4Fe_2(SO_4)_3 + \underset{\text{лимонит}}{2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O} \qquad (4)$$

Можно думать, что в ряде случаев разложение колчеданов наступает под влиянием воды и кислорода непосредственно до стадии образования лимонита и серной кислоты, без промежуточного продукта в виде сульфатов железа; в этом случае реакция может быть изображена таким образом:

$$\underset{\text{пирит}}{4FeS_2} + 11H_2O + 15O_2 = \underset{\text{лимонит}}{2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O} + 8H_2SO_4 \qquad (5)$$

Вероятно, в природе возможны все указанные способы разложения колчеданов, что зависит от местных условий. Однако, как бы мы не представляли себе реакции окисления сульфидов, образование при этом свободной серной кислоты всегда неизбежно.

Серная кислота является весьма энергичным химическим реагентом; ее действие в местах окисления сульфидов всегда дает себя знать по комплексу тут же встречающихся характерных минералов, в состав которых входит ион серной кислоты. Кроме того, она активизирует целый ряд химических процессов, в которых сама принимает лишь косвенное участие; в частности, она ускоряет, например, распад каолинового вещества.

Некоторые ученые полагают, однако, что срок действия серной кислоты в зоне окисления крайне ограничен, так как после своего возникновения она сейчас же нейтрализуется вследствие взаимодействия с окружающими минералами. Действительно, если окисление колчеданов протекает в среде, где присутствуют карбонаты, то реакция может быть выражена таким уравнением:

$$\underset{\text{пирит}}{4FeS_2} + 15O_2 + 19H_2O + \underset{\text{кальцит}}{8CaCO_3} =$$

$$= \underset{\text{лимонит}}{2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O} + 8\underset{\text{гипс}}{(CaSO_4 \cdot 2H_2O)} + 8CO_2 \qquad (6)$$

Здесь, следовательно, не возникает свободной серной кислоты, а ион ее непосредственно связывается с кальцием, образуя гипс.

Не следует, однако, позабывать, что большинство природных сульфатов более или менее легко растворимо в воде, где эти соли находятся в диссоциированном состоянии. Значит, даже так называемые нейтральные сернокислые соли, несмотря на отсутствие «свободной» кислоты, могут продолжать оказывать химическое влияние на окружающие минералы, меняя существенным образом не только их химический состав, но и обусловливая их иную способность к перемещениям в зоне осадкообразования.

Все, что было сказано выше, относится не только к пириту и марказиту, но и к другим сульфидам, так как их процесс разложения в общем сходен с разложением рассмотренных минералов.

Очень интересны данные Готчалка (Gottschalk) и Бюэлера (Buehler) (1911), касающиеся последовательности разложения сульфидов. Эти авторы установили для электродвижущей силы наиболее распространенных сульфидов, при соприкосновении их с металлической медью в дистиллированной воде, следующий ряд (табл. 38):

Таблица 38

Ряд сульфидов Gottschalk и Buehler (1911)

Минералы	V	Минералы	V
Марказит	0,37	Пестрая медная руда . . .	0,17
Серебряный блеск	0,27	Свинцовый блеск	0,15
Медный колчедан	0,18—0,30	Медный блеск	0,14
Молибденовый блеск . . .	0,20	Сурьмяный блеск	0,17—0,60
Пирит	0.18	Цинковая обманка	0,20—0,40

Этот ряд показывает, что если два увлажненных минерала соприкасаются друг с другом, то минерал, стоящий в этом ряду выше, остается не окисленным (так как он окружает себя водородом), а стоящий ниже — окисляется значительно скорее (так как он окружает себя кислородом). Следовательно, в контакте с марказитом все сульфиды окисляются значительно быстрее, чем при контакте с пиритом, что вполне соответствует фактическим наблюдениям. Пирит в свою очередь ускоряет окисление пестрой медной руды, свинцового, медного, сурьмяного блесков и цинковой обманки.

Такова последовательность разложения сульфидов при их совместном нахождении. Последовательность же окисления, а следовательно, и степень устойчивости отдельных, изолированно взятых колчеданов изучались экспериментально многими авторами; хотя при этом были получены несколько несогласные результаты, все же в схеме можно разгруппировать сульфиды по их устойчивости следующим образом:

пирротин, сфалерит и халькозин относятся к наиболее легко разлагаемым минералам этой группы;

пирит, аргентит, галенит и энаргит — к наиболее трудно разлагаемым;

остальные занимают промежуточное положение (С. Смирнов, 1936).

История некоторых других минералов. История других минералов в зоне осадкообразования будет рассмотрена лишь в самых коротких чертах, что соответствует их подчиненному количественному значению в земной коре.

Магнетит и гематит, являющиеся главнейшими железорудными минералами и составляющие около 3% земной коры, стремятся перейти в зоне осадкообразования в бурый железняк или лимонит. Для гематита (Fe_2O_3) этот процесс сводится лишь к присоединению воды, т. е. к гидратации. Магнетит же ($FeO \cdot Fe_2O_3$) при этом не только гидратизируется, но закисное железо его окисляется.

В некоторых условиях вещество этих минералов может дать начало коллоидным растворам окиси железа и в этом виде включиться в поверхностную миграцию.

В присутствии восстановителей, чаще всего — органического вещества, за счет магнетита и гематита, а также и лимонита могут образоваться закисные соединения железа — сидерит ($FeCO_3$), гумусовые соединения и пр. Все они являются значительно более растворимыми, нежели окисные соединения, а потому их образование способствует более энергичному переносу железа по земной

поверхности. Однако, попадая в окислительную среду, они быстро окисляются и вновь легко переходят в более стабильные окисные соединения железа.

Карбонаты образуются почти исключительно в условиях земной поверхности, а потому являются здесь устойчивыми минералами. Их химические изменения связаны с переходом монокарбонатов в бикарбонаты и обратно. Этот процесс был уже рассмотрен достаточно подробно выше (см. стр. 66).

Галоидные соединения в зоне осадкообразования также являются устойчивыми. Они не испытывают здесь каких-либо существенных химических изменений, если не считать некоторого перераспределения ионов хлора между металлами, происходящего под влиянием испарения природных концентрированных растворов, выпадения в осадок некоторых солей, приноса новых солей и т. д. О характере поверхностного разложения других минералов трактуется в соответствующих минералогических руководствах, куда и следует обращаться за необходимыми справками.

Следует специально отметить, что при разрешении различных генетических вопросов, связанных с осадочными породами и в частности при реконструкции древних материнских пород и районов их распространения, химическая устойчивость минералов приобретает исключительное значение. В процессе осадкообразования происходит своеобразный «химический отбор» минералов по признаку их наибольшей устойчивости: менее стойкие минералы изначальных пород при этом погибают, более же устойчивые в химическом и физическом отношении переносят все превратности, которым они подвергаются на поверхности Земли, и погребаются затем в осадочных породах. Естественно, что минералогический состав материнских пород при этом может сильно искажаться. Чтобы судить о возможной степени искажения, необходимо знать поведение отдельных минералов в зоне осадкообразования.

К сожалению, в нашем распоряжении пока нет точного критерия, при помощи которого мы могли бы распределить первичные минералы по степени их устойчивости. В этом отношении мы можем основываться лишь на общих данных о химической природе отдельных минеральных видов и на наблюдениях над их поведением в зоне осадкообразования. В частности, об относительной устойчивости минералов можно судить по тому, насколько длительную транспортировку выдерживают они при одних и тех же условиях, как быстро, например, они исчезают в современных речных отложениях по мере удаления от источника обломочных минералов. Основываясь на подобных наблюдениях, можно дать следующую ориентировочную таблицу устойчивости наиболее часто встречающихся минералов (по Г. Мильнеру и К. Рейборну, 1927, с некоторыми уточнениями, см. табл. 39).

Конечно, эту таблицу можно рассматривать только как весьма приблизительную и субъективную оценку степени химической устойчивости наиболее часто встречающихся минералов; в общих чертах она, по-видимому, правильна, но в деталях от нее могут быть те или иные отклонения.

Таблица 39

Относительная устойчивость минералов

	Весьма устойчивые	Устойчивые	Умеренно устойчивые	Неустойчивые
Породообразующие	Кварц Мусковит	Ортоклаз Микроклин Кислые плагиоклазы	Амфиболы Пироксены Кальцит Доломит Гипс	Основные плагиоклазы Фельшпатиды Биотит Оливин Глауконит
Акцессорные	Циркон Гранат Турмалин Корунд Топаз Кианит Рутил Брукит Монацит	Андалузит Ставролит Шпинель Касситерит Магнетит	Флюорит Гематит Анатит	Пирит

В заключение следует указать, что процесс химического разложения каждого отдельного минерала при разных сочетаниях условий, могущих быть в зоне осадкообразования, представляет самостоятельную и часто весьма сложную проблему. Минералогами уже много сделано в этой области, но многое остается еще и не вполне ясным. Здесь предстоит еще сбор большого экспериментального и полевого материала.

7. Основные черты химического разложения некоторых горных пород

Общие замечания. Выше мы рассмотрели основные вопросы, связанные с химическим разложением отдельных минеральных групп. Теперь мы можем перейти к краткому обзору явлений разложения горных пород.

Ранее уже было говорено о том, что буквально вся земная кора, в том числе и вся литосфера, принимает вещественное участие в процессах осадкообразования, доставляя для этого необходимый материал. Следовательно, все горные породы, могущие быть выведенными на земную поверхность, могут стать по отношению к осадочным породам материнскими. Исключения из этого не составляют и более древние осадочные образования.

Отдельные типы пород развиты в земной коре неравномерно, в связи с чем их относительное участие в осадкообразовании является неравнозначным. По вычислениям Ф. Кларка земная кора состоит примерно на 75% из пород магматического происхождения, среди которых кислые относятся к основным как 3 : 1.

Поведение на поверхности Земли основных магматических, кислых и осадочных пород также представляется далеко не одинаковым. Разумеется, что больше всего и сильнее всего будет разлагаться тот тип пород, химико-минералогический состав которых более всего противоречит физико-химическим условиям зоны осадкообразования. И действительно, давно уже замечено, что основные породы, содержащие повышенное количество силикатов закиси железа, магния и кальция, разлагаются всего быстрее; их ясно выраженный закисный характер резко противоречив окислительной поверхностной обстановке.

Медленнее, но также достаточно энергично протекает разложение кислых пород; здесь закисные свойства породообразующих минералов, как правило, выражены гораздо слабее, что и отражается наряду с другими причинами в несколько более медленном их химическом распаде. Химические противоречия их с зоной осадкообразования в общем не так резки, как у основных пород.

Наиболее индеферентными в химическом отношении являются породы осадочного происхождения: все они в той или иной мере прошли уже стадию приспособления к условиям земной поверхности, в результате чего многие противоречия с поверхностными химическими факторами в них уже устранены; следовательно, они представляют собой системы, несравненно более близкие к равновесию с поверхностными силами, нежели все магматические породы. При последующем, вновь происходящем их разрушении будут протекать лишь те процессы разложения, которые обусловлены наличием либо ранее не устраненных противоречий или же противоречий, вновь возникших в осадочной породе за время ее существования в стратисфере.

Для наглядного изображения тех изменений в химическом составе горных пород, которые происходят при их разложении, Лис и Мид (C. K. Leith and W. J. Mead, 1915) предложили применять специально построенные графики. На оси ординат через равные произвольные промежутки размещают компоненты, а по оси абсцисс откладывают числа, которые характеризуют количества разложенной породы в граммах, содержащие те же количества каждого окисла, которые первоначально входили в 100 *г* свежей породы; поэтому на диаграмме влево от линии «100» будут располагаться компоненты увеличивающиеся, а вправо — уменьшающиеся в количестве в остаточных продуктах разложения (рис. 29).

Для примера разберем приводимую диаграмму по отношению к базальту. Для SiO_2 кривая отмечает цифру 94. Это значит, что в 94 частях разрушенного базальта содержится столько же кремнезема, сколько его содержится в 100 частях свежего базальта; следовательно, продукты разложения несколько обогатились SiO_2. Для Al_2O_3 мы имеем деление 89, что указывает также на некоторую концентрацию этого окисла. Для Fe_2O_3 диаграмма указывает на цифру 28, что говорит о том, что только в 28 частях разложенного базальта содержится столько же окиси железа, сколько его содержалось ранее в 100 частях свежей породы; таким образом, при разложении базальт резко, почти в четыре раза обогащается окисным железом. Содержание закисного железа (FeO), напротив, резко падает; по диаграмме можно видеть, что примерно 5000 частей разложенного базальта содержат столько FeO, сколько ее было в 100 частях свежей породы. В меньшем количестве, но также уменьшилось содержание MgO и CaO, причем кальция унесено растворами больше, чем магния. Содержание натрия при разложении несколько возросло, но незначительно, так как 95 частей разрушенного базальта со-

держат столько Na_2O, сколько прежде было его в 100 частях свежей породы. Содержание K_2O понизилось, но тоже не намного, что говорит о незначительном выносе солей этого элемента. Наконец, содержание воды возросло очень резко: 30 частей продуктов разложения содержат столько же воды, сколько ее было прежде в 100 частях исходного материала.

Разложение основных магматических пород[1]. Одна из характерных особенностей разложения основных пород заключается в том, что при этом никогда не образуется чистых кварцевых песков, что связано с отсутствием в этих породах кварца. Напротив, значительное содержание в этих породах силикатов закиси железа, кальция и магния приводит к возникновению в процессе разложения либо карбонатов этих минералов, либо же, что наблюдается чаще, —

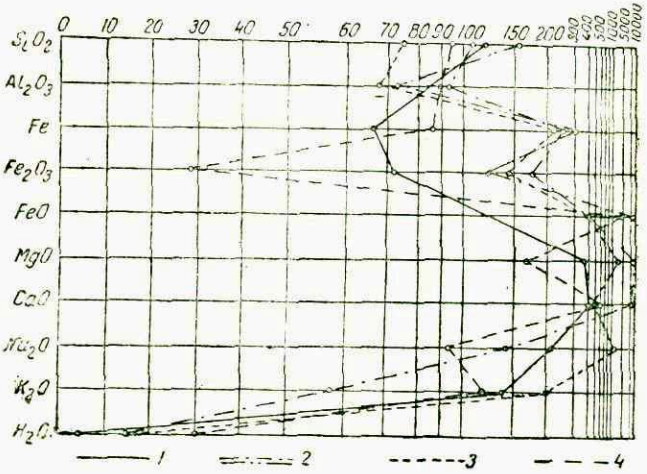


Рис. 29. Диаграмма изменения химического состава пород при их разложении.

1 — гранит, шт. Георгия, США; 2 — нефелиновый сиенит, Арканзас, США; *3*— диабаз, Англия *4* — базальт, Германия (по C. K. Leith and W. J. Mead).

карбонатов Ca и Mg и свободной гидратизированной окиси железа; последняя обычно фиксируется близко от места разложения пород.

Другой особенностью поверхностного изменения основных пород является их резко отличное поведение в окислительных и восстановительных условиях разложения. Это ясно видно из двух серий анализов, одна из которых относится к разложению базальта в восстановительных условиях под уровнем болота, а другая — к разложению диабаза в окислительных условиях открытой поверхности (табл. 40).

---

[1] Дальнейший материал до конца настоящей главы излагается преимущественно по А. А. Полканову («Метаморфизм горных пород», изд. КУБУЧ, Л., 1931) с внесением, однако, фактических поправок по оригиналу работы Лиса и Мида, так как в литографированное издание работы А. А. Полканова вкралось, к сожалению, много опечаток, касающихся цифрового материала.

Таблица 40

Химический состав свежих основных пород и продуктов их разложения

(В %)

Компоненты	Базальт (восстановительные условия разложения)			Диабаз (окислительные условия разложения)		
	Свежая порода	Разложенная (Al_2O_3 const.)	Удалено	Свежая порода	Разложенная (Al_2O_3 const.)	Удалено
SiO_2 . .	45,21	40,78	— 4,43	43,56	40,25	—3,31
Al_2O_3 .	7,82	7,82	—	14,58	14,58	—
Fe_2O_3 .	3,41	1,67	— 1,74	3,84	11,98	+8,14
FeO . .	8,08	1,26	— 6,82	7,00	0,00	—7,00
(Fe) . .	8,69	2,17	— 6,52	8,15	8,39	+0,24
MgO . .	8,43	0,51	— 7,92	9,95	5,73	—4,22
CaO . .	12,31	1,90	—10,41	10,78	1,64	—9,14
Na_2O .	6,64	1,18	— 5,46	1,86	1,81	—0,05
K_2O . .	2,94	1,00	— 1,94	1,02	0,75	—0,27
H_2O . .	1,82	11,24	+ 9,42	3,85	11,24	+7,39

Так как глинозем (Al_2O_3) принимается при процессах разложения почти неподвижным, то удобно сопоставлять химический состав изначальных пород и продуктов их разложения, приводя анализы путем пересчета в такую форму, где содержание алюминия является постоянным (Al_2O_3 const); при этом вынос или накопление других компонентов выступает особенно рельефно. В табл. 40 анализы разложившихся пород даны в таком пересчитанном виде, т. е. при Al_2O_3 const.

Из сопоставления этих анализов видно, что если принять Al_2O_3 за постоянную величину, то в обоих случаях кремнекислоту необходимо признать за малоподвижную составную часть основных пород. Щелочноземельные металлы вымываются очень сильно, причем CaO в обоих случаях сильнее, чем MgO. Меньшая подвижность магния объясняется образованием в процессе разложения основных пород относительно устойчивых промежуточных минералов из группы хлоритов. Калий выносится в меньшей степени, нежели натрий, что следует отнести за счет того, что калий обычно удерживается глиноподобными продуктами разложения пород в адсорбированном виде. Резкое возрастание количества воды вполне понятно и связано с явлениями гидратации.

Поведение железа заслуживает особого рассмотрения, так как оно ведет себя по-разному в окислительных и восстановительных условиях. В восстановительной среде происходит заметная потеря окиси железа и особенно энергичный вынос закисного железа. Таким образом, железо и той, и другой валентности теряется породой во время своего разложения, что приводит к общему понижению содержания железа (см. в табл. 40 общее содержание Fe, пересчитанное на элементарное состояние). В данном случае восстановительная обстановка, при которой протекает разложение пород, способствует, с одной стороны, переводу некоторой части окисного железа в закисную форму, а с другой, — сохранению закисным железом его прежней валентности. В результате возникает значительное количество соединений закиси Fe, которые, будучи, как известно, довольно подвижными, выщелачиваются водами из продуктов распада основных пород.

Существенно по-иному рисуется судьба железа при разложении тех же пород в окислительной обстановке. В этом случае закисное железо полностью или почти полностью переходит в окисное, так что общее количество Fe сильно возрастает. Являясь малоподвижным ионом, окисное железо мало переходит в растворенное состояние, а потому концентрируется в продуктах разложения. Следствием этого является то обстоятельство, что абсолютное количество железа, оставаясь почти без изменения, сильно воз-

растает относительно остающихся на месте продуктов разложения. Описанным способом в некоторых случаях при разрушении основных пород возникают промышленные скопления железных руд; многие считают, что, например, наше Халиловское месторождение железных руд, обогащенных хромом и никелем, возникло подобным путем при разложении местных основных пород Южного Урала.

Во всяком случае важно подчеркнуть, что если в восстановительной среде продукты разложения основных пород относительно обедняются соединениями железа, то в окислительной среде они, наоборот, ими обогащаются. Последний тип разложения по понятным причинам встречается в зоне осадкообразования чаще, чем первый.

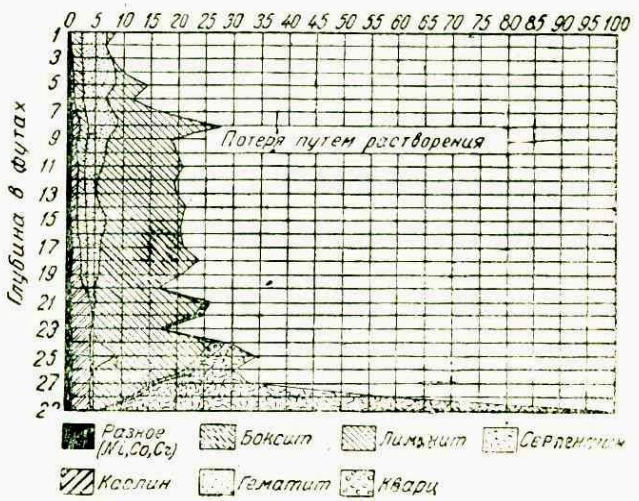


Рис. 30. Диаграмма изменения минералогического состава змеевика на о. Куба под влиянием поверхностного разложения (по C. Leith and W. Mead).

В дополнение к сказанному рассмотрим диаграмму изменения минералогического состава змеевика с о. Куба (рис. 30); для ее составления использованы результаты исследования продуктов разрушения коренных пород, взятых на разном расстоянии от поверхности последних. Так как все изученные образцы расположены на диаграмме в зависимости от глубины их взятия, то рис. 30 дает наглядное представление о ходе изменения минералогического состава змеевиков по мере углубления процессов их разложения; для этого содержание каждого компонента необходимо прослеживать снизу вверх.

Не трудно видеть, что содержание каолина кверху постепенно уменьшается, очевидно, вследствие распада его до бокситa, содержание которого соответственно возрастает. Количество гематита также увеличивается снизу вверх, что связано с переходом водных окислов железа (лимонита) в безводное состояние. Бурый железняк сначала быстро увеличивается кверху, а затем его абсолютные количества несколько снижаются. Поведение кварца не является характерным, так как в данном случае разлагаются основные бескварцевые породы; содержание других минералов, преимущественно

минералов никеля, кобальта и хрома, остается более или менее постоянным на протяжении всего разреза.

Как конечный продукт разложения змеевиков мы имеем в данном случае железную руду, представленную гематитом, обогащенным свободными окислами алюминия и содержащим подчиненные примеси некоторых других минералов.

Правая часть диаграммы дает представление о том, насколько значительно количество продуктов разложения, переходящих в раствор. Это приводит к возникновению пористости, которая для продуктов разложения основных пород в среднем достигает 12%; как мы увидим впоследствии, она ниже, чем у продуктов разложения гранита.

Однако, если учесть суммарный объем всех без исключения продуктов поверхностного распада основных пород, включая сюда и растворимые соли, мы получим цифры, в среднем на 11% большие, чем у изначальных пород. Здесь опять-таки проявляется принцип Ле-Шателье: магматические образования, вышедшие из областей высокого давления, претерпевают в зоне осадконакопления ряд изменений, увеличивающих их общий объем, чем достигается некоторая компенсация резкого уменьшения давления.

Разложение кислых магматических пород. Для ознакомления с характером разложения кислых магматических пород рассмотрим процессы химического распада гранита, являющегося наиболее типичным и одновременно наиболее распространенным их представителем.

В табл. 41 в качестве примера приведены анализы свежего и разложенного гранита из штата Георгия, США. Там же в столбце 4

Таблица 41

Анализы свежего и разложенного гранита из штата Георгия, США

(В %)

Компоненты	Свежий гранит	Разложенный гранит		Удалено	
		Валовой состав	При Al_2O_3 const.	Абсолютная разница	Относительно первоначального содержания компонентов
SiO_2 . .	68,75	54,04	38,50	—30,25	—44,0
Al_2O_3 .	17,59	28,04	17,59	—	—
Fe_2O_3 .	1,40	1,91	1,29	— 0,11	— 7,8
MgO . .	0,64	0,17	0,11	— 0,53	—82,8
CaO . .	3,25	0,75	0,51	— 2,74	—84,3
Na_2O . .	4,54	1,91	1,29	— 3,25	—71,6
K_2O . .	3,27	2,41	1,63	— 1,64	—50,02
H_2O . .	0,56	9,77	6,59	+ 6,03	+1076,8
Сумма .	100,00	99,00	67,51	—32,49	—

указаны результаты пересчета разрушенной породы, где содержание Al_2O_3 принято за постоянную величину; удаленные компоненты показаны в обычных процентах (столбец 5) и в процентах по отношению к первоначальному содержанию данного окисла в свежей породе (столбец 6).

Из таблицы видно, что при разложении из гранита было удалено 38,52% изначального материала; наряду с этим привнесено 6,03% воды, что в общем итоге дает 32,49%.

На первом месте среди компонентов, подвергнувшихся выщелачиванию, стоит окись кальция, которая удалена более чем на 84%, очевидно, в состоянии легко растворимого бикарбоната. Окись магния выщелачивается несколько менее (82,8% от изначального ее содержания в породе), так как часть ее входит в состав относительно устойчивого промежуточного минерального новообразования — хлорита.

Далее идет окись натрия (удалено 71,6%), которая выщелачивается энергичнее, чем окись калия (удалено около 50%), так как последняя, так же как при разложении основных пород, адсорбируется глинистыми частицами.

Обращает на себя внимание кремнезем, который оказывается очень сильно растворимым (удалено более 40% изначального его количества). Надо думать, что этот процесс десилификации объясняется выносом кремнекислоты, входящей в состав разрушающихся алюмосиликатов, тогда как кварц в основной своей массе, очевидно, остается без изменений.

Количество железа несколько снизилось (удалено около 8%) вследствие восстановительного характера процесса разложения. Учитывая крайне незначительную растворимость окиси алюминия, последняя, как уже указывалось, принята при пересчетах за постоянную величину.

Наконец, прибавилось большое количество воды (явление гидратации); это связано с образованием водных минералов (каолина, хлорита, лимонита и др.). Все эти изменения в составе гранита при его разложении наглядно выступают на помещенном выше рис. 29.

Были сделаны попытки выявить, на основании пересчета химических анализов свежих и разложившихся гранитов, изменения их минералогического состава. На рис. 31 приведена сравнительная диаграмма в ы ч и с л е н н о г о минералогического состава свежего гранита из штата Георгия и продуктов его разложения.

Если допустить, что результаты пересчета соответствуют истинному минералогическому составу изучавшихся образований, то приходится признать, что количество плагиоклазов сокращается при разложении весьма сильно, биотит исчезает почти полностью, содержание кварца также снижается весьма значительно, тогда как ортоклаз остается почти без изменения.

Если по отношению к биотиту и плагиоклазам эти данные можно признать близкими к действительности, так как они соответствуют их низкой степени химической устойчивости, то в отношении ортоклаза и кварца пересчет дает явно искаженные результаты; на основании его создается впечатление, что несравненно более устойчивый кварц разрушается сильнее, чем ортоклаз.

Это несоответствие объясняется тем, что при пересчете химических анализов на минералогический состав допускается, что весь калий входит в состав калиевых полевых шпатов и именно по этому элементу вычисляется содержание ортоклаза. На самом же деле значительная часть K, обнаруживаемого химическими анализами в продуктах разложения гранита, вовсе не входит в состав ортоклаза, а находится там в адсорбированном состоянии. Ясно, поэтому, что пересчет дает в отношении ортоклаза заведомо неверные, завышенные результаты.

Одна эта ошибка влечет за собой и другие погрешности. В состав ортоклаза, которого в действительности много меньше, при пересчете включают соответствующие количества SiO_2 и Al_2O_3. Этим самым понижают количество кварца и каолина.

Таким образом, в диаграмме, изображенной на рис. 31, надо было бы в верхней ее части, относящейся к продукту разложения, значительно снизить содержание ортоклаза, но соответственно увеличить количества кварца и каолина. Однако указать точно, в каких именно пределах необходимо сделать такое перераспределение, мы не можем за отсутствием для этого фактических данных; поэтому, во всех руководствах, трактующих о разложении гранита, приводятся указанные на диаграмме, хотя и заведомо неправильные, результаты пересчетов, но с необходимыми оговорками.

Не подлежит все же сомнению, что главнейшими окончательными продуктами поверхностного химического разложения гранитов являются каолин, кварц, лимонит, карбонаты кальция и магния и растворимые соли щелочных металлов (так называемые «морские соли»).

Так как при разложении происходит процесс окисления, карбонатизации и гидратации, т. е. присоединение к веществу гранитов новых компонентов из зоны осадкообразования (O_2, CO_2, H_2O),

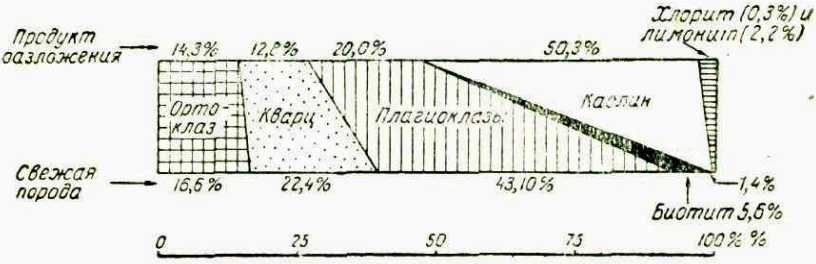


Рис. 31. Сравнительная диаграмма минералогического состава свежего и разложившегося гранита из штата Георгия, США (по данным Ватсона).

то, естественно, что суммарный о б ъ е м п р о д у к т о в р а з л о ж е н и я будет превышать объем изначальной породы. Но, кроме этого, увеличение объема связано с возникновением в продуктах разложения пор (в среднем около 30% с колебаниями от 1 до 60%), а также с уменьшением удельного веса вновь образующихся минералов.

На примере наиболее полно изученного гранита из штата Георгия установлено, что при своем разложении 100 объемов свежего гранита дают:

70 объемов остаточных минералов
30 объемов пор
51,1 объема различных растворимых соединений

Указанные соотношения наглядно выступают на рис. 32. Следует оговориться, что все эти данные, касающиеся изменения объема гранита при разложении, следует рассматривать лишь как средние и сугубо ориентировочные цифры, от которых в отдельных случаях могут быть значительные отклонения.

Если перейти от объемных изменений гранита в зоне осадкообразования к в е с о в ы м, то картина будет существенно иной:

по данным Лиса и Мида 100 весовых частей гранита могут дать лишь 114,4 весовых же частей различных продуктов разложения.

В заключение следует сказать несколько слов относительно скорости разложения гранита в условиях поверхности Земли. Общераспространенное представление об исключительной якобы устойчивости гранита («нерушим как гранит») не соответствует действительности и является сильно преувеличенным.

В этом отношении небезынтересно привести описание опытов по разложению гранита, проделанных Ф. Кестнером и Ф. Майером (1930). Эти ученые зарыли хорошо образованные кристаллы полевых шпатов и глыбу гранита на 9 месяцев во влажную садовую землю (Gartenerde), имея в виду вызвать одновременное действие на зарытые камни температурных колебаний, воды, гумуса и углекислоты, которой, как известно, много в почвах. По истечении указанного срока полевые шпаты оказались без изменения, гранит же подвергся сильному разрушению. После удаления путем отмучивания возникших мелких частиц остаток его был предоставлен влиянию атмосферных факторов. После нового размучивания образовавшегося из гранита рыхлого материала остались только частицы кварца. Продукты отмучивания как по внешним признакам, так и по их рентгенограмме оказались тождественными с каолином. Следовательно, в течение только одного года гранит разрушился до кварца и каолина. Опыты Ф. Кестнера и Ф. Майера показали, таким образом, что разложение пород может протекать (по крайней мере в некоторых случаях) в столь короткое время, которое, по принятым до сих пор воззрениям, считалось невероятным.

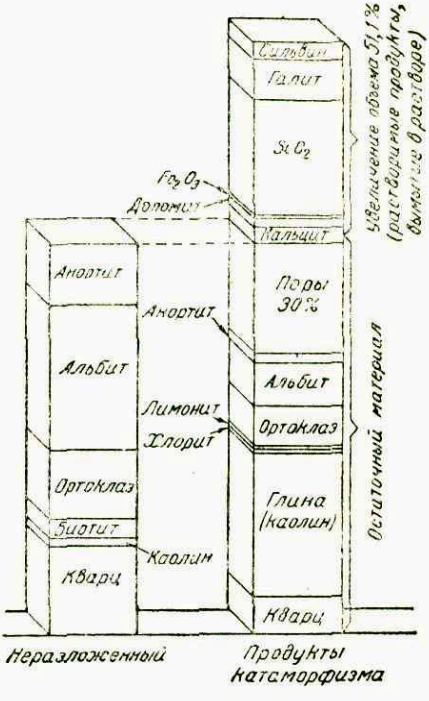


Рис. 32. Диаграмма, иллюстрирующая изменение объема гранита при его разложении. (Штат Георгия, США).

Разложение средних магматических пород. Процессы разложения средних магматических пород занимают промежуточное положение между описанными процессами разложения основных и кислых пород.

Вследствие постоянного присутствия в средних породах более или менее значительного количества железисто-магнезиальных силикатов, окислительный или восстановительный тип разложения выявляется более отчетливо, чем при разложении гранитов.

В зависимости от химико-минералогического состава средних пород продукты их разложения приближаются по своему составу либо к продуктам разложения основных пород, либо к таковым же кислых пород.

Разложение осадочных пород. Разложение осадочных пород, как уже указывалось, протекает, как правило, менее активно, чем магматических. Можно сказать, что чем больше признаков изначальных магматических пород сохраняет в себе данное осадочное образование, тем более эффективной будет при прочих равных условиях его химическое разложение при последующем разрушении и переотложении.

Аркозы и граувакки, сохраняющие в себе еще много минералов изначальных пород (полевых шпатов, слюд, роговых обманок и пр.), если они вторично подвергаются воздействию факторов осадкообразования, естественно, разлагаются поэтому особенно энергично. Их разложение во многом напоминает разложение соответствующих магматических пород, за счет которых они произошли. Большая поверхность раздробленных частиц, наряду с хорошо развитой пористостью, по которой свободно могут циркулировать жидкости и газы, в ряде случаев приводят к тому, что в аркозах и граувакках процессы разложения протекают еще энергичнее, чем в магматических породах; если же эти осадочные породы содержат значительную примесь тонкого глинистого материала, закупоривающего поры и затрудняющего циркуляцию газов и жидкостей, то разложение их, наоборот, может крайне замедлиться.

Глинистые породы, если они содержат много неразложившихся минералов материнских пород, при своем разложении ведут себя приблизительно так же, как аркозы и граувакки. Если же глины, испытывающие повторное переотложение, слагаются преимущественно из каолина, то это указывает, что силикатный материал, давший им начало, прошел уже стадию каолинового разложения; поэтому в таких глинах возможно, с одной стороны, дальнейшее разложение отдельных еще сохранившихся в той или иной мере первичных минералов, а с другой стороны, — распад каолиновой молекулы на свободные кремнезем и глинозем (сравни схему на стр. 139) с образованием бокситизированных каолинов или даже бокситов.

Железистый материал, который обычно присутствует в глинах, ведет себя по-разному в зависимости от того, в окислительных или восстановительных условиях протекает разрушение глинистых пород. В восстановительной среде железо будет давать относительно растворимые закисные соединения (карбонат железа и пр.), а продукты переотложения могут приобретать в этом случае сероватый, зеленоватый, голубоватый или даже черный цвета и обогащаться органическим веществом и ферриминералами, имеющими закисный характер (сидерит, пирит, марказит и т. п.). В окислительной же среде железо, входящее в состав глин, дает свободные окиси и гидраты окиси железа нередко в коллоидальной форме; поэтому как остаточные продукты, так и продукты переотложения, если только последнее протекает все время в окислительной обстановке, приобретают желтую, бурую или черную окраску.

Конгломераты, пески, песчаники при повторном участии в осадкообразующих процессах переотлагаются с разложением уцелевших ранее от химического разрушения обломков изначальных минералов и горных пород.

Карбонатные породы хотя и являются одним из конечных продуктов поверхностного разложения, но в условиях циркуляции вод, богатых CO_2, представляют собой довольно легко растворимый материал. Поэтому однажды образовавшиеся древние известковые осадки, выходя вновь из стратисферы в зону осадкообразования, могут подвергаться растворению с тем, однако, что впоследствии из них вновь возникают сходные карбонатные же отложения.

Так как известняки часто не являются вполне чистыми, а содержат те или иные примеси (кремневый, глинистый, песчаный и другой материал), то последние могут скопляться на месте растворяющихся карбонатных пород, образуя особый тип остаточных глинистых продуктов, обычно обогащенных окислами железа, окрашенных в красный цвет и известных под названием терра-росса (terra rossa).

Если карбонатные породы содержат карбонат (сидерит) или сульфиды (пирит, марказит) железа, то при восстановительном характере разложения железо дает растворимый бикарбонат, который при благоприятных условиях может отложиться одновременно или почти одновременно с вновь образующимися известковыми осадками. Если же известняки с теми же примесями разлагаются в окислительной среде, что наблюдается чаще, то остающиеся на месте продукты разложения могут настолько сильно обогатиться окисным железом, что возникают промышленные, так называемые остаточные, месторождения железных руд; к такому типу железорудных месторождений относится, например, месторождение Верхнего Озера в США. У нас в СССР к крупным природным скоплениям железа подобного рода некоторые авторы относят, например, Алапаевское месторождение на Урале, где руда располагается на неровной поверхности нижнекаменноугольных известняков и прикрывается меловыми отложениями.

Распространено мнение, будто бы при растворении известняков, в той или иной мере обогащенных $MgCO_3$, могут возникать значительные толщи доломитов; это представление основано на лучшей растворимости в углекислых водах карбоната кальция, нежели карбоната магния, вследствие чего остаточный продукт может обогащаться последним. Отрицать полностью возможность подобного процесса образования доломитов из слабомагнезиальных известняков нет оснований, как, впрочем, нет также никаких оснований думать что мощные толщи доломитовых пород образуются именно таким образом. Как мы увидим в последующем при описании доломитов, перерождение слабомагнезиальных карбонатных пород в нормальные доломиты под влиянием циркулирующих вод, как правило, имеют местное, а не региональное значение.

Глауконитовые породы при разложении в окислительной среде обычно обогащаются окислами железа, выделяющимися из распадающегося при этом глауконита, и вследствие этого приобретают бурую или красную окраску. При разрушении же этих пород в слабовосстановительной или нейтральной обстановке глауконит может переотлагаться, не испытывая изменений, наряду с кварцем и другими обломочными минералами.

Гипс, ангидрит, каменная соль и другие «морские соли» под воздействием агентов зоны осадкообразования подвергаются растворению с последующим выпадением в осадок из концентрированных растворов с сохранением прежнего своего химического состава. В этом отношении поведение этой группы осадочных пород до известной степени напоминает собой поведение известняков с той только разницей, что блуждание по земной поверхности карбонатного материала прекращается ранее, чем «морских солей», которые долее удерживаются в растворенном состоянии и возвращаются в стратисферу лишь при сравнительно редком сочетании условий, благоприятных для их выпадания из раствора.

О разложении других типов осадочных пород, играющих в стратисфере более подчиненную роль, будут даны необходимые сведения при их описании во второй части книги.

ГЛАВА III

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О КОЛЛОИДАХ В ЗОНЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ [1]

В качестве продуктов разложения материнских пород многократно указывались различные коллоиды.

Так как коллоидальные системы играют весьма существенную роль не только в процессах разложения, но активно участвуют также во всех других явлениях, связанных с осадкообразованием, то для более углубленного понимания последующих стадий осадкообразования (переноса, осаждения, диагенеза, эпигенеза) нам необходимо более подробно познакомиться с коллоидальными системами и их особенностями.

1. Понятие о дисперсных системах

Коллоиды представляют собой частный случай дисперсного состояния материи или, иначе говоря, распыленного, раздробленного состояния. Все такие системы являются гетерогенными, т. е. разнородными, в отличие от совершенно однородных или гомогенных тел.

Предположим, что мы исследуем какую-либо дисперсную систему в направлении, указанном стрелкой на рис. 33, а затем изображаем результаты своих наблюдений графически в прямоугольной системе координат, нанося точки, соответствующие изменению каких-либо характерных свойств той среды, через которую эта стрелка проходит (см. кривую внизу того же рисунка). Изучая, таким образом, гетерогенные тела, представителями которых являются коллоидальные системы, мы будем проходить сначала через среду, в которой рассеяны раздробленные частицы другого вещества; в соответствующем месте кривой последняя будет итти параллельно оси абсцисс, так как свойства среды, выбранные нами для наблюдения, на этом отрезке остаются все время постоянными. При встрече

[1] В учебных планах геолого-разведочной специальности нефтяных вузов самостоятельный курс коллоидной химии отсутствует и основные понятия о коллоидах включены в курс петрографии осадочных пород. При изложении настоящей главы за основу принят текст книги Ф. В. Чухрова «Коллоиды в земной коре». 1936.

с частицей распыленного вещества, которое, естественно, отличается по своим свойствам от окружающей ее среды, на кривой отобразится скачок, который и фиксирует изменение свойств в нашей системе при изучении ее в каком-то определенном направлении. По выходе из частицы раздробленного вещества мы вновь встретим прежнюю среду с уже известными нам свойствами; кривая опять пойдет на прежнем уровне. Далее, при встрече с новой частицей свойства материи опять изменятся, что даст на кривой новый скачок и т. д. Чем больше частиц диспергированного (раздробленного) вещества встретится на нашем пути и чем меньше будут эти частицы, тем больше зигзагов будет иметь кривая и тем ближе они будут располагаться друг к другу.

По сути дела, молекулярно-ионные растворы, которые обычно трактуются как гомогенные тела, при достаточно тонких методах исследования также будут представляться нам как дисперсные системы, где мельчайшие молекулы или ионы, не обнаруживаемые с помощью сильнейших микроскопов, но обладающие своими специфическими свойствами, рассеяны в растворителе. Да и сами молекулы, ионы, атомы давно уже перестали быть для нас сплошными гомогенными, неделимыми частицами материи; они в свою очередь состоят из более мелких сгустков вещества, располагающихся в той или иной среде. Мы приходим, таким образом, к выводу, что дисперсное, раздробленное состояние материи есть общее ее свойство, которое может быть прослежено от галактик (млечных путей), имеющих астрономические размеры, до ничтожно малых электронов, а может быть, и еще дальше.

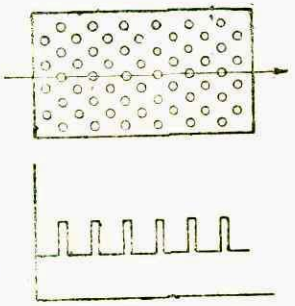


Рис. 33. Схема изменения свойств в дисперсных системах.

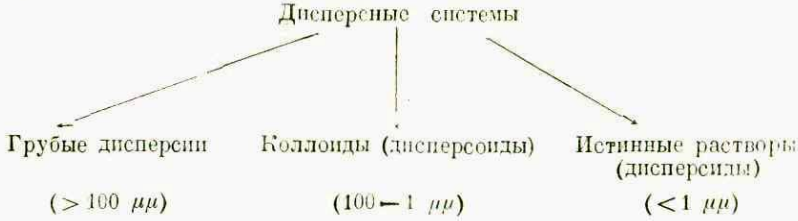
Во всякой дисперсной системе, какова бы она ни была, мы всегда можем различать дисперсную фазу, т. е. совокупность раздробленных частиц, и дисперсионную среду (или диспергент, диспергер), которая заключает в себе частицы дисперсной фазы.

2. Размер коллоидных частиц

В непрерывной цепи дисперсных систем разной степени раздробления или, как иначе говорят, разной степени дисперсности, коллоиды занимают определенное место по своим размерам. Условно принято относить к коллоидам те дисперсные системы, в которых величина частиц дисперсной фазы колеблется в пределах от 100 до 1 $\mu\mu$ [1]. Если величина частиц превышает эти пределы, то коллоиды переходят в так называемые грубые дисперсии; если же величина

[1] Напомним, что 1 $\mu\mu$ = 1/1 000 000 $мм$ = 10^{-6} $мм$.

частиц меньше 1 $\mu\mu$, то мы будем иметь уже истинные растворы. В соответствии со сказанным мы можем наметить следующую схему дисперсных систем, ближайших к коллоидным растворам:



На рис. 34 и 35 показана относительная величина частиц различных дисперсных систем.

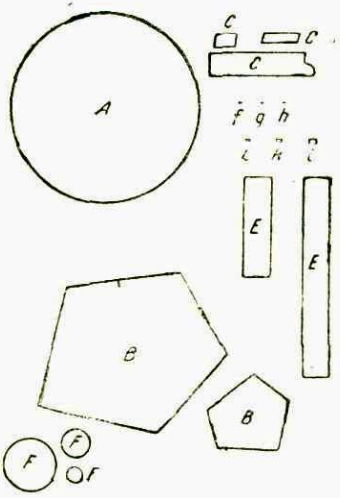


Рис. 34. Сравнительная величина различных частиц (линейное увеличение 1 : 5000).

A — кровяные шарики из крови человека (диаметр ок. 7,5 μ); *B* — обломки крахмальных зерен из рисового крахмала (8—3 μ); *C* — частицы суспензии каолина; *E* — бациллы сибирской язвы (длина 15—4 μ, ширина ок. 1 μ); *F* — Kugelbacterium (диаметр около 1—0,5 μ, редко 2 μ); *i*, *k*, *l* — частицы осаждающейся суспензии золота (0,2—0,075 μ); *f*, *g*, *h* — частицы коллоидального раствора золота (0,015—0,006 μ).

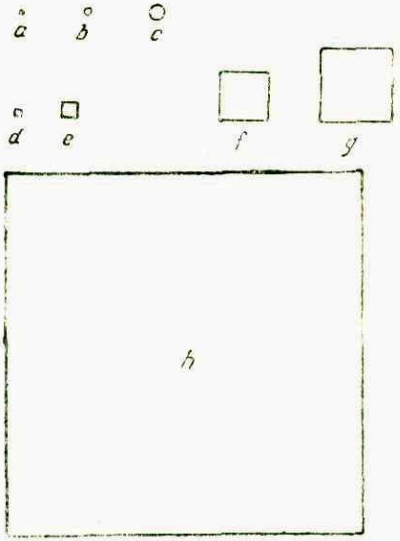


Рис. 35. Сравнительная величина коллоидальных частиц и молекул (линейное увеличение 1 : 500 000).

a — молекула водорода (диаметр 0,1 $\mu\mu$), *b* — молекула хлороформа (диаметр 0,8 $\mu\mu$); *c* — молекула гемоглобина (диаметр ок. 2,5 $\mu\mu$); *d* — коллоидная частица золота (диаметр 1 $\mu\mu$) амикрон; *e* — коллоидная частица золота (диаметр 3 $\mu\mu$) амикрон; *f* — коллоидная частица золота (диаметр 10 $\mu\mu$) субмикрон; *g* — коллоидная частица золота (диаметр 15 $\mu\mu$) субмикрон; *h* — осаждающиеся частицы золота (см. рис. 34).

Указанное выделение коллоидов по размеру их частиц условно в такой же мере, как, например, условно выделение из непрерывного видимого спектра зеленого или какого-либо иного его участка с определенными границами длин волн. В действительности же мы имеем постепенные переходы от коллоидов к грубым дисперсиям.

с одной стороны, и к истинным растворам, с другой; в последнее время введено даже специальное понятие о «полуколлоиде», как о веществе, стоящем на границе типичных коллоидов и молекулярных растворов и одновременно обладающем свойствами и тех, и других.

Особенно резко обнаруживается непрерывность дисперсных систем в зоне осадкообразования, где мы встречаем всевозможные плавные переходы от грубых песков к более тонким алевритовым частицам, далее к глинистым, еще далее — к коллоидным и, наконец, к молекулярно-ионным растворам. Все эти системы, изучающиеся в лабораторных условиях изолированно, в природе проникают друг в друга, образуя между собою сложные смеси, состоящие из частиц самой разнообразной крупности зерна; поэтому, даже в одном образце песчаного грунта, поднятого, например, со дна озера или моря, или извлеченного из обнажения, мы нередко находим вещества в состоянии как грубой дисперсии, так и в коллоидальном и молекулярно-ионном состоянии.

3. Классификация коллоидных частиц

Размер коллоидных частиц, как мы видели, колеблется в стократном пределе (от 100 $\mu\mu$ до 1 $\mu\mu$). Столь широкий диапазон побудил исследователей подразделить их в свою очередь на ряд групп. По предложению В. Оствальда коллоидальные и близкие к ним частицы классифицируются в зависимости от их размеров (табл. 42).

Таблица 42

Подразделение коллоидных частиц

(По В. Оствальду)

Название частиц		Размер в $\mu\mu$	Свойства
Микроны		> 100	Видимы в обычный микроскоп
Ультрамикроны	субмикроны . . .	100—5	Наблюдаются с помощью ультрамикроскопа
	амикроны	< 5	Не различимы даже с помощью ультрамикроскопа

Из этой таблицы легко видеть, что все коллоидные частицы, вне зависимости от их размеров, носят общее название ультрамикронов.

По форме и строению коллоидные частицы, по предложению Зигмонди, принято подразделять на протоны и полионы.

Протонами именуют частицы, заполняющие пространство без промежутков, т. е. сплошные, однородные, если можно так выразиться — «монолитные частицы». Сюда относятся изолированные мельчайшие обломки кристаллов, капельки жидкостей, пузырьки газов и т. д. Наиболее типичной формой твердых прото-

Таблица 13

Комбинации дисперсной фазы и дисперсионной среды

Условные обозначения:

для дисперсной фазы:

т — твердое тело;
ж — жидкость;
г — газ;

для дисперсионной среды:

Т — твердое тело;
Ж — жидкость;
Г — газ.

Системы	Дисперсионная среда	Дисперсная фаза		
		т	*ж*	*г*
Грубо дисперсные системы	*Т*	*Твердые включения* Примеры: а) кварцевые зерна в реликтовом гипсе, б) зерна гематита в сургучно-красных калийных солях	*Жидкие включения* Примеры: а) углекислота в кристаллах кварца, б) вода в порах песчаника, в) нефть в порах известняка	*Газообразные включения* Примеры: а) воздух в порах пород, б) пузырьки воздуха во льду
	Ж	*Суспензии (взвеси)* Пример: речная вода во время половодья	*Эмульсии* Пример: пузырьки нефти в воде	*Пена* Пример: пузырьки CO_2 в нарзане
	Г	— Примеры: а) космическая пыль, б) вулканический пепел, в) атмосферная пыль	— Пример: дождь	Не существует

Продолжение

Системы	Дисперсионная среда	Дисперсная фаза: т	Дисперсная фаза: ж	Дисперсная фаза: г
Коллоидальные системы	*Т*	— Пример: металлический натрий в кристаллах голубой каменной соли	— Пример: вода в порах, имеющих размеры ультрамикрон, например, в порах опала	— Пример: газы в порах, имеющих размеры ультрамикрон
	Ж	*Суспензоиды (коллоидальные растворы)* Пример: природные коллоидные растворы	*Эмульсоиды* Пример: вода в нефти	*Коллоидная пена* Пример: часть газов в поверхностной морской воде во время сильного волнения
	Г	*Аэрозоли (дымы)* Примеры: а) тончайшая пыль в атмосфере, б) вулканический дым	*Аэрозоли (туманы)* Пример: обычный туман	Не существует
Молекулярно (ионно) дисперсные системы	*Т*	*Изоморфные смеси* Пример: изоморфная смесь анортита и альбита	*Твердые растворы* Пример: вода в гидрогематитах	— Пример: сероводород, адсорбированный «вонючими известняками» Донецкого бассейна
	Ж	*Растворы (истинные)* Пример: рассол (рапа) соленого оз. Баскунчак	*Растворы (истинные)* Пример: природные растворы серной кислоты в пустыне Кара-Кумы	*Растворы (истинные)* Пример: вода Черного моря, насыщенная сероводородом
	Г	? (Может быть, например, молекулы соли в воздухе около моря?)	— Пример: перегретый пар вулканических эксгаляций	*Газовые смеси* Пример: воздух

нов является таблитчатая или палочкоподобная, вытянутая. Шарообразная форма наблюдается реже и присуща, главным образом, некристаллическим частицам.

Полионами называют частицы, представляющие собою соединение еще более мелких частиц — протонов; в таких сложных комплексных частицах, естественно, имеются промежутки между мелкими частицами (рис. 36). Жидкие и газообразные протоны не могут дать полионов, так как соединяясь вместе, они сливаются, образуя более крупную сплошную частицу без пустых промежутков.

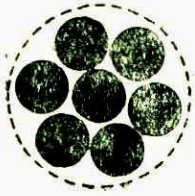


Рис. 36. Схема строения полиона, состоящего из шарообразных протонов.

4. Классификация коллоидных систем

Коллоидные системы могут быть подразделены прежде всего по характеру дисперсионной среды и дисперсной фазы; как та, так и другая могут быть представлены твердым, жидким и газообразным веществом; между ними возможны 9 комбинаций, причем некоторые из них носят специальные названия. В табл. 43 на стр. 164 дана сводка подобных комбинаций и некоторых названий их, не только для коллоидных, но также для грубодисперсных и молекулярно (ионо)-дисперсных систем; там же приведены примеры соответствующих комбинаций, заимствованные из природной обстановки.

Все дисперсные системы, в которых частички дисперсной фазы находятся во взвешенном состоянии в дисперсионной среде и разобщены ею между собою, в общем случае называются золями или лиозолями [1].

В зависимости от характера дисперсионной среды говорят о:

гидрозолях — дисперсионной средой является вода,
аэрозолях — дисперсионной средой является воздух,
феррозолях — дисперсионой средой является металлическое Fe,
кристаллозолях — дисперсионной средой является какое-либо кристаллическое вещество,
витреозолях — дисперсионной средой является стекло,
пирозолях — дисперсионной средой является какой-либо расплав, например, магма
и т. д.

В зоне осадкообразования наибольшее значение имеют суспензоиды или собственно коллоидные растворы, гидрозоли, в которых дисперсионной средой являются природные воды, а дисперсной фазой — различные твердые вещества (кремнезем, окись железа и т. д.). Всюду распространены, хотя и имеют много меньшее значение аэрозоли, где дисперсионная среда — наичаще всего воздух, а дисперсная фаза — твердые частицы (всевозможная пыль) или жидкие (разные туманы). Локально, в частности в области нефтя-

[1] Sol — начало слова solvo, solutum, что значит — растворять.

ных месторождений, широкое развитие приобретают эмульсии, эмульсоиды и пены, когда две жидких фазы, например, вода и нефть, образуют между собой, а иногда и с газами (воздухом, метаном и пр.) не только двойные, но и более сложные тройные, четверные и другие системы.

Наиболее хорошо и полно изучены суспензоиды, т. е. собственно коллоидные растворы. Это обстоятельство, наряду с резким преобладанием последних в зоне осадкообразования, заставляет сосредоточить наше основное внимание именно на суспензоидах.

5. Основные способы получения коллоидных растворов

Раньше считали, что коллоидные тела, являющиеся аморфными и не образующие хорошо ограниченных кристаллов, постоянно остаются аморфными и не могут переходить в кристаллическое состояние так же, как и кристаллические тела не могут быть коллоидами. Таким образом, согласно этому старому взгляду, коллоидные свойства присущи лишь определенной группе так называемых аморфных тел и не могут приобретаться кристаллоидами.

Этот взгляд, однако, давно уже оставлен и мы говорим сейчас уже не об аморфных или коллоидных телах, а о коллоидном или аморфном с о с т о я н и и материи, которое при определенных условиях может быть присуще любому телу. Мы считаем, что коллоидное состояние характеризуется прежде всего высокой степенью дисперсности вещества; вместе с тем, всякое вещество мы можем получить в любой степени раздробления; следовательно, всякое вещество может переходить в коллоидальное состояние. Необходимым условием для этого является нерастворимость данного тела в той среде, в которой производится раздробление. Очевидно, например, что коллоидный раствор хлористого натрия нельзя получить в пресной воде, так как коллоидальные частички NaCl, если бы даже они и возникли, сейчас же растворятся и при раздроблении мы получим, таким образом, не коллоидально-дисперсную, а молекулярно-(ионно)-дисперсную систему. Но тот же самый NaCl может дать коллоидный раствор в концентрированном молекулярном растворе хлористого же натрия, так как мельчайшие частицы его не будут растворяться в насыщенном им водном растворе.

С изложенной точки зрения коллоидные частицы твердого тела следует представлять себе как мельчайшие обломки кристаллического вещества. Припомним, что расстояние между центрами атомов в кристаллах равно в среднем приблизительно от 0,1 до 0,3 $\mu\mu$ (или от 1 до 3 Å). [1] Зная, что размер коллоидных частиц колеблется от 1 до 100 $\mu\mu$, легко отсюда высчитать, сколько в среднем «узлов» кристаллической решетки располагается вдоль одной коллоидной частицы.

Исследования коллоидов рентгеноскопическим путем полностью подтвердили, что частицы большинства суспензоидов кристалличны. Так, например, для золя золота Дебай и Шеррер нашли, что частицы состоят из крошечных кристалликов, построенных из таких же

[1] 1 Å (Angström — ангстрем) равен 0,1 $\mu\mu$ или 10^{-7} *мм*.

элементарных кубов и принадлежащих к той же кристаллической системе, что и твердое металлическое золото. Величины частиц, определенные этим способом, вполне совпадают с величинами, полученными другими методами. Наиболее высокодисперсный золь, изученный упомянутыми авторами, состоит из частиц с параметром около 1,8 $\mu\mu$, а число атомов, помещающихся на стороне такого сверхминиатюрного куба, не больше 5. Характерные кристаллические спектры были найдены также для золей металлического серебра, для As_2S_3 и др.

Сказанное можно коротко резюмировать следующим образом: коллоиды твердых тел представляют собою то же кристаллическое вещество, но находящееся в высокой степени раздробления.

Как для естественной, так и для искусственной обстановки известно очень много различных способов получения коллоидных растворов. Однако, все они могут быть сведены к двум основным способам, а именно:

1. Способ распыления или раздробления, иначе — д и с п е р с и о н н ы й способ, заключающийся в простом механическом измельчении вещества тем или иным путем. Продукты измельчения должны иметь тонкость коллоидных частиц. В лабораторной и заводской практике это достигается применением особых так называемых коллоидных мельниц, дающих исключительно высокую тонкость помола. В зоне осадкообразования этот способ имеет исключительно широкое распространение и осуществляется путем механического раздробления пород, особенно в результате абразии (см. выше стр. 46).

2. Второй способ — к о н д е н с а ц и о н н ы й; он сводится к соединению ионных или молекулярных частиц между собой до размеров ультрамикронов. Реакции, приводящие к этому, весьма многообразны; по существу, всякая реакция, которая дает продукт, нерастворимый в данной среде (чаще всего в воде), может привести к образованию коллоидальных растворов. В зоне осадкообразования это обычно реакции окисления, восстановления, гидролиза, обменного разложения, распада органических веществ и т. д. Этот же способ осуществляется и в том случае, когда какое-либо вещество выделяется из раствора вследствие испарения и когда, следовательно, никаких химических реакций не происходит. Если кристаллические зародыши не растут более, чем до 100 $\mu\mu$ в поперечнике, то, естественно, они дают коллоидный раствор; есть основания думать, что многие пегнитогенные («химические») осадки первоначально представляли собою именно такие коллоидальные системы (некоторые известняки, доломиты, барит и пр.).

Из этих кратких данных об условиях, при которых могут возникнуть коллоидные растворы, видно, насколько зона осадкообразования с ее многочисленными и разнообразными процессами раздробления и распыления вещества, с ее разнохарактерными и повсюду протекающими химическими реакциями, представляет благоприятную арену для создания всевозможных дисперсных и в частности коллоидальных систем. Этим и объясняется исключительно большое значение коллоидов в явлениях осадкообразования.

6. Главнейшие свойства коллоидных растворов

Коллоидные растворы обладают рядом общих для них характерных свойств, главнейшие из которых указываются ниже.

1. «*Растворимость*» *и концентрация коллоидов*. При каждых данных условиях и при определенной дисперсионной среде в коллоидном растворе может содержаться лишь определенное количество коллоидных частиц; если этот предел превзойден, то коллоидные частицы начинают выпадать на дно в виде осадка. Это дает возможность говорить про концентрацию коллоидных растворов и про коллоидно-дисперсную растворимость, понимая под последней максимальное количество коллоидного вещества, могущего содержаться в определенном объеме дисперсионной среды (разумеется, также при определенных условиях).

Разбирая ниже явления коагуляции или свертывания коллоидов, мы увидим, что растворимость и концентрация их, зависящие от многих причин, как правило, никогда не бывают значительными.

Термины «растворимость», «растворение», «концентрация» и т. п., применяемые к коллоидным растворам, разумеется, нельзя отождествлять с этими же терминами в их применении к истинным растворам, так как по условиям возникновения, равновесия и многим другим свойствам коллоидные растворы резко отличаются от молекулярно-ионных растворов.

2. Коллоиды легко проходят через обычную фильтровальную бумагу, но не проходят через животную перегородку, т. е. *не подвергаются диализу*: известно, что молекулярные растворы в отличие от коллоидных растворов или «псевдорастворов» легко проходят через животную перегородку.

Это свойство коллоидов зависит от величины коллоидных частиц: они слишком мелки для того, чтобы задерживаться в относительно крупных порах фильтровальной бумаги, но вместе с тем слишком велики для того, чтобы они могли пройти через тончайшие поры животной перегородки; поэтому для разобщения дисперсной фазы от дисперсионной среды необходимо прибегать к таким фильтрам, величина пор которых была бы меньше величины коллоидальных частичек. В лабораторной практике чаще всего употребляют для этого фильтры, изготовленные из коллодия; их можно приготовить самой разнообразной плотности, т. е. с самой разнообразной величиной пор. Пропуская через них под давлением коллоидные растворы, можно отфильтровать дисперсную фазу от дисперсионной среды, что, между прочим, является лучшим доказательством того, что золи действительно состоят из двух частей — дисперсионной среды и тонко раздробленной дисперсной фазы.

Такой процесс разобщения коллоидных частиц от вмещающей их среды называется *ультрафильтрацией*, а употребляющиеся для этого фильтры — ультрафильтрами.

3. Коллоиды обнаруживают явления *диффузии* значительно слабее, нежели молекулярные растворы. Это также объясняется значительной величиной коллоидных частиц, обусловливающей их меньшую подвижность.

4. При рассмотрении коллоидных растворов в ультрамикроскоп можно заметить, что частицы дисперсной фазы находятся в непрерывном броуновском движении, названном так по имени открывшего его ботаника R. Brown (1826). Это движение проявляется всегда, когда частицы не очень велики (не больше 3,0 μ) и бывает тем ярче выражено, чем меньше частицы (рис. 37). Вызывается оно тем, что последние получают удары со стороны молекул дисперсионной среды, находящихся в тепловом движении.

Так как тепловое движение молекул усиливается с повышением температуры, то и броуновское движение коллоидальных частиц возрастает при тех же условиях.

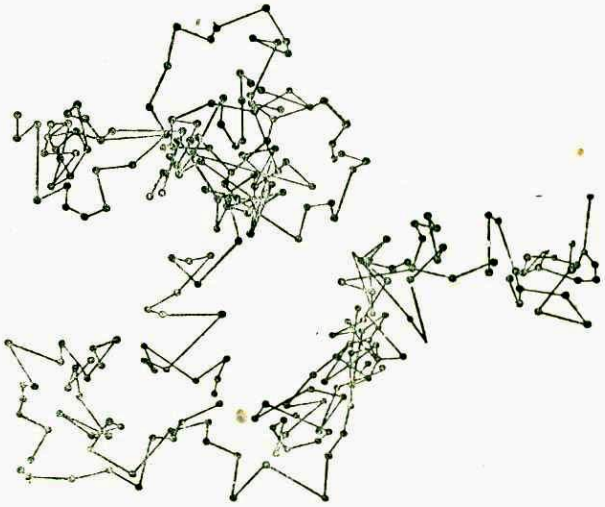


Рис. 37. Путь коллоидной частицы при броуновском движении.

5. В противоположность частицам грубодисперсных систем коллоидные частицы значительно менее подвержены действию силы тяжести. Они почти не оседают на дно под тяжестью собственного веса, будучи поддерживаемы во взвешенном состоянии ударами окружающих молекул дисперсионной среды и собственными одноименными электрическими зарядами, которые заставляют их отталкиваться друг от друга и удерживаться на некотором расстоянии между собою (об электрических зарядах коллоидных частиц см. ниже). Все же установлено, что концентрация коллоидных растворов у дна сосудов, в которых они хранятся, бывает несколько выше, чем в верхних их слоях.

Способность коллоидных частиц удерживаться длительное время во взвешенном состоянии наряду с их способностью проникать через тончайшие поры создает исключительную их подвижность в зоне осадкообразования. Вещества, которые при других условиях были бы практически совершенно неспособны к перемещению и миграции, перейдя в коллоидальное состояние, начинают испы-

тывать весьма активную миграцию. Так как все вещества при соответствующей обстановке могут стать коллоидами, легко себе представить, какое огромное влияние оказывают коллоиды на перераспределение материи в зоне осадкообразования. Процессы переноса и транспортировки вещества по лику Земли выглядели бы существенно по иному, если бы не было коллоидного состояния материи.

6. При выпаривании молекулярных растворов, как известно, растворенное вещество сохраняется в самых последних каплях растворителя; в противоположность этому при упаривании коллоидных растворов их частицы в известный момент в ы п а д а ю т н а ц е л о, хотя растворитель еще имеется.

7. Коллоидные растворы в отличие от истинных обнаруживают так называемое я в л е н и е или э ф ф е к т Т и н д а л я (конус Тиндаля). Явление Тиндаля заключается в том, что коллоидный раствор, кажущийся вполне прозрачным при умеренном рассеянном освещении, оказывается мутным при пропускании через него пучка ярких лучей от солнца или от сильной электрической лампы.

Эффект Тиндаля показывают не только коллоидные, но и грубодисперсные системы. Для последних оно объясняется тем, что лучи света, встречаясь с микронами, частью отражаются от их поверхности и, попадая в глаз наблюдателя, вызывают впечатление мути.

У коллоидов простое отражение имеет место только в тех случаях, когда луч света падает на частицу, размеры которой больше половины длины световой волны. В противном случае, т. е. когда частицы меньше половины длины световой волны, происходит диффракционное рассеивание света по разным направлениям. Коллоидные частицы вдвое меньше половины длины наименьшей волны обычного спектра, а именно волны фиолетового цвета (400 $\mu\mu$: 2 = 200 $\mu\mu$), поэтому упомянутые явления рассеивания света проявляются у коллоидов со всей ясностью.

Явление Тиндаля играет чрезвычайно существенную роль для распознавания коллоидных растворов. Дело в том, что частицы молекулярно (ионно)-дисперсных систем настолько малы, что они не отражают и не преломляют лучей видимого спектра, а потому и не обнаруживают эффекта Тиндаля. Правда, если через истинные растворы пропускать лучи света с меньшей длиной волны, например, уже невидимые для глаза коротковолновые ультрафиолетовые лучи (с длиной волны меньше 400 $\mu\mu$), то и для них можно обнаружить фотографическим методом конус Тиндаля.

Системы, не показывающие явления Тиндаля, называются «оптически-пустыми» (обычно указывается для какого света — видимого или ультрафиолетового).

На явлении Тиндаля основано устройство так называемого ультрамикроскопа и других оптических приборов, служащих для изучения коллоидных систем.

8. Одним из важнейших свойств коллоидов является и с к л ю ч и т е л ь н о б о л ь ш а я п о в е р х н о с т ь их частиц, с чем связана их огромная поверхностная энергия, проявление особых электрических поверхностных сил, явления адсорбции, играю-

щих, как мы увидим далее, очень большую роль в фиксации отдельных элементов, и т. д.

Чтобы уяснить себе, как быстро увеличивается суммарная поверхность частиц по мере раздробления какого-либо одного исходного куска твердого тела, можно указать следующее: если взять куб с ребром, равным 1 *см*, то его поверхность будет равна только 6 $см^2$; при делении же этого куба на 8 равных частей (рис. 38) общий объем взятого вещества остается по прежнему равным 1 $см^3$, а поверхность всех 8 маленьких кубиков составляет уже 12 $см^2$, т. е. увеличивается вдвое. В табл. 44 приведены результаты дальнейших подсчетов поверхности 1 $см^3$ вещества при разной степени раздробления.

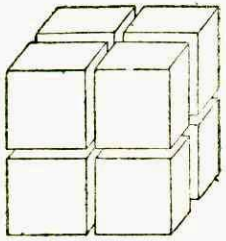


Рис. 38. Поверхность куба при делении его на 8 частей удваивается.

Из таблицы видно, что в первом случае мы имели один куб с поверхностью 6 $см^2$, в последнем — 10^{21} кубиков такого же общего объема, но с поверхностью уже 6000 $м^2$.

Таблица 44

Поверхность 1 $см^3$ вещества при разной степени дисперсности

	Ребро куба, *мм*	Поверхность 1 $см^3$ вещества, $см^2$
Сверхгрубые и грубые дисперсии	10	6
	1	60
	0,1	600
	0,01	6 000
	0,001	60 000
Коллоиды	0,0001 (100 $\mu\mu$)	600 000
	0,00001 (10 $\mu\mu$)	6 000 000
	0,000001 (1 $\mu\mu$)	60 000 000

Эти элементарные подсчеты, являющиеся сами по себе крайне разительными, приобретают еще большее значение, если учесть, что атомы, ионы и молекулы, располагающиеся *на поверхности* какого-либо тела, находятся в иных условиях и обладают иными свойствами, чем атомы, ионы и молекулы, заключенные *внутри* данного тела. Это станет нам более понятным при рассмотрении вопросов, связанных с электрическим зарядом коллоидных частиц. Сейчас же мы отметим следующее.

Известно, что если мы сообщаем какой-либо системе энергию, совершенно безразлично в какой форме, то энергия этой системы возрастает. Значительная часть энергии зоны осадкообразования расходуется на дробление, распыление вещества изначальных материнских горных пород. Мы не можем себе представить образования осадочной породы без того, чтобы материал, за счет которого она образуется, не был бы предварительно переведен в дис-

персное состояние (грубое коллоидальное или ионо-молекулярное); *вещество всякой осадочной породы проходит стадию подвижного дисперсного состояния.*

Чем мельче раздробляется материя в зоне осадкообразования, тем больше сообщается ей энергия, часть которой как бы фиксируется на поверхности частиц в виде так называемой поверхностной энергии. Если бы мы пожелали расположить природные дисперсные вещества в порядке возрастания энергии, сообщаемой им в процессе осадкообразования, то мы получили бы такой ряд:

галечники — пески — алевриты — глины — коллоидальные растворы — истинные растворы.

Коллоидальные и истинные растворы и те осадки, которые из них образуются, являются носителями наибольших запасов энергии, заимствованной ими во время пребывания их в зоне осадкообразования и частично увлекаемой ими же с собою в стратисферу после их перехода в состояние осадочных пород. Глинистые, глинисто-коллоидальные и галогенные осадочные образования вносят с собою в стратисферу значительно большие порции энергии зоны осадкообразования, чем другие типы пород. Наличие в перечисленных типах осадочных пород некоторого запаса энергии, как мы увидим далее, обусловливает наиболее энергичное развитие в них различных эпигенетических процессов уже в то время, когда они вышли из зоны осадкообразования и пребывают в стратисфере. Такого рода эпигенетические процессы совершаются, таким образом, еще за счет энергии зоны осадкообразования, и их истинные причины часто следует искать не только в тех условиях, в которых находится горная порода после своего образования, сколько еще в условиях ее возникновения.

Изложенные соображения подчеркивают решающее и предопределяющее влияние процессов осадкообразования на всю последующую историю осадочного образования. К этому мы вернемся еще раз при рассмотрении «вторичных», эпигенетических явлений, совершающихся в осадочных породах.

7. Заряд коллоидных частиц

Ультрамикроны, находящиеся в коллоидальном растворе, несут электрический заряд, знак которого не одинаков для различных веществ, но одинаков для всех частиц одного и того же коллоида в определенной дисперсионной среде. Наличие одноименных электрических зарядов у коллоидных частиц препятствует их сближению, укрупнению и последующему выпадению в осадок: благодаря зарядам частицы отталкиваются друг от друга и поддерживаются во взвешенном состоянии.

Наличие электрического заряда у ультрамикронов можно доказать путем пропускания через коллоидный раствор электрического тока. При этом коллоидные частицы, в зависимости от их заряда, перемещаются к одному из электродов и осаждаются на нем. Это явление называется электрофорезом.

Знак заряда ультрамикронов не сохраняется одинаковым для одного и того же вещества, но в различных дисперсионных средах. Помимо того, он зависит от реакции среды: в кислой среде ультрамикроны обычно несут заряд, противоположный тому, который они имеют в щелочной среде, и наоборот.

Разберем причины возникновения заряда у коллоидных частиц.

1. Так как в большинстве случаев образование коллоидных частиц происходит в среде, содержащей то или иное количество электролита, то наиболее распространенным случаем возникновения заряда у коллоидных частиц является так называемая а д с о р б ц и я и о н о в из растворов. Для иллюстрации разберем следующие примеры.

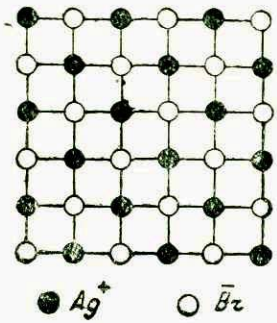


Рис. 39. Сечение пространственной решетки кристаллического AgBr.

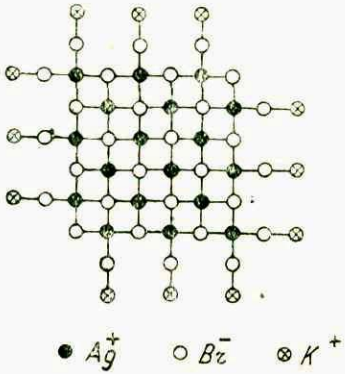


Рис. 40. Сечение пространственной решетки AgBr. Валентности оголенных поверхностных ионов Ag насыщены ионами брома, поглощенными из раствора.

При сливании в один сосуд растворов $AgNO_3$ и KBr в стехиометрических отношениях осаждается AgBr, но золя не образуется. Если же взять некоторый недостаток KBr и некоторый избыток $AgNO_3$, то получается коллоидный раствор AgBr, причем частицы его заряжены положительно. В случае же избытка KBr коллоидные частицы AgBr оказываются заряженными отрицательно. Структуру соответствующих золей качественно можно изобразить таким образом:

$$\boxed{AgBr}\,Ag^+ \qquad\qquad \boxed{AgBr}\,Br^-$$

Положительный золь — Отрицательный золь

В рамке здесь помещен состав коллоидной частицы; рядом указан адсорбированный из раствора ион; так принято изображать структуру коллоидных частиц по методу, предложенному Зигмонди.

Чтобы понять механизм адсорбции ультрамикроном того или иного иона, который и обусловливает заряд частицы, необходимо

обратиться к кристаллографическому строению бромистого серебра, т. е. к строению вещества самой частицы (рис. 39). Нетрудно видеть, что каждый ион серебра, находящийся в н у т р и пространственной решетки, окружен шестью ионами брома (четыре в плоскости рисунка, один спереди и один сзади). Сродство (валентность) иона серебра бывает насыщено полностью, если вокруг него симметрично группируются 6 ионов брома; именно в таком вполне насыщенном, уравновешенном состоянии находятся ионы серебра, располагающиеся внутри кристаллической решетки.

Существенно по иному рисуется состояние тех же ионов серебра, но расположенных у п о в е р х н о с т и частицы. Здесь каждый ион Ag^+ окружен только пятью ионами брома (тремя в плоскости рисунка, одним спереди и одним сзади). Следовательно, для полного насыщения у внешнего иона серебра его сродства недостает одного атома брома.

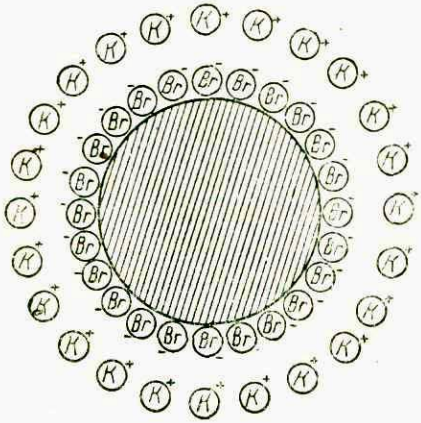


Рис. 41. Схематическое строение мицеллы AgBr.

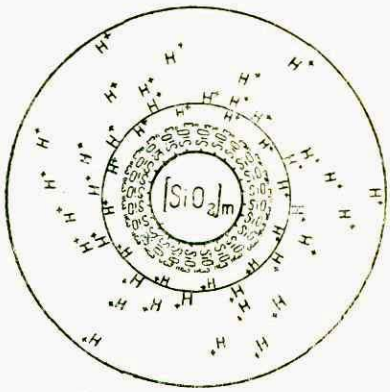


Рис. 42. Схематическое строение мицеллы SiO_2 (по Пескову).

Таким образом, если внутри кристаллической решетки существует полная уравновешенность всех ионов, то в отношении периферийных, оголенных ионов такого равновесия уже не наблюдается: внешние ионы имеют по одной ненасыщенной, свободной валентности.

Очевидно, что для насыщения этой валентности необходимо поглощение из раствора дополнительных ионов брома и серебра; поэтому в растворе, содержащем избыток KBr, коллоидные частицы адсорбируют ион брома и получают отрицательный заряд на поверхности (рис. 40). Из растворов же с избытком $AgNO_3$ поглощается ион серебра и частицы приобретают положительный заряд.

Но дело в том, что при поглощении частицей того или иного иона в растворе остаются свободными соответствующие парные ионы (если адсорбируются ионы K^+, то в растворе остаются ионы Br^- и обратно). Эти свободные ионы не рассеиваются незаконо-

мерно внутри жидкости, а занимают места против адсорбированных ионов примерно так, как это показано на рис. 41.

Таким путем вокруг коллоидной частицы образуется двойной электрический слой, состоящий в данном случае из ионов брома и калия (или калия и брома).

Относительно ионов, образующих внешнюю оболочку, следует указать, что хотя они действительно притягиваются противоположно заряженными ионами внутреннего слоя, тем не менее, тепловое движение жидкости стремится разместить их беспорядочно. Эти два влияния в конце концов приводят к тому, что ионы внешней оболочки размещаются вокруг частицы подобно распределению воздуха над Землей, т. е. их густота и плотность уменьшаются и они постепенно как бы разрежаются по мере удаления от частицы, образуя вокруг последней своеобразную «ионную атмосферу».

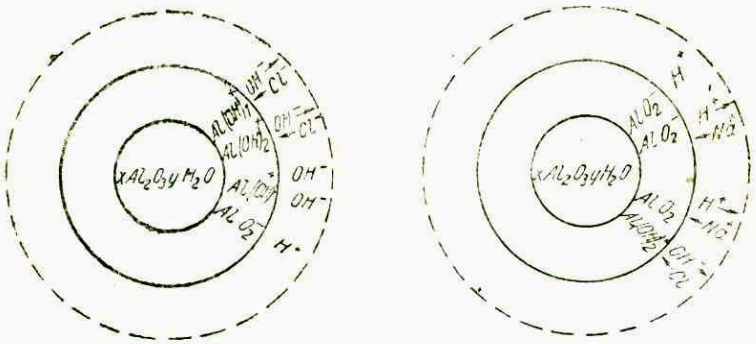


Рис. 43. Схематическое строение мицеллы Al_2O_3. Левая часть — в кислой среде, правая — в щелочной (по Б. Н. Никольскому).

Теория двойного электрического слоя у поверхности кристаллической частицы была развита Мекерджи (1920) и независимо от него Фаянсом (1921). Она оказалась приложимой ко всем твердым коллоидным частицам, имеющим кристаллическое строение. На рис. 42 и 43 изображены частицы SiO_2 и Al_2O_3 в соответствии с современными представлениями об их структуре.

Мы видим, таким образом, что строение коллоидных частиц вовсе не столь просто, как это кажется первоначально; каждая частица представляет собою довольно сложную систему. Раскрытие структурных особенностей коллоидных частиц заставило ввести в науку о коллоидах ряд новых понятий. По предложению Дюкло теперь употребляют следующие термины:

м и ц е л л о й называют коллоидную частицу вместе с ее двойным электрическим слоем;

г р а н у л о й называют ту же частицу, но без наружной части двойного слоя;

и н т е р м и ц е л л я р н о й (межмицеллярной) ж и д к о с т ь ю называют дисперсионную среду, в которую погружены мицеллы;

диффузным слоем или ионной атмосферой называют наружный электрический слой; как уже указывалось, концентрация составляющих его ионов уменьшается по мере удаления от поверхности частицы, что и дало основание именовать его диффузным.

2. Другой причиной возникновения заряда у коллоидных частиц может явиться отдача ими в раствор ионов. Если частицы отдают в раствор положительные ионы, то сами они приобретают отрицательный заряд и наоборот.

Здесь следует отметить прежде всего случай, когда дисперсные частицы образованы комплексным или высокомолекулярным и диссоциирующим в водном растворе органическим соединением. При этом из каждой молекулы получаются два иона, один из которых по своим размерам соответствует коллоидной частице.

Возможно также, что несколько недиссоциированных молекул, комплексных и высокомолекулярных, соединяясь вместе, удерживают то или иное количество ионов диссоциированных молекул. Для коллоидных частиц металлов допускается отдача ими ионов окружающей жидкости. Например, коллоидные частицы кадмия отдают окружающей жидкости ионы Cd^{++}, вследствие чего сами частицы заряжаются отрицательно.

3. Третий случай возникновения заряда у ультрамикронов связан с так называемой контактной электризацией. Смысл этого явления заключается в появлении на границе двух разнородных веществ (коллоидной частицы и дисперсионной среды), также двух противоположно заряженных слоев (двойной электрический слой).

Закономерность распределения зарядов между двумя веществами, находящимися в контакте, подчиняется следующему правилу Кёпа:

При контактной электризации вещество с большей диэлектрической постоянной заряжается положительно, а вещество с меньшей диэлектрической постоянной — отрицательно.

Впрочем, механизм контактной электризации коллоидных частиц может быть сведен к адсорбции ионов (в водной среде OH^- и H^+).

Ознакомимся теперь с характером электрических зарядов, присущих наиболее распространенным коллоидам. В табл. 45 приведен список главнейших положительных и отрицательных коллоидов; характер заряда указан для тех условий, при которых перечисленные вещества обычно встречаются в коллоидном состоянии; при иных условиях, хотя и не характерных для зоны осадкообразования, но все же могущих в ней встретиться, заряд тех же коллоидов может быть иным.

Легко видеть, что в зоне осадкообразования превалируют отрицательные коллоиды; действительно, к этой группе дисперсных систем относятся столь распространенные вещества, как кремнезем, тончайшие глинистые частицы и гумусовый материал; известно, что все они имеют кислотный характер (кремневая кислота, каолиновая кислота, гумусовые кислоты).

Из наиболее распространенных положительных коллоидов следует обратить внимание на гидраты окиси Al, Fe, отчасти Cr и на карбонаты кальция и магния.

Наличие в зоне осадкообразования коллоидов, несущих противоположные заряды, приводит к их взаимной нейтрализации и последующему выпадению в осадок; поэтому для правильного понимания условий накопления многих осадочных пород, имеющих тонкодисперсную структуру, приходится часто обращаться к данным табл. 45 и выяснять характер заряда возможных коллоидов, давших начало тому или иному осадку.

Таблица 45

Заряд главнейших природных коллоидов

(По Зигмонди, Твенхофелу, Ферсману и др.)

Положительные коллоиды	Отрицательные коллоиды
Гидрат Al_2O_3	SiO_2
» Fe_2O_3	Глинистые коллоиды
» Cr_2O_3	Гумусовые коллоиды
» TiO_2	MnO_2
» ZrO_2	S
» CdO	V_2O_5
» CeO	SnO_2
$CaCO_3$	PbS, CuS, CdS, As_2S_3,
$MgCO_3$	Sb_2S_3 и др. сульфиды
CaF_2	Золото, серебро, платина

Достойно особого внимания то обстоятельство, что ввиду преобладания отрицательных коллоидов заряд положительных коллоидов должен довольно быстро нейтрализоваться, в результате чего в растворе в конце концов должны сохраниться преимущественно частицы с отрицательным зарядом. Так как нейтрализация коллоидов приводит к их осаждению (см. ниже о коагуляции), то отсюда становится понятным, что основная масса положительных коллоидов, как правило, выпадает в осадок в общем ранее чем основная масса отрицательных коллоидов; последние совершают миграцию по лику Земли дольше, чем первые.

Разбирая поверхность коллоидных частиц, мы уже отмечали, что при образовании природных коллоидов часть энергии зоны осадкообразования сообщается им. Здесь следует вновь указать, что энергия, расходуемая на дробление минералов и горных пород, в какой-то мере идет на преодоление сил притяжения атомов, ионов, молекул, на разобщение их, на отделение их друг от друга. Чем мельче раздробляется в зоне осадкообразования какое-либо кристаллическое вещество, тем больше оголяется атомов и ионов, тем больше возникает некомпенсированных зарядов, тем сильнее нарушается внутренняя уравновешенность системы, тем резче проявляется электростатический заряд получающихся частиц. Массы коллоидного вещества с огромным количеством оголенных ионов и атомов и значительным числом некомпенсированных зарядов, возникнув в зоне осадкообразования, уходят затем из нее в область осадочных пород, в стратисферу, и стремятся уже там изжить те нарушения в их равновесии, которые возникли под влиянием поверхностных сил. Этим предопределяется характер многих энергетических процессов, совершающихся в осадочных толщах; и мы вновь убеждаемся в огромном влиянии явлений осадкообразования на последующую судьбу осадочных пород.

8. Лиофильные и лиофобные (гидрофильные и гидрофобные) коллоиды

Коллоиды, имеющие жидкую дисперсионную среду, подразделяют на лиофильные и лиофобные в зависимости от того, имеется ли резкий или плавный переход от ультрамикронов к окружающей их среде.

Л и о ф и л ь н ы м и называют коллоиды, частицы которых как бы плотно облекаются с поверхности слоем вещества дисперсионной среды. В этом случае переход от вещества ультрамикрона к веществу дисперсионной среды происходит более или менее плавно. Само явление поглощения поверхностью частицы вещества окружающей среды называется с о л ь в а т а ц и е й, а когда имеют в виду водные растворы, то говорят о г и д р а т а ц и и. Лиофильные коллоиды, дисперсионной средой которых является вода, называются г и д р о ф и л ь н ы м и. Так как наличие сольватной (гидратной) оболочки делает переход от дисперсных частиц к дисперсионной среде нерезким, то явление Тиндаля у них выражено слабо.

Обычно лиофильные (гидрофильные) коллоиды обладают значительно большей устойчивостью, чем другие коллоиды. К числу их относятся широко распространенные в природе золи кремнезема, гумусовых веществ и др., несущие, как мы уже знаем, отрицательный заряд.

Л и о ф о б н ы е коллоиды, в отличие от лиофильных, не имеют сольватных оболочек; они отчетливо показывают явление Тиндаля. Если дисперсионной средой является вода, то употребляют термин г и д р о ф о б н ы е коллоиды. Они значительно менее устойчивы, нежели гидрофильные коллоиды, а потому не выдерживают переноса на далекие расстояния и довольно быстро выпадают в осадок. К ним относятся гидрозоли металлов, сульфидов и пр.

9. Понятие о коагуляции и гелях

Под коагуляцией понимают соединение отдельных ультрамикронов (протонов) в большие агрегаты (полионы) с последующим выпадением последних в осадок или же с застудневанием раствора. Для обозначения коагуляции часто употребляют равнозначные термины — «пектизация» или «свертывание».

Коагуляция происходит в тех случаях, когда коллоидные частицы лишаются своих электрических зарядов, мешающих им сблизиться и образовать, таким образом, более крупные частицы, более подверженные действию силы тяжести.

Получающийся при коагуляции осадок носит название к о а г у л я т а или г е л я [1]. Вещество, вызвавшее коагуляцию, называют коагулятором или пектизатором.

---

[1] Некоторые авторы именуют гелями продукты коагуляции, в которых не наблюдается разделения дисперсионной среды и дисперсной фазы; примером геля в таком понимании может служить железообразная желатина, получающаяся после остывания ее теплого раствора.

Если гель выпадает в результате коагуляции гидрозоля; т. е. из водного коллоидного раствора, то говорят о гидрогелях, продукт коагуляции аэрозолей называют аэрогелями и т. д.

Гели лиофобных коллоидов обычно представляют хлопьевидные или порошковатые осадки. Гели лиофильных коллоидов большей частью студне- или сметанообразны, иногда же хлопьевидны.

Характер геля в момент его образования, очевидно, имеет большое значение в отношении осадочных пород, предрешая собой их дальнейшую структуру; в целом ряде случаев легко установить, что изначально порошковатые гели в последующем дают в породах весьма тонкозернистую структуру, причем отдельные кристаллические зернышки, несмотря на свои микроскопические размеры, имеют превосходное ограничение; таковы, например, многие известняки и особенно доломиты, когда-то представлявшие собою илистый, тонкопорошковатый, коллоидальный осадок. Напротив, студнеобразные гели, к которым относится опаловый кремнезем и др., обычно приобретают в породах сплошную скрытокристаллическую структуру, подобную структуре халцедона и кремня.

Это обстоятельство, ускользавшее ранее от внимания исследователей, заслуживает дальнейшего изучения, так как оно может пролить свет на характер рыхлых осадков, давших начало осадочным горным породам, обладающим теми или иными структурными особенностями.

10. Причины коагуляции

Всякая коллоидная система, прежде чем перейти в состояние осадка, должна пройти стадию коагуляции. Отсюда становится понятным исключительное значение различных факторов, могущих вызвать коагуляцию, в процессах минерального осадкообразования.

Выше уже отмечалось, что в общем случае коагуляция наступает под влиянием нейтрализации электрических зарядов, свойственных ультрамикронам. Потеря электрозаряда коллоидными частицами может наступить под влиянием разных причин, главнейшие из которых рассматриваются ниже.

1. Действие электролитов. Если прилить к золю какой-либо электролит, то в зависимости от знака заряда коллоидных частиц эти заряды будут нейтрализоваться соответственно катионами или анионами. Коагулирующее действие разных ионов, как показали исследования, зависит от их валентности и гидратного объема, т. е. от объема иона вместе с его водной оболочкой. Чем меньше гидратный объем иона, тем выше его коагулирующее действие. В свою очередь, гидратный объем увеличивается с уменьшением ионного радиуса. Зависимость между характером иона и коагулирующей способностью определяется следующим правилом Шульце: *чем выше валентность иона, тем значительнее его коагулирующее действие.*

В соответствии с этим двухвалентные ионы производят больший коагулирующий эффект, чем одновалентные, а трехвалентные — больший, чем те и другие, и т. д.

Необходимо, однако, отметить, что коагулирующее действие ионов не находится в прямой пропорциональной зависимости от их валентности, а подчиняется гораздо более сложной зависимости. Можно, например, указать, что отношение валентностей для K, Ba и Al равно 1 : 2 : 3, тогда как соотношение между их коагулирующей способностью в среднем равно 1 : 20 : 1000.

Коагулирующее действие водородного иона, играющего значительную роль в растворах зоны осадкообразования, весьма своеобразно: неся один электрический заряд, этот ион действует как двухвалентный катион. Это объясняется тем, что водородные ионы имеют значительно меньший гидратный объем, нежели другие ионы. Ионы водорода вследствие гидратации их в водных растворах имеют состав $[H_3O]^+$; они называются ионами гидроксония.

Исследование коагулирующего действия щелочных металлов показало, что оно возрастает от лития к цезию в порядке возрастания атомного веса элементов. Это связано с тем, что параллельно увеличению атомного веса у этих элементов ионный радиус становится больше, а гидратный объем уменьшается.

Необходимо особо подчеркнуть, что далеко не всякое количество электролита, прибавленное к коллоидальному раствору, может вызвать полную или даже частичную коагуляцию. Для достижения необходимого коагулирующего эффекта требуется применение определенных, оптимальных количеств электролитов, отклонения от которых как в ту, так и в другую сторону либо вовсе не вызывают свертывания коллоидного раствора, либо приводят лишь к частичной коагуляции.

Поясним это на следующем примере: при свертывании отрицательного коллоида коагулирующее действие оказывают положительно заряженные катионы. Если электролит прибавлен в большом избытке, то катионов хватает не только на нейтрализацию, но и на *перезаряжение* коллоидных частиц, на сообщение им нового заряда, противоположного тому, который имелся у них ранее; перезаряженные частицы, естественно, остаются в растворе. После этого коагуляцию могут вызвать уже не катионы, а анионы, но также лишь при определенной их концентрации; превышение этой концентрации вызовет новое перезаряжение частиц и сообщит им вновь отрицательный заряд и т. д.

То минимальное количество электролита, которое вызывает начало коагуляции, называется *порогом* (пределом) *коагуляции* или порогом (пределом) электролита. Количество же соли, вызывающее наиболее полное осаждение коллоидных частиц, называют *максимумом осаждения*.

Следует заметить, что лиофильные и в частности гидрофильные коллоиды, несущие сольватные оболочки, свертываются под влиянием электролитов значительно труднее, чем лиофобные. Оболочки действуют на лиофильные частицы как своеобразный защитный покров. Кроме того, оболочки, утяжеляя частицы, уменьшают их подвижность в дисперсионной среде, затрудняют тем самым их встречу с ионами, могущими вызвать коагуляцию, что также замедляет образование геля.

В естественной обстановке массовая коагуляция природных коллоидов под влиянием электролитов происходит в прибереговой морской полосе и особенно в области дельт больших рек. Многочисленные минеральные коллоиды, возникающие при разложении материнских горных пород, переходят затем в пресные континентальные воды, где из-за недостаточного количества электролитов не происходит их заметной коагуляции; когда же пресные воды, содержащие коллоидные частицы, смешиваются с морскими солеными водами, богатыми диссоциированными веществами, происходит коагуляция естественных коллоидных растворов. Выпадающие при этом гели в основной своей массе здесь же и отлагаются; некоторая их часть, наравне с тонким обломочным материалом, уносится в открытое море.

Можно себе представить, что все континенты окружены непрерывным поясом не только терригеновых, но и коллоидальных отложений, который расширяется и образует наибольшие сгущения против мест впадения крупных водных артерий. Этот пояс является тем местом, где непрерывно происходят деликатнейшие электрические явления, сводящиеся к нейтрализации миниатюрных ультрамикронов.

Совершенно аналогичные процессы коагуляции протекают и у берегов внутриконтинентальных соленых водоемов. Так, например, соленые воды оз. Баскунчак уже в нескольких метрах от берега поражают своей исключительной прозрачностью, несмотря на обилие илистых отложений у самых берегов, близ «дельт» впадающих в озеро источников.

2. Взаимная коагуляция коллоидов. Если смешиваются два коллоидных раствора, имеющих частицы с противоположными зарядами, то они нейтрализуют друг друга и вызывают тем самым взаимную коагуляцию. Это явление подчинено правилу Бильтца, а именно: *два противоположно заряженных коллоида коагулируют друг друга, если они смешаны в подходящих количественных соотношениях.*

Вторая часть этого правила требует некоторых пояснений. Дело в том, что если к золю, например, $Fe(OH)_3$ прилить золь SiO_2^- или MnO_2^- в бо́льшем количестве, чем это нужно для взаимной коагуляции, то отрицательные частицы SiO_2 (или MnO_2) отдают часть своих зарядов ультрамикронам гидроокиси железа, перезаряжают их тем самым в отрицательный золь и никакой коагуляции поэтому не происходит. Чтобы вызвать коагуляцию, нужно иметь соответствующее количество положительно заряженного коллоида.

Взаимная коагуляция коллоидов в зоне осадкообразования, несмотря на ее важную роль, изучена еще далеко не достаточно.

Представляется совершенно несомненным, что часть каолина ($H_2Al_2Si_2O_8 \cdot H_2O$) и близких к нему минералов из группы так называемых «минералов глин», равно как родственные им по составу и встречающиеся среди осадочных пород пентронит ($H_2Fe_2Si_2O_8 \cdot nH_2O$), а возможно также волконскоит из верхнепермских отложений Приуралья ($[H_2, Mg]\ Cr_2Si_2O_8 \cdot nH_2O$?), первоначально представляли собою продукт взаимной коагуляции поло-

жительно заряженных коллоидов Al_2O_3 (или соответственно Fe_2O_3 или Cr_2O_3) и отрицательно заряженного коллоидального SiO_2.

Возникновение в этом случае каолина (или соответственно других указанных минералов) можно выразить следующим образом:

$$\underbrace{Al_2O_3 \cdot nH_2O}^{+} + 2\underbrace{SiO_2 \cdot nH_2O}^{-} = \underbrace{H_2Al_2Si_2O_8 \cdot H_2O}$$

Золь гидрата окиси алюминия — Золь кремнекислоты — Гель каолина

Экспериментальные исследования Шварца и Бреннера, а также многих иных авторов, действительно, доказали возможность получения каолиноподобного осадка при смешении золей SiO_2 и $Al(OH)_3$; очевидно, что этот процесс осуществляется и в природе, где имеются оба упомянутых реактива. К сожалению, мы не умеем до сих пор отличать каолин, образовавшийся таким путем, от каолина являющегося остаточным продуктом разложения магматических алюмосиликатов. Эти два генетически совершенно разных каолина сливаются сейчас в нашем представлении в общую массу; вместе с тем, их подразделение позволило бы выяснить такие существенные моменты в осадкообразовании, как, например, территориальное распределение этих двух типов каолина и их приуроченность к определенным фациям.

Иными примерами осадочных образований, возникающих в результате взаимной коагуляции коллоидов, могут служить железистые оолиты, всевозможные натечные формы бурого и красного железняка («стекляшные головы») и пр., где окислы железа тонко пронизаны коллоидальным кремнеземом; при обработке соляной кислотой перечисленных железистых выделений всегда остается полупрозрачный или белый «кремневый скелет», имеющий форму исходных минеральных образований. Частое совместное нахождение в виде тончайшей смеси бурых окислов железа и аморфного кремнезема стоит в связи с одновременным выпадением их в осадок под влиянием взаимной коагуляции.

По тем же причинам коллоидальный CaF_2 (ратовкит) обычно бывает пронизан также коллоидальным SiO_2 и т. д.

Вообще надо отметить, что совместное нахождение некоторых минералов осадочных пород, особенно когда они образуют тонкие взаимнопроникающие смеси, часто объясняется взаимной коагуляцией соответствующих разноименно заряженных коллоидов.

3. Коагуляция при увеличении концентрации и при высушивании золей. При удалении дисперсионной среды, что можно достигнуть в лаборатории либо путем выпаривания золей, либо путем применения ультрафильтрации, частицы приходят в столь близкое соприкосновение друг с другом, что наступает их коагуляция; этому же способствует увеличение концентрации тех электролитов, которые всегда имеются в любом коллоидальном растворе.

Естественно, что коагуляция наступает тем более при полном испарении золей; образующиеся при этом осадки теряют способ-

ность ко вторичному переходу в коллоидальное состояние или, как говорят, становятся необратимыми.

Коагуляция такого типа осуществляется в зоне осадкообразования очень часто при испарении любых мелких водоемов (временных озер, луж и т. п.). Она особенно характерна для жарких и сухих климатических областей. Так, например, в степях и пустынях Туркестана вследствие испарения воды из многочисленных весенних луж оседают илистые, частью коллоидальные вещества, которые покрывают собою поверхность так называемых такыров в виде корки, разбитой на полиэдрические плитки.

4. Коагуляция при замораживании. При замораживании из гидрозолей извлекается вода. В результате уменьшения объема дисперсионой среды увеличивается концентрация находящихся в золе электролитов. Кроме того, частицы могут сильно сжиматься образующимися кристаллами льда, благодаря чему они приходят в более тесное соприкосновение друг с другом. Все это и приводит к коагуляции.

Коагуляция при замораживании должна быть особенно развита в местностях, где происходит последовательное образование, а затем таяние льда. Ее продукты в природе остаются до сих пор не прослеженными.

5. Коагуляция под влиянием повышения температуры. Повышение температуры во многих случаях вызывает коагуляцию коллоидов. Это связано с тем, что с возрастанием температуры усиливается броуновское движение и учащаются столкновения коллоидных частиц, что приводит к их укрупнению; образующиеся полионы, достигнув определенных размеров, под действием силы тяжести падают на дно, увлекая с собой также и мелкие частицы.

Многие золи, однако, устойчивы и при довольно высоких температурах.

6. Коагуляция в капиллярах. Когда жидкость поднимается по капиллярам, она заряжает их большею частью отрицательно. Такая электризация при смачивании подчиняется правилу Кёна (см. стр. 177). Высокая диэлектрическая постоянная воды обусловливает появление на смачиваемых капиллярах отрицательных зарядов. Под влиянием такой электризации положительные ультрамикроны будут свертываться при прохождении через капилляры и постепенно заполнять их.

Обилие капиллярных трещин и пор в поверхностной части литосферы заставляет думать, что коагулирующая роль капилляров в зоне осадкообразования очень велика; характер коагуляции в капиллярах разных пород будет зависеть от диэлектрической постоянной вещества, слагающего породу, а следовательно, и стенки капилляра. Этот немаловажный вопрос как с точки зрения поведения природных коллоидов, так и с точки зрения возможного изменения пористости пород, закупорки пор и затруднения или даже прекращения циркуляции по ним жидкостей (воды, нефти) и газов ждет еще своей экспериментальной и теоретической разработки.

7. Коагуляция под влиянием радиоактив-

ного излучения. Коагулирующее действие радиоактивных лучей носит селективный (избирательный) характер, а именно радиоактивное излучение вызывает свертывание положительно заряженных коллоидов, не оказывая коагулирующего влияния на отрицательные золи. Это объясняется действием β-излучения, являющегося носителем отрицательных зарядов: α-частицы, несущие положительные заряды, обладают малой проницаемостью (имеют малый пробег), а потому не могут оказывать значительного коагулирующего действия.

Свертывающая деятельность радиоактивного излучения в условиях зоны осадкообразования остается невыясненной.

8. Самопроизвольная коагуляция. Во всех коллоидных растворах с течением времени происходят процессы старения, выражающиеся в ряде изменений, одним из которых является увеличение размера дисперсных частиц, а затем их коагуляция.

Помимо перечисленных причин, могущих привести к коагуляции коллоидных растворов, существуют иные факторы, действующие в том же направлении; сюда относятся атмосферные разряды, давление и пр. Но они либо мало эффективны, либо плохо изучены; поэтому они не будут рассматриваться нами подробно.

В заключение следует сделать несколько обобщающих и резюмирующих замечаний применительно к коагуляции природных растворов.

Основываясь на опытах Шварца и Уокера, проследивших количественное влияние концентрации водородных ионов (величины pH) на выпадение геля при смешивании противоположно заряженных коллоидов SiO_2 и $Al(OH)_3$, А. Е. Ферсман (1934) пришел к заключению, что осаждение двух коллоидно-дисперсных фаз регулируется отношением их зарядов, но количественный ход коагуляции зависит от концентрации водородных ионов.

О взаимном осаждении двух коллоидов при их смешении мы уже говорили и указывали, что для этого требуется наличие противоположно заряженных частиц. Но начало коагуляции еще не означает полного перехода ультрамикронов из взвешенного состояния в осадок. Формулировка А. Е. Ферсмана указывает, что для наиболее полного осаждения коллоидов требуется не только наличие противоположно заряженных частиц, но и определенная величина pH самого раствора[1].

Для каждой пары взаимно осаждающих коллоидов, равно как для каждого коллоида и осаждающего его электролита, можно установить опытным путем величину pH, наиболее благоприятную для максимального выпадения дисперсной фазы в осадок. Так, например, по Шварцу и Уокеру золи глинозема и кремнекислоты, смешанные в отношении 1 : 6, взаимно осаждают друг друга количественно при pH = 4,5—5,2, оптимально при pH = 4,8—5,0. При иных значе-

---

[1] О величине pH см. стр. 63 и 274.

ниях pH количественного их осаждения не происходит. Для упомянутых золей существует, таким образом, довольно узкий предел (pH от 4,8 до 5,0), благоприятный для их количественного выпадения в осадок. Иные, но также определенные значения pH будут благоприятствовать полной коагуляции других коллоидов.

Подходя к этому же самому вопросу с другой стороны, можно сказать, что в растворах с той или иной величиной pH не может быть коллоидальных частиц определенных веществ, так как таковые должны количественно выпасть в осадок; *определенные величины* pH, так сказать, *исключают нахождение определенных веществ в коллоидном состоянии*.

Учитывая, что природные воды могут характеризоваться самой разнообразной величиной pH, легко понять, насколько последнее положение является важным для правильного понимания пространственного распределения коллоидального материала в зоне осадкообразования и для установления тех областей, где происходит количественное или хотя бы преимущественное выпадение в осадок определенного коллоидального материала.

Исследовательская работа в этом направлении только еще началась и хотя мы не имеем пока всех необходимых ее количественных результатов, но уже ясно ощущаем их исключительно большое значение для правильного толкования процессов осадконакопления.

Сейчас же, осознав лишь качественную сторону вопроса, необходимо подчеркнуть, что *пространственное распределение коллоидов и областей их осаждения зависит от характера природных вод и в первую очередь от присущей им величины pH*.

Впоследствии мы увидим, что величина pH природных вод испытывает закономерные изменения в определенном направлении; сообразно этому и области накопления тех или иных коллоидальных осадков не разбросаны по поверхности земного шара как-либо беспорядочно, но также располагаются в определенной последовательности (см. об этом подробнее в главе о химической дифференциации, стр. 279).

11. Сенсибилизация, стабилизация и защита коллоидов

Прибавление к золям небольших количеств электролитов или противоположно заряженных коллоидов по понятным причинам может повысить их чувствительность к коагулирующим факторам. В этом случае говорят о сенсибилизации коллоидов. Вещества, повышающие чувствительность золей к агентам коагуляции и тем самым ускоряющие последнюю, называются сенсибилизаторами (инстабилизаторами); помимо электролитов и противоположно заряженных коллоидов, таковыми могут быть некоторые и недиссоциирующие вещества. Водородный ион усиливает коагулирующее действие катионов; гидроксильный ион действует обратно.

Стабилизация коллоидов представляет собою явление, противоположное сенсибилизации: это есть понижение чувствительности золей к коагуляторам, т. е. возрастание их устойчивости.

Если, например, прилить к золю незначительное количество электролита, то в том случае, когда коллоидные частицы адсорбируют преимущественно одноименные с их знаком ионы, коллоид стабилизируется; в противном случае имеет место явление сенсибилизации. Значительное количество электролита, в отличие от малого, вызывает не стабилизацию или сенсибилизацию, а свертывание, т. е. коагуляцию. Иногда стабилизаторами являются неэлектролиты.

Частным случаем стабилизации является *защита коллоидов*. Защитой принято называть стабилизацию лиофобных (гидрофобных) коллоидов лиофильными (гидрофильными). Например, отрицательный гидрофильный золь гумусовой кислоты предохраняет от коагуляции гидрофобный золь глины.

Механизм защиты сводится к адсорбции лиофобным коллоидом лиофильного коллоида, образующего сплошную или прерывистую оболочку на ультрамикронах защищаемого золя. А так как лиофильные частицы, как уже указывалось, несравненно более устойчивы, они защищают частицы лиофобного коллоида от коагуляции.

Знак заряда защитного коллоида по отношению к заряду защищаемого безразличен: если оболочка имеет знак заряда, противоположный знаку лиофобной (гидрофобной) частицы, оболочка перезаряжается под влиянием последней.

Защитное действие коллоидов наиболее резко проявляется в природе в защитном действии гумуса на золи гидрата окиси железа; этим объясняется то обстоятельство, что воды, богатые органическим коллоидальным веществом, обычно транспортируют коллоидальный гидрат окиси железа на значительные расстояния.

12. Адсорбция, абсорбция, ионная сорбция и ионный обмен

Исследования показали, что при коагуляции коллоидных растворов в осадке обнаруживается некоторое количество того иона, который вызвал коагуляцию, причем этот ион, поглощенный при коагуляции, простым промыванием осадка чистой водой удалить не удается. Иными словами при коагуляции отрицательных коллоидов осадком захватывается из раствора некоторое количество катионов, а при коагуляции положительных золей — некоторое количество анионов. Это есть те самые ионы, которые нейтрализуют заряд коллоидных частиц при коагуляции золей. Они удерживаются поверхностью коагулировавшихся коллоидных частиц и носят название *адсорбированных ионов*; само же явление поглощения тех или иных ионов поверхностью ультрамикронов называется *адсорбцией*.

Поскольку адсорбция связана с поверхностью частиц, то адсорбирующая способность дисперсных систем будет возрастать по мере увеличения тонкости частиц, параллельно с чем, как нам уже известно, сильно возрастает общая поверхность дисперсной фазы.

При некоторых условиях энергия адсорбции, которая является проявлением поверхностной энергии, может быть настолько велика, что она в состоянии преодолеть химические силы сродства, например, поглотить анионную и катионную часть какого-либо химического

соединения и тем самым сделать остаток более кислым или более основным; таким образом, адсорбция может менять химический характер окружающей среды.

Следует заметить, что кристаллические вещества могут адсорбировать совершенно так же, как коллоидные, но этот процесс выражен здесь несоизмеримо менее заметно, что объясняется меньшей поверхностью кристаллических тел.

Помимо простых и сплошных протонов в золях могут присутствовать и более сложные комплексные полионы, имеющие внутри себя полое пространство и так сказать — «внутреннюю поверхность». Естественно, что эта внутренняя поверхность также может извлекать ионы из дисперсионной среды и увлекать их затем в осадок. Такое поглощение ионов внутренней поверхностью частиц получило название а б с о р б ц и и.

Абсорбцию далеко не всегда возможно отличить от адсорбции; поэтому для них предложено объединяющее название — с о р б ц и я; в частности, говорят об и о н н о й с о р б ц и и, так как ультрамикроны извлекают из растворов и удерживают на своей внешней или внутренней поверхности те или иные ионы. Адсорбирующее вещество называют при этом а д с о р б е н т о м (или сорбентом) а адсорбируемое — а д с о р б т и в о м (сорбтивом).

Иногда между адсорбентом и адсорбируемыми веществом происходит химическое взаимодействие, что нередко упрочивает связь между ними; в этих случаях говорят о х е м о с о р б ц и и.

Сорбция часто носит селективный (избирательный) характер; это значит, что данный коллоид способен поглощать из раствора только определенные вещества, не адсорбируя другие или адсорбируя их лишь в небольшой степени.

Ионную сорбцию во многих случаях можно объяснить, исходя из следующего правила Гана:

Любой ион адсорбируется, если он имеет заряд, противоположный поверхностному заряду осадка, и образует с ионом осадка трудно растворимое или трудно диссоциирующее соединение.

Не следует думать, что адсорбции подвергаются лишь ионы, находящиеся в растворе; напротив, гели могут адсорбировать также и газы.

Для петрографа важно отметить, что *характер адсорбированных веществ дает представление о химических особенностях той среды, где происходило выпадение гелей и в которой эти гели пребывали впоследствии*. Поэтому внимательное изучение адсорбированных веществ помогает пролить свет на генезис многих осадочных пород.

Наиболее эффективным случаем ионной сорбции в зоне осадкообразования является избирательная адсорбция глинистыми веществами иона калия. При рассмотрении процессов разложения магматических горных пород мы уже отмечали к каким искажениям приводит минералогический пересчет, если не учитывать адсорбцию этого элемента (см. выше стр. 155). Глины и глинистые породы вообще обогащены калием, причем этот металл преимущественно находится в них в адсорбированном состоянии; при процессах

почвообразования этот же элемент извлекается из окружающих растворов и удерживается почвами.

О масштабе адсорбции калия глинистыми отложениями можно судить по следующим подсчетам: в изверженных породах отношение K : Na равно 1 : 1,02, тогда как в морской воде это же отношение выражается цифрами 1 : 28,5. Здесь обнаруживается, таким образом, значительная «потеря» калия; в действительности же он фиксируется в почвах и глинистых осадках, вследствие чего и происходит относительное обогащение природных вод ионами натрия.

При желании можно было бы привести огромное количество разнообразных примеров ионной сорбции природными гелями. Сюда относится, например, селективная адсорбция коллоидами MnO_2 катионов $Ba^{\cdot\cdot}$, $Li^{\cdot}$, $K^{\cdot}$ и др.; анионы тем же коллоидами по понятным причинам не адсорбируются; химический парагенезис марганцевых руд, включающий в себя помимо марганцевых соединений, также барит и минералогически не индивидуализированные соединения лития, калия, радия и других металлов, является тому наглядным подтверждением. Калий и литий, входящие в состав коллоидального железистого минерала глауконита, также должны быть причислены к адсорбированным ионам и т. д.

Адсорбированный ион, как уже упоминалось, не может быть удален из осадка путем промывания его чистой водой, но как показали опыты, его можно выделить, промывая осадок раствором какого-либо другого электролита. Поясним это примером.

При прибавлении к отрицательному коллоиду MnO_2 раствора $CaCl_2$ наступает коагуляция первого, причем осадок захватывает ион кальция. Этот поглощенный ион не может быть удален промыванием водой, но его можно вытеснить, промывая осадок, например, раствором NaCl; в этом случае осадок поглощает из раствора ионы Na и отдает в раствор эквивалентные количества ионов Ca; ионы Na и Ca как бы меняются своими местами и натрий начинает выполнять в осадке ту роль, которая раньше принадлежала кальцию.

Насытив таким путем осадок натрием и удалив из него поглощенный кальций, можно вновь начать обрабатывать его раствором кальциевых солей. Тогда из осадка будут удаляться ионы натрия, а ионы кальция опять займут в нем свое прежнее место и т. д. Единственное условие, которое необходимо при этом соблюдать, заключается в применении растворов соответствующих концентраций и их достаточных объемов. Подобную операцию можно повторять многократно. Это явление получило название *ионного обмена*; если при этом происходит замещение одного катиона другим, то говорят *о катионном обмене*; можно различать также соответственно и анионный обмен.

Характерно, что последний, т. е. анионный обмен почти вовсе не известен в природе или играет здесь очень подчиненную роль, тогда как способностью к катионному обмену обладают очень многие осадочные горные породы.

Это странное на первый взгляд обстоятельство в действительности связано с исключительным преобладанием в зоне осадкообразования, а, следовательно, и в осадочных породах, отрицательно

заряженных коллоидов (SiO_2, глинистый материал, органические коллоиды). При своей коагуляции они, естественно, увлекают с собой положительно заряженные катионы, которые в последующем и могут подвергаться замещению другими катионами.

Существенной составной частью почв, как известно, являются коллоиды; поэтому у них также проявляется способность к катионному обмену или, как говорят почвоведы, **поглотительная способность** почв. В зависимости от характера поглощенных ионов или так называемого «поглощенного комплекса», как показали исследования, главным образом, советских ученых (К. К. Гедройца и др.), в значительной степени находится плодородие почвенного покрова. Внося в почву те или иные минеральные вещества, можно по своему усмотрению регулировать состав поглощенных ионов и тем самым влиять на плодоносность почв.

Опытным путем установлено, что интенсивность удержания различных катионов изменяется в следующем порядке:

$$Mg > Ca > NH_4 > K > Na,$$

что означает, что магний адсорбируется наиболее интенсивно и легко может вытеснять все остальные катионы, тогда как натрий наименее способен к адсорбции и вытеснению других катионов.

Отдельно для щелочных и щелочноземельных металлов аналогичные последовательные ряды представляются по А. Е. Ферсману (1934) в следующем виде:

$$Cs > Rb > K > Na > Li$$

$$(Be) > Mg > Ca > Sr > Ba.$$

Эти ряды полностью подтверждаются наблюдениями над природными осадочными образованиями; действительно, мы знаем, что в глинистых породах в подавляющем большинстве случаев $K_2O > Na_2O$, $MgO > CaO$ и т. д. Последнее отношение ($MgO > CaO$) особенно рельефно выступает, по А. Е. Ферсману, в древних глинистых осадочных образованиях, которые долго подвергались действию катионного обмена под влиянием циркулирующих в них вод. В случаях же, когда $CaO > MgO$, что обычно сопровождается повышенным содержанием в породе CO_2, кальций присутствует в виде карбоната.

Способность отдельных элементов замещать друг друга при катионном обмене К. К. Гедройц связывает с валентностью катионов и их атомным весом; в приведенных рядах элементы, действительно, расположены в порядке их атомного веса; А. Е. Ферсман же полагает, что обменная способность зависит не столько от атомного веса и валентности, сколько от радиуса ионов; он установил пропорциональную зависимость между радиусом ионов и способностью их к замещению или поглощению.

В заключение следует отметить, что количество катионов, которое может быть поглощено осадком, породой или почвой, выраженное в весовых процентах всех катионов, приведенных к весу кальция, или иным способом, называется **емкостью поглощения**.

Так как катионный обмен протекает в строго эквивалентных количествах, то емкость поглощения является постоянной величиной для каждой отдельной породы.

Систематическое изучение осадочных пород и современных осадков в отношении способности их к катионному обмену до сих пор никем предпринято не было, если не считать многочисленных работ в этой области, относящихся к почвам. Лишь в последние годы такая исследовательская работа начала у нас успешно развиваться, главным образом, в связи с выявлением немутитного сырья (т. е. сырья, способного смягчать жесткие воды путем поглощения из них кальция и отдачи в раствор щелочных металлов; содержание последних не снижает технической ценности воды).

13. Пептизация и обратимые коллоиды

П е п т и з а ц и я представляет собою процесс, обратный коагуляции, и сводится к переходу геля в золь. Те гели, которые тем или иным путем могут быть переведены в золи, носят название о б р а т и м ы х. Им противоположны н е о б р а т и м ы е гели, которые после своего образования вновь не переходят в золи.

Наиболее легко пептизируются лиофильные и, в частности, гидрофильные коллоиды.

Обратимые коллоиды господствуют в органическом мире. Неорганические коллоиды в основном характеризуются необратимостью, хотя и между ними гидрофильные коллоиды, как, например, кремнезем, могут при известных условиях вновь переходить в состояние золей.

14. Набухание и синерезис

Некоторые вполне сухие гели, приведенные в соприкосновение с жидкостью, например, с водой, интенсивно ее впитывают, увеличиваясь при этом в объеме. Набухание гелей сопровождается сильным давлением (так называемое д а в л е н и е н а б у х а н и я). Древний способ раскалывания скал и других предметов состоял в помещении в щели сухого гороха или древесных клиньев и поливании их водой; набухающие горох или дерево вызывали требуемый механический эффект; как уже упоминалось выше, аналогичное разрушающее действие производят на горные породы мертвые корни растений, набухающие после дождей.

Там, где выходят на поверхность коллоидальные горные породы, во время дождя, идущего после сухой погоды, можно слышать своеобразный треск, сходный с тем, который возникает при ломании сухих сучьев; в данном случае дождевые капли, падая на поверхность сухих минеральных гелей, вызывают их местное набухание, в результате чего в горной породе появляются многочисленные трещинки, образование которых и сопровождается слабым звуковым эффектом. Таким путем на всем земном шаре разрушается, вероятно, очень значительное количество тонкодисперсных осадочных пород.

Синерезис представляет собою явление, обратное набуханию; оно заключается в отделении воды от геля. Явление синерезиса общеизвестно из обыденных наблюдений: когда застывает жидкий раствор желатины, то получается однородная, студнеобразная, достаточно твердая масса геля; при стоянии из нее выделяется вода, а объем геля сокращается. В некоторых случаях коагуляции под влиянием электролитов явление синерезиса прямо поразительно; например, прибавление электролита к золю CeO_2 ведет к образованию сплошного геля, заполняющего весь сосуд; однако, вскоре гель сжимается, а через несколько дней остается лишь маленький кусочек геля в окружающей его жидкости.

Очевидно, что при синерезисе происходит следующее: желатинирование представляет собою начальную стадию коагуляции и свертывания коллоида; при этом сильно гидратизированные частицы располагаются еще достаточно далеко друг от друга, образуя сильно пористую массу, в которой, как в губке, располагается дисперсионная среда. В дальнейшем коагулировавшие частицы сближаются друг с другом, занимаемый ими объем сокращается, а вода или иная жидкость вытесняется из пор, общий объем которых с течением времени становится все меньше.

Синерезис сопровождается изменением внешних, морфологических свойств коллоида; последний не только уменьшает при этом свой объем, но становится более плотным и твердым. Эти явления относятся уже к циклу «старения» коллоидов.

Для примера можно указать, что гель кремнезема при содержании воды 90—92% имеет состояние студня, который можно резать ножем; примерно при 86% воды он становится упругим, при 73% — ломким, при 70% его можно истолочь в ступке, а при содержании 65% воды он может быть измельчен в тонкий порошок, совершенно сухой наощупь.

Синерезис сопровождается не только изменением консистенции геля, но часто также появлением в нем трещин, что связано с уменьшением его объема.

В свежих горных выработках среди осадочных пород нередко можно встретить сметанообразные минеральные коллоидные выделения, как, например, опал, каолин, волконскоит, хризоколла, различные глины и т. п.; в свежем состоянии они нередко имеют весьма красивый вид; при высыхании такие минералы вследствие синерезиса очень скоро, однако, сильно сморщиваются и растрескиваются, рассыпаясь на мелкие куски, теряя, к огорчению исследователя, свою нарядную внешность.

15. Старение коллоидов. Метаколлоиды

Все, что говорилось выше о коллоидах, относится к свежим, недавно возникшим, «молодым» коллоидам, которые могут образовываться и существовать на поверхности Земли. Переходя же в состояние осадков, становясь частью стратисферы, коллоиды испытывают целый ряд изменений, которые в совокупности известны под названием «старения» коллоидов.

Все явления старения коллоидов совершаются в соответствии с принципом энтропии: богатые энергией коллоидальные частицы стремятся отдать ее окружающей материи, уравняться с последней в энергетическом отношении, а одновременно перейти в состояние с меньшим запасом энергии, приобретая в то же время более устойчивые формы.

Магматический материал, рожденный в недрах Земли, в ограниченном пространстве под большим давлением, выходя в зону осадкообразования, сильно расширяет свой объем, частью раздробляясь до коллоидально-дисперсного состояния; возвратившись вновь в литосферу после своего пребывания на поверхности Земли, коллоиды, занимающие, как правило, необычно большое пространство, стремятся вновь сжаться, уменьшить свой объем. Это достигается путем их *перекристаллизации*. Геометрически правильное расположение ионов и атомов по законам кристаллических решеток оказывается значительно более компактным, а потому и более свойственным литосфере, нежели беспорядочное нагромождение коллоидальных частиц, при котором между ними неминуемо остается много свободного пространства. Таким образом, для зоны осадкообразования и стратисферы намечается последовательный ряд:

магматические кристаллоиды → золи → гели → осадочные кристаллоиды.

Изначальные магматические и конечные осадочные кристаллоиды, объединяясь общностью своей кристаллической структуры, резко отличны вместе с тем друг от друга как по своему химическому составу, так и по другим свойствам. Здесь, следовательно, нет, да и не может быть возвращения к исходному состоянию.

Перекристаллизация коллоидов представляет собою обычно крайне медленный процесс, но неуклонно совершающийся в стратисфере. Можно сказать, что все коллоиды, достигшие состояния осадков и ставшие частью осадочных пород, стремятся перейти в более устойчивое и более совершенное кристаллическое состояние. Мы находим в стратисфере самые разнообразные стадии этого процесса, всевозможные промежуточные формы от коллоидов, еще совершенно не затронутых молекулярными перегруппировками, до превосходно ограниченных, часто микроскопически малых кристаллов, возникших за счет преобразования коллоидов.

Перекристаллизованные в той или иной мере коллоиды носят название *метаколлоидов*. Метаколлоиды имеют обычно тот же состав, что и соответствующие им гели, но отличаются значительно меньшим содержанием воды; различные присущие им структуры носят название метаколлоидных структур.

Петрографу-осадочнику приходится иметь дело преимущественно именно с ними. М. Шторц (1928) предложил называть всякие коллоидные осадки общим термином *гелиты*.

Характерным явлением, сопровождающим старение коллоидов, как только что было указано, является *уменьшение их объема*. В начальных стадиях это проявляется для сплошной

породы, где имеется множество центров кристаллизации, в возникновении всевозможных трещинок и пустот, а затем в развитии повышенной пористости; этим объясняется наличие значительного количества пор и каверн в осадочных породах, изначально представлявших собою коллоидные осадки.

Разумеется, что старение коллоидов, их перекристаллизация и переход в метаколлоидное состояние сопровождаются значительной потерей гелями воды, т. е. дегидратацией, что также приводит к сокращению их объема.

Выделяющаяся при этом так называемая коллоидная вода иногда скопляется в тут же образующихся порах и пустотах, и, будучи в них герметически закупоренной, может сохраняться очень долгое время.

Таковы, например, стяжения халцедона, образовавшегося из опала, с внутренней полостью, заполненной водой; сюда же относятся пустотелые жеоды бурого железняка из Липецкого, Тульского и других месторождений, возникшие под влиянием коагуляции коллоидальных окислов железа и содержащие иногда в своей внутренней полости воду.

Естественно, что явления перекристаллизации коллоидов и значительное увеличение при этом размеров отдельных составляющих их частиц, образующих более крупные минеральные индивидуумы, приводят к сокращению поверхности, а следовательно, к уменьшению и поверхностной энергии всей системы. Количество оголенных, неуравновешенных поверхностных атомов и ионов сильно сокращается, так как они включаются в общую кристаллическую постройку и из «внешних» становятся, таким образом, «внутренними» с вполне компенсированными валентностями. Адсорбированные ионы, удерживавшиеся раннее оголенными ионами, теперь освобождаются и либо ищут в окружающей среде реагентов, с которыми они могли бы дать устойчивые нерастворимые химические соединения, либо уходят за пределы породы, вымываясь циркулирующими водами.

Вряд ли стоит указывать, что все эти явления относятся уже к разряду «вторичных» или эпигенетических процессов, совершающихся в осадочных породах и приводящих к появлению в них минеральных новообразований. Мы не будем углубляться сейчас в эту область, так как ей будет специально посвящена одна из последующих глав. Но попутно все же еще раз отметим, что и в этом случае характер эпигенетических процессов определяется опять-таки «первичными» явлениями; таким образом, мы имеем еще лишний случай, чтобы убедиться, что именно в самих явлениях осадкообразования заложена первопричина многих «вторичных» процессов. Впрочем, это так и должно быть, так как последние в подавляющем большинстве случаев служат как бы продолжением и дальнейшим развитием первых.

Это совершенно ясное положение далеко не всегда принимается во внимание, что как мы увидим далее, приводит к путанице и ложным представлениям в отношении многих эпигенетических явлений.

16. Характерные признаки природных минеральных коллоидов

Для петрографа, занимающегося изучением осадочных пород, необходимо научиться распознавать минеральные коллоиды. Какого-либо одного такого признака, который позволял бы безошибочно устанавливать коллоидальную природу минеральных тел, не существует; однако, пользуясь целым рядом признаков, каждый из которых, взятый в отдельности, часто не имеет решающего значения, можно с достаточной уверенностью причислять то или иное осадочное образование к коллоидам; чем больше будет наблюдено таких признаков в отношении изучаемого тела, тем, естественно, более уверенным становится определение.

Ниже приводится краткий перечень главнейших и наиболее распространенных морфологических, структурных и химических признаков минеральных коллоидов.

Морфологические и структурные признаки коллоидов

1. *Студенистая, сметанообразная консистенция* является одним из наиболее характерных признаков гелей, не прошедших еще полностью стадию синерезиса; ее удается наблюдать лишь в свежих горных выработках, не подвергшихся высушиванию под влиянием воздуха. С течением времени, по мере потери воды, студенистая консистенция пропадает; гель становится более плотным и твердым; определяя твердость подобных свертывающихся гелей, хотя бы при помощи шкалы Мооса, через короткие промежутки времени после их извлечения на дневную поверхность, можно установить постепенное возрастание их твердости.

2. *Прилипание к языку* свойственно подавляющему большинству минеральных коллоидов. Это связано с наличием у них тонких капиллярных пор, извлекающих влагу с языка, а также частью, может быть, с поглощением ими влаги в связи с набуханием.

3. *Раковистый излом* наряду с другими признаками также может служить диагностическим признаком при распознавании коллоидов, хотя он может быть свойственен также скрытокристаллическим, стекловатым и некоторым другим образованиям.

Раковистый излом, по Г. Тамману (1931), возникает под влиянием продольных волн, вызванных ударом. Вследствие этого вокруг места удара на поверхности разлома образуются разбегающиеся концентрические волновые возвышенности и впадины, высота и глубина которых нормально убывает по мере удаления от точки удара. При разбивании куска породы или минерала обычно возникает несколько продольных волн разной длины, что на изломе отражается в нескольких системах разбегающихся возвышенностей и впадин; по последним можно, между прочим, судить, что обычно длина волн, возникающих при ударе, колеблется от 100 до 1 *мм*.

Условия возникновения раковистого излома таковы: а) порода должна состоять из мелких, более или менее однородных по своим механическим свойствам и более или менее одинаковых по размеру индивидуумов; б) отдельные индивидуумы, слагающие породу, должны быть прочно связаны между собою, в) отдельные индиви-

думы, составляющие данное тело, не должны обладать способностью растрескиваться, раскалываться или образовывать плоскости скольжения. Нетрудно видеть что твердые коллоидальные образования отвечают указанным трем условиям, тогда как многоминеральные и крупнозернистые горные породы (граниты, песчаники, мраморы и др.) не соответствуют им, а потому и не обнаруживают раковистого излома.

На поверхности раковистого излома обнаруживаются также радиальные лучи, исходящие от точки удара. Они возникают вследствие нарушения правильного хода продольных волн под влиянием неоднородности породы и по другим причинам.

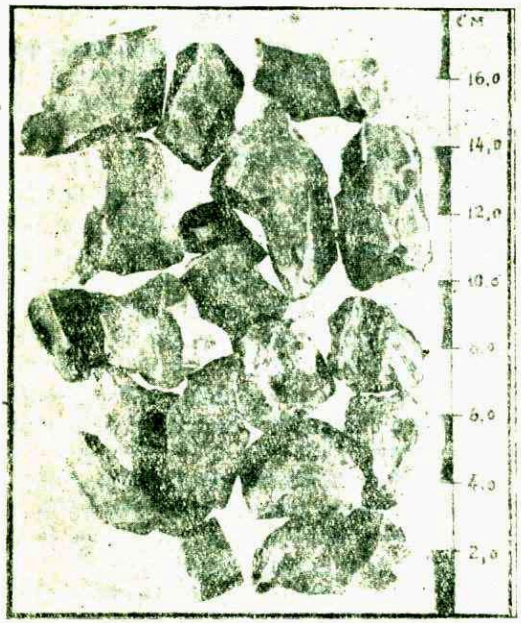


Рис. 44. «Оскольчатые» красные глины; верхняя пермь. Приуралье. Музей Московского нефтяного института.

4. *Пористость, трещиноватость и «оскольчатость»* очень характерны для осадочных горных пород, прошедших стадию коллоидального состояния. Все эти признаки, как нам уже известно, являются следствием уменьшения объема гелей при их старении и перекристаллизации. Термин «оскольчатость» был введен сравнительно недавно геологами трестов Востокнефть и Башнефть применительно к верхнепермским красноцветным отложениям, которые распадаются при высыхании на характерные неправильные осколки с острыми режущими краями (рис. 44). Верхнепермские красноцветы состоят в основном из весьма тонкого обломочного материала, связанного коллоидальными окислами кремния и железа. Сложная и прихотливая сеть тончайших трещинок, возникающих при их высыхании и сокращении объема, часто бывает невидима на-глаз, но дает себя знать при распадении породы на осколки, когда ее пытаются извлечь из обнажения.

Следует особо отметить, что очень часто некоторые геологи проявляют склонность объяснить возникновение всякой и особенно повышенной пористости в сплошных (не обломочных) породах растворяющим влиянием подземных вод, не считая при этом нужным доказывать, что природные растворы действительно когда-либо циркулировали внутри данной осадочной породы. Такое объяснение всегда кажется само собою разумеющимся или во всяком случае весь-

ма вероятным; оно часто прилагается, например, ко многим доломитам, обладающим повышенной пористостью, но в то же время и всеми характерными признаками метаколлоидов. Вместе с тем, наблюдая пористость в породах, которые могли иметь коллоидальную структуру, необходимо прежде всего учитывать возможность ее возникновения под влиянием сокращения объема вещества породы при перекристаллизации, т. е. пытаться связать ее с характером и особенностями самой породы, а затем уже в случае нужды искать иных добавочных объяснений, никогда не забывая, однако, об их обязательной аргументации, как бы правдоподобны ни представлялись они на первый взгляд.

5. Свойства так называемых *«трескунов»* присущи очень многим минеральным гелям. Под трескунами понимают самые разнообразные по своему химико-минералогическому составу породы, которые при высыхании на солнце или в других условиях способны самопроизвольно растрескиваться обычно образуя при этом острые осколки неправильной, часто сплюснутой формы и разнообразной величины; растрескивание сопровождается характерным звуковым эффектом. В карьерах, где добывают, каменный материал для строительных целей, всегда избегают прослоев подобных пород, как бы ни казались они монолитны в свежем обнажении; по понятным причинам их ценность как технического камня совершенно ничтожна.

Способность к самопроизвольному растрескиванию связана у трескунов с их коллоидальной структурой: при высыхании гели свертываются, уменьшаясь в объеме; так как этот процесс происходит неравномерно во всей массе породы, то создаются местные усилия, которые и приводят к растрескиванию камня.

К трескунам относятся многие доломиты, кремнистые мергели, некоторые известняки, опоки, состоящие в основном из коллоидального кремнезема, и многие иные осадочные образования.

6. *Растрескивание в воде с звуковым эффектом* служит одним из убедительных доводов в пользу коллоидальной природы минеральных образований. Если погрузить кусочки сухого минерального геля в стакан с водой при обычной комнатной температуре, то вскоре начинается отделение от него мелких остроугольных, часто пластинчатых кусочков; если опыт производится в тишине, то можно различить, что отделение каждого кусочка сопровождаются как бы сухим треском. Иногда кусочки с такой силой отскакивают от погруженной в воду породы, что они ударяются о противоположную стенку стакана. Такое расщепление начинается обычно через несколько минут после погружения породы в воду, а иногда и тотчас после погружения, и продолжается иногда на протяжении суток и более.

Когда процесс растрескивания более или менее закончился, то изначальный кусок породы, как правило, приобретает округлые очертания и становится похожим на гальку.

Растрескивание минеральных гелей в воде связано с их набуханием, которое происходит неравномерно во всей массе породы, что и приводит к ее раздроблению.

Многие, так называемые глинистые образования, в частности

широко распространенные в новых восточных нефтяных районах красные и пестрые глины пермского и триасового возраста, а также отдельные осадочные минералы, как, например, волконскоит, опал, галлуазит и многие другие, обладают вследствие своей коллоидальной природы резко выраженным описанным свойством.

7. *Округлая отдельность* как на поверхности коллоидальных пород, так и внутри них наблюдается довольно часто (рис. 45). Развитие округлой отдельности на поверхности минеральных гелей создает рисунок, напоминающий до некоторой степени пчелиные соты, причем каждая ячейка, имеющая выпуклую (или, наоборот, вогнутую), пузырчатую поверхность, имеет в поперечнике обычно от 0,5 до 2—3 *см*. Округлые отдельности внутри коллоидальных пород обнаруживаются при рассмотрении их естественных обломков, взятых с поверхности обнажения; наряду с остроугольными обломками среди них нередко можно обнаружить несколько таких кусочков, которые имеют округлые очертания, и потому похожи на гальки, хотя в действительности не имеют к ним никакого отношения.

Рис. 45. Округлая отдельность на поверхности коллоидальной красной глины. Верхнепермские отложения в окрестностях г. Чкалова (Музей Московского нефтяного института).

Возникновение округлых внешних контуров весьма характерно для метаколлоидов и объясняется тем, что поверхностное натяжение, возникающее в массе коллоидного осадка, стремится придать ему шарообразную форму, как наименьшую при данном объеме; таким путем достигается уменьшение поверхностной энергии.

А. Роджерс (1917) предложил называть округлые, более или менее сферические агрегаты, свойственные минералам коллоидного происхождения, к о л л о ф о р м н ы м и.

8. *Округлые микротельца* размером менее 0,1 *мм*, обычно в несколько сотых или тысячных долей *мм* (0,01—0,001 *мм*), обнаруживаемые ввиду их малых размеров лишь под микроскопом, очень характерны для многих коллоидов. Ранее всего они были описаны для опала, слагающего коллоидальные кремнистые породы — трепела, опоки и др: это так называемые опаловые тельца (см. описание трепелов во II ч. книги). Л. В. Пустовалов (1937) доказал рентгенометрически коллоидальную природу совершенно аналогичных по своей форме, но окрашенных в слабый фиолетовый цвет, округлых телец CaF_2, слагающих ратовкит, приуроченный к каменноугольным карбонатным породам Верхнего Поволжья. Подобные же округлые тельца свойственны коллоидам бурых окислов

железа, например, в Липецком, Тульском, Хоперском и других железорудных месторождениях осадочного происхождения.

Каждый раз, когда в шлифе обнаруживается присутствие мелких округлых телец того или иного химического состава, должно возникнуть подозрение об их коллоидной природе.

9. *Микроструктурные признаки*, а именно: а) тончайшая однородная пелитоморфная структура, б) мелкокристаллическое сложение, когда порода представлена под микроскопом хорошо образованными, но крайне миниатюрными (обычно $0{,}0x$ — $0{,}00x$ *мм*) кристалликами примерно равной величины, в) тонко-лучистая или тонко-веерообразная структура, г) мелко-агрегатное угасание и структура, — все эти особенности, которые можно наблюдать под

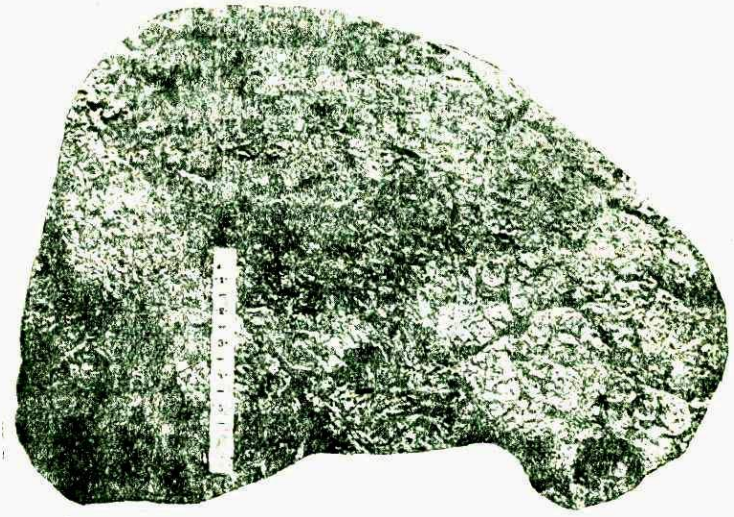


Рис. 46. Растрескавшаяся поверхность («хлебная корка») сидеритовой конкреции из верхнеюрских отложений в окрестностях г. Липецка (по Л. В. Пустовалову, 1933).

микроскопом, наряду с другими данными часто можно рассматривать как указание на наличие в породе коллоидов, испытавших уже в той или иной степени перекристаллизацию.

Подобная структура наблюдается очень часто у некоторых известняков, у большинства доломитов, в опалово-кремнистых породах, а также у отдельных минералов, как, например, у глауконита (агрегатное строение), волконскоита (тонко-лучистая и веерообразная структура) и т. д.

10. *Оолиты*, *сферолиты*, многие конкреции, сегтарии, как мы увидим далее, требуют для своего образования наличия коллоидального материала, а потому могут служить указанием на участке в образовании включающих их пород коллоидов.

11. *Растрескавшиеся поверхности*, внешне напоминающие собою запеченые растрескивавшиеся корки черного хлеба, также присущи метаколлоидам. Чаще всего они наблюдаются на внешней или

внутренней (если имеется полость) поверхностях конкреций и обязаны своим образованием растрескиванию геля при его коагуляции и потери им воды, что сопровождается уменьшением объема. Так как этот процесс особенно интенсивно протекает у поверхностей коллоидальных тел, то здесь же происходит и наиболее энергичное их растрескивание.

Особенно отчетливо бывает выражена растрескавшая поверхность у сидеритовых конкреций, которые, надо думать, первоначально представляли собою в осадке лепешковидные сгустки геля углекислого железа (рис. 46).

Химические признаки коллоидов

12. *Содержание гигроскопической воды* у минеральных гелей, как правило, бывает повышенным и сильно изменчивым, причем изменения эти могут происходить под влиянием колебаний влажности и других метеорологических условий. Существуют специальные методы исследования гелей путем получения кривых их обезвоживания и оводнения.

13. *Общий химический состав* гелей отличается непостоянством и обычно не укладывается в простые стехиометрические отношения, что связано с вхождением в состав минеральных коллоидов различных адсорбированных веществ.

Если гель представляет собою образование, кажущееся по внешности минералогически индивидуализированным телом, то исследователи, занимающиеся изучением химического состава подобных продуктов, очень часто пытаются на основании отдельного, выполненного ими химического анализа, дать формулу минерала, одновременно ставя по тем или иным соображениям под сомнение ранее выполненные анализы. В результате для одного и того же геля нередко в литературе фигурирует несколько химических формул, часто очень сильно отличающихся друг от друга, причем в действительности ни одна из них не имеет общего значения; такого рода попытки всегда обречены на неудачу, так как адсорбционные системы не подчиняются простым стехиометрическим отношениям. В лучшем случае можно говорить о приближении их состава к той или иной формуле.

Многочисленные химические формулы минеральных гелей, каждая из которых сильно отличается от их действительного среднего состава, были предложены, например, для глауконита, шамуазита, волконскоита и пр.

14. *Способность к катионному обмену*, как мы уже знаем, характерна для коллоидальных тел и может быть легко установлена в лаборатории путем обработки образца на фильтре раствором NaCl с соблюдением необходимых условий и с последующим определением в фильтрате вытесненных катионов, главным образом кальция и магния.

15. *Отношение к органическим краскам* играет важную роль в распознавании коллоидов; соответствующий метод называется хроматическим.

В зависимости от химического характера красок, поглощаемых гелями, выделяют три группы коллоидов:

а) О к с и ф и л ь н ы е коллоиды, поглощающие только кислые краски, т. е. такие красящие вещества, в которых окрашенными являются анионы; обычно это щелочные соли сложных органических кислот. К кислым краскам относятся красные чернила, главной составной частью которых является эозин. Примером оксифильных коллоидов являются гидраты щелочноземельных металлов.

б) Б а з о ф и л ь н ы е коллоиды, поглощающие только основные краски, т. е. такие, где окраска присуща катиону; представителем основных или катионных красок являются фиолетовые чернила, состоящие в основном из метилвиолета. Примером базофильных коллоидов является гель кремнезема.

в) А м ф о ф и л ь н ы е к о л л о и д ы, поглощающие как кислые, так и основные краски. Примером может служить коллоидальный гидрат глинозема.

Наиболее употребительными красителями при распознавании коллоидов являются: метилвиолет, метиленовая синь, метиленовая зеленая, метилоранж, эозин, ализарин.

Следует отметить, что в явлениях окрашивания, помимо простой адсорбции, проявляется и химическое взаимодействие между гелями и красителями.

Для полноты изложения следует, наконец, указать, что коллоидная природа минеральных тел может быть безошибочно установлена с помощью рентгенометрических исследований.

17. Реакции в дисперсных средах

Поскольку мы рассматривали в настоящей главе дисперсные системы и их свойства, нам необходимо в заключение коротко остановиться на характере химических реакций, в них протекающих.

Обычно мы привыкли осуществлять химические реакции в подвижной и гомогенной водной среде; однако, можно заставлять протекать те же самые реакции в гетерогенной дисперсной среде; получающийся при этом эффект в некоторых отношениях существенно отличается от того, который наблюдается для жидкой среды.

Своеобразный ход реакций в мелкодисперсной коллоидной среде впервые наблюдал Р. Лизеганг (1911—1915).

Этот исследователь прибавлял к коллоидному раствору желатины, когда он находился в жидком состоянии, небольшое количество хромовокислого калия, после чего желатина распределялась тонким слоем на стеклянной пластинке. После ее застудневания на пластинку, покрытую желатиной, содержащей K_2CrO_4, опускалась капля раствора азотно-кислого серебра соответствующей концентрации (концентрация $AgNO_3$ в капле должна быть выше, чем концентрация K_2CrO_4 в растворе желатины).

Соль серебра начинала диффундировать в окружающую желатину и образовывать здесь нерастворимое хромовокислое серебро по реакции:

$$K_2CrO_4 + 2AgNO_3 = \underset{\text{(осадок)}}{Ag_2CrO_4} + 2KNO_3$$

Осадок хромовокислого серебра не располагался, однако, сплошным ореолом вокруг капли, из которой шла диффузия, а давал ряд концентрических колец, расстояние между которыми постепенно возрастает по мере удаления от капли; в конце концов, осадок образовывал на стеклянной пластинке рисунок, сходный с древесными годичными кольцами, которые получили название колец Лизеганга (рис. 47). Создается впечатление, что химические реакции, в результате которых образуется твердое вещество, не протекают в коллоидной среде непрерывно, как это имеет место в водной среде, а протекают скачкообразно, периодически, почему они и стали известны как периодические явления или реакции Лизеганга.

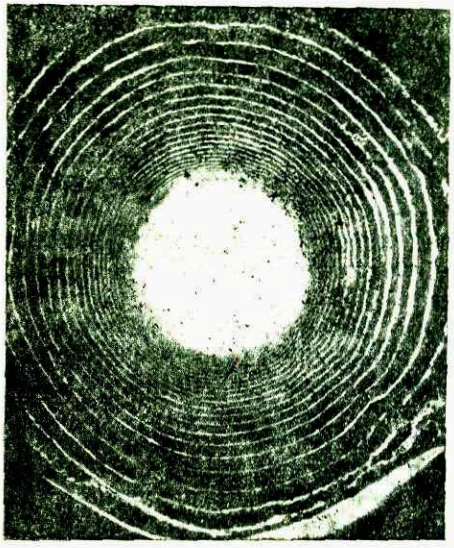


Рис. 47. Кольца Лизеганга.

Механизм образования колец разными авторами объясняется по-разному. Мы приведем наиболее простое и достаточно правдоподобное толкование этого явления, заимствованное у Р. Зигмонди (1925).

По этому толкованию, в классическом опыте Лизеганга, когда образуются кольца хромовокислого серебра в результате реакции между хромовокислым калием, растворенным в желатине, и диффундирующим из капли раствором азотнокислого серебра, роль желатины расценивается как роль своеобразной решетки. Когда азотнокислое серебро начинает диффундировать в желатину, содержащую хромовокислый калий, среди коллоидных частиц желатины сейчас же появляются ничтожно малые зародыши нерастворимой хромовокислой соли серебра, которые вследствие непрерывно происходящей реакции все увеличиваются в своем объеме. Зародыши эти вследствие своего ничтожного размера в первые стадии своего возникновения передвигаются от капли азотнокислого серебра под влиянием диффузионного потока (Diffusionsstrom); их величина при этом бывает еще так мала, что они могут свободно перемещаться в пространстве между коллоидными частицами желатины. Диффузионный поток гонит их, таким образом, впереди себя до тех пор, пока размер зародышей благодаря продолжающейся реакции не станет настолько значительным, что они не смогут уже более передвигаться в свободном пространстве между частицами желатины; поры геля в этот момент становятся слишком узкими для того, чтобы в них могли продолжать свое движение выросшие зародыши; последние застревают в порах геля, как в решете. Вследствие этого вокруг капли азотно-

кислого серебра возникает первый круг. Тем временем молекулярный раствор азотнокислого серебра продолжает диффундировать, вследствие чего за образовавшимся кругом хромовокислого серебра возникают новые мелкие зародыши, которые передвигаются диффузионным потоком до тех пор, пока размер их опять не станет настолько большим, что и они застрянут в порах геля, образуя второе кольцо, и т. д. Концентрация диффундирующего раствора азотнокислого серебра постепенно падает, так как часть реактива расходуется в процессе реакции; вследствие этого рост зародышей хромовокислого серебра, по мере удаления от источника диффузии, требует все большего и большего времени; благодаря этому последующие кольца располагаются все на большем расстоянии друг от друга.

Из приведенного описания механизма образования колец Лизеганга особый интерес представляет то обстоятельство, что роль коллоидной среды (желатины) сводится в данном случае к роли своеобразной микрорешетки, к роли сетки, в свободном пространстве которой и застревают частицы образующегося твердого вещества.

Те условия, которые искусственно воспроизвел в своем опыте Р. Лизеганг, нередко создаются в природе естественным путем с той, однако, разницей, что если у Лизеганга реакция протекала на плоскости стеклянной пластинки и давала кольца, то в природе мы имеем выделения гелей, имеющие размеры по всем трем измерениям; следовательно, реакции должны здесь давать не кольца, а замкнутые концентрические сферы. Кроме того, источник диффундирующего вещества помещается обычно не внутри геля, а вокруг него (различные природные растворы, омывающие сгустки геля), в результате чего реакция идет не из центра, а к центру геля, от его периферии.

Сам Лизеганг применил открытые им явления к объяснению возникновения агатов, кремней и яшм, имеющих, как известно, очень часто концентрическую или полосчатую окраску. Надо думать, что соответствующие минеральные выделения первоначально находились в состоянии гелей; в это время в их среде и происходили те или иные явления диффузии и химические реакции, приводившие к отложению концентрических окрашенных полос.

Особенность опытов Р. Лизеганга, как мы видели, заключалась в том, что он заставлял протекать химические реакции в мелкодисперсной коллоидальной среде, которая выполняла роль своеобразной решетки, в петлях которой периодически застревали и непрерывно двигающиеся и непрерывно растущие кристаллики хромовокислого серебра. Представляется весьма вероятным, что аналогичное значение при соответствующих обстоятельствах может иметь не только коллоидно-дисперсная, но и грубодисперсная среда.

Действительно, Л. В. Пустовалов (1932) экспериментально доказал, что при коагуляции золя гидрата окиси железа в среде песка возникают кольца, сходные с кольцами Лизеганга. Опыт в данном случае был обставлен следующим образом: к стенке четырехуголь-

ной стеклянной банки, на некоторой высоте от дна, с помощью парафина был прикреплен кусочек известняка, которому предварительно была придана округлая форма; далее, банка была засыпана кварцевым песком, предварительно обработанным соляной кислотой для удаления из него возможных карбонатных песчинок. Наконец, в банку был налит заранее приготовленный коллоидный раствор гидрата окиси железа.

Гель гидроокиси железа, выпадавший в осадок вокруг кусочка известняка, служившего центром коагуляции, расположился правильными концентрическими кругами, образовав у стенки банки рисунок, сходный с кольцами Лизеганга; опыт продолжался 123 дня.

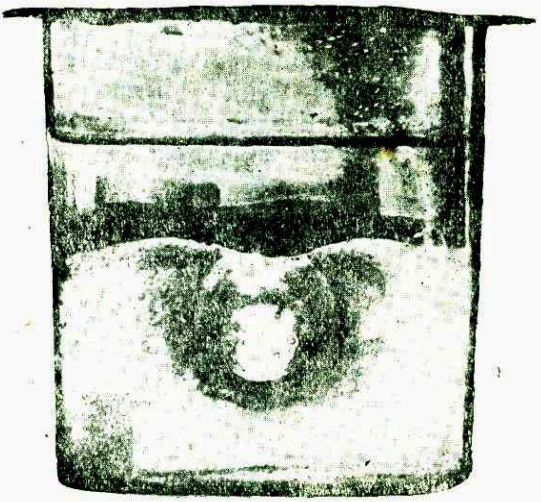


Рис. 48. Явление Лизеганга в грубодисперсной среде. Опыт с коагуляцией золя гидрата окиси железа вокруг известняка в среде песка, на 123 сутки (По Л. В. Пустовалову, 1932).

после чего золь гидроокиси железа полностью коагулировал. За это время в среде песка образовалось четыре ясных окружности бурых окислов железа и, кроме того, наметились еще два кольца (рис. 48).

В описанном опыте все размеры взятых веществ были соответственно укрупнены по сравнению с опытами Лизеганга: коллоидально-дисперсная среда была заменена грубодисперсной песчаной средой, а молекулы реагирующих веществ — ультрамикронами гидрата окиси железа. Принципиально же были сохранены все условия экспериментов Лизеганга.

Принимая во внимание исключительно широкое распространение грубодисперсных систем среди осадочных пород, где почти всякая осадочная порода представляет собою грубодисперсную среду, и учитывая результаты изложенных только что опытов, приходится

притти к заключению, что явления Лизеганга должны пользоваться в природе весьма широким распространением.

Действительно, происхождение многочисленных округлых и концентрических железистых образований, чрезвычайно широко раз-

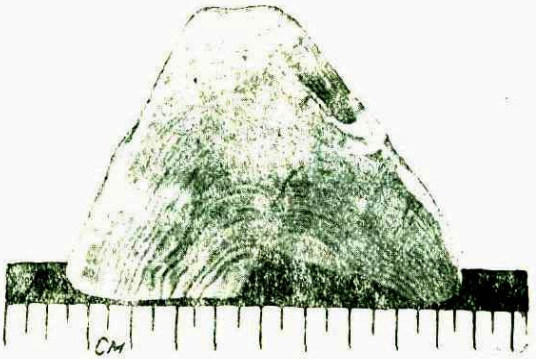


Рис. 49. Явления Лизеганга в мергеле. Верхнедевонские отложения Липецкого района (по Л. В. Пустовалову, 1933).

витых не только в осадочных железорудных месторождениях, но и почти в каждом даже слабо ожелезненном песке, суглинке или глине, можно легко объяснить с этой точки зрения.

Не менее, если даже не более распространенные железистые «кольца выветривания», часто наблюдаемые на поверхностях песчаников, мергелей, глин, известняков (например, известняки мячковского горизонта под Москвою и др.) получают в свете изложенного вполне естественное и правдоподобное толкование (рис. 49).

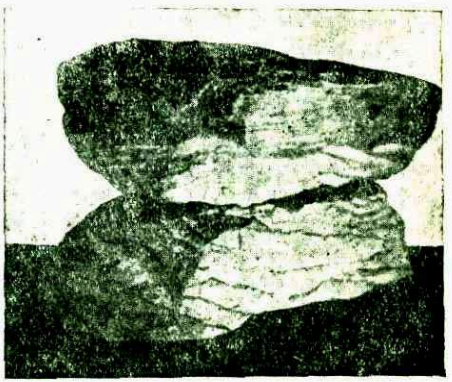


Рис. 50. Ложная слоистость в девонских подрудных известняках Липецкого железорудного района (по Л. В. Пустовалову, 1932).

Если какие-либо коллоиды проникают в нижележащую грубодисперсную породу и здесь коагулируют, то возникают уже не концентрически замкнутые круги, а ленты, параллельные плоскости напластования. В результате может возникнуть ложная или псевдослоистость, как это наблюдается, например, в песках, подстилающих рудные слои Тульского железорудного месторождения, в девонских подрудных известняках Липецкого района (рис. 50) и пр.

Явления Лизеганга, следовательно, возможны как в коллоидно-, так и в грубодисперсных средах; можно думать, что и в твердых молекулярно-ионных средах, т. е. в кристаллической решетке, тоже могут иметь место аналогичные явления.

Л. В. Пустоваловым (1932) были описаны из Липецкого района микроскопические кристаллики кальцита, внутри которых располагается один, два, реже три, железистых концентра (рис. 51);

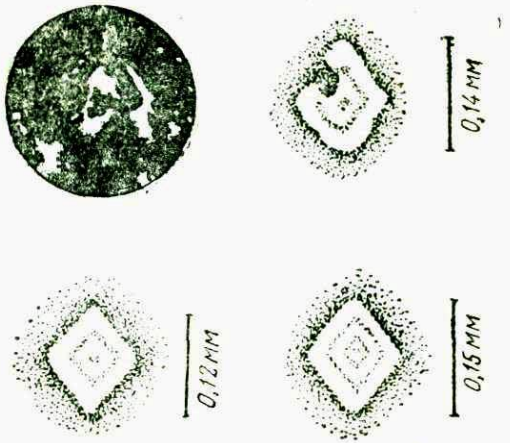


Рис. 51. Кристаллики кальцита из верхнедевонского известняка Липецкого района, содержащие концентрические выделения бурых окислов железа (по Л. В. Пустовалову, 1932).

он склонен объяснять их возникновение путем проникновения внутрь кристаллической решетки кальцита полуколлоидов, т. е. тончайших коллоидальных частиц гидрата окиси железа и последующим расположением их там под влиянием коагуляции по схеме Лизеганга. Эти наблюдения над минеральными включениями в кристаллических решетках других минералов, погруженных в среду, богатую коллоидами, остаются пока не подтвержденными, что, очевидно, следует отнести за счет недостатка фактических данных в этой области.

ГЛАВА IV

ПЕРЕНОС ПРОДУКТОВ РАЗРУШЕНИЯ МАТЕРИНСКИХ ПОРОД

1. Общие замечания

После стадии механического раздробления и химического разложения наступает новая стадия в истории осадочной породы — стадия переноса, или транспортировки, а затем осаждения, или седиментации.

Перенос и осаждение продуктов разрушения материнских пород настолько тесно связаны между собою, что трудно указать, где кончается перенос материальных частиц, а где начинается их осаждение; поэтому многие исследователи не делают между этими процессами резкого различия, а объединяют их в одну стадию; при этом обычно указывается, что как во время переноса, так и во время осаждения будущие составные части осадка находятся еще в пути, в движении, стремясь достигнуть места своего погребения, что еще больше подчеркивает как бы единство переноса и осаждения.

Конечно, нет никаких оснований оспаривать теснейшую связь между транспортировкой и осаждением, тем более, что перенос частиц непосредственно и тотчас же сменяется их осаждением. К тому же, очень часто минеральная частица, прежде чем достигнуть места своего погребения, может многократно то осаждаться, то вновь транспортироваться на некоторое расстояние. И тем не менее, между этими двумя явлениями — переносом и осаждением — все же имеется весьма существенная принципиальная разница, которая заставляет рассматривать их отдельно.

Эта разница заключается прежде всего в том, что транспортирующая, движущая среда (водный или воздушный поток) в случае переноса оказывает на передвигаемое тело давление, превышающее по своей энергии силу тяжести и инерцию передвигаемого тела. Живая сила потока — безразлично водного или воздушного — обладая, таким образом, бо́льшей кинетической энергией, чем потенциальная энергия передвигаемых тел, может направлять их по определенному пути, перемещая их в сторону, противоположную той, с которой данное тело испытывает давление движущейся среды. Этим соотношением сил, прилагаемых к перемещаемым частицам, и характеризуется то явление, которое мы называем переносом.

Однако, как только достигается перевес силы тяжести переносимого материала над перемещающими его силами, горизонтальное или близкое к нему движение тела в направлении, совпадающем с направлением потока, прекращается и тело может испытывать движение лишь в соответствии с законами свободно падающего тела, т. е. под влиянием собственной силы тяжести, направленной к центру Земли. В этом случае необходимо говорить уже об осаждении.

Но не только в этой, чисто физической стороне вопроса заключается разница между переносом и осаждением; она лежит также и в характере тех материальных индивидуумов, которые вовлекаются в тот и другой процесс.

Действительно, переносу могут подвергаться самые разнообразные дисперсные системы: молекулярно-ионные растворы, золи, гели и грубые дисперсии, вплоть до глыб горных пород включительно; мало того, чем тоньше дисперсное состояние, чем ближе оно приближается к молекулярному, тем легче осуществляется перенос и тем более эффективным он становится; молекулярные растворы могут передвигаться тогда, когда грубые дисперсии становятся уже неподвижными; тонкое *раздробление вещества*, как бы далеко оно ни заходило, таким образом, лишь *благоприятствует его транспортировке*.

Совершенно обратное наблюдается в отношении осаждения; здесь, напротив, в общем случае *раздробление препятствует осаждению*; целый ряд дисперсных систем, а именно — молекулярно-ионные и коллоидальные золи как таковые, вовсе не подвергаются в природе осаждению; они вечно находились бы в подвижном состоянии, если бы их дисперсные фазы не обладали способностью увеличивать размеры составляющих их частиц; только через кристаллизацию растворенных веществ или коагуляцию золей становится возможным вовлечение растворенного и коллоидального материала в процесс осаждения. Следовательно, если укрупнение частиц замедляет перенос, то оно же способствует осаждению.

Все изложенные обстоятельства заставляют нас различать между собою стадию переноса и стадию осаждения, нисколько не отрицая вместе с тем, а наоборот, даже подчеркивая тесную связь и преемственность этих двух явлений в образовании осадочных пород.

При изложенном понимании терминов «перенос» и «осаждение» следует признать, что в некоторых случаях стадия переноса вовсе выпадает и осаждение следует непосредственно за разрушением материнских пород. Таковы, например, горные обвалы, когда разрыхленный материал перемещается под действием собственной силы тяжести; в данном случае на него ничто не оказывает бокового давления и к нему не прилагаются никакие силы, кроме силы земного тяготения.

Следует отметить, что недопонимание разницы между переносом и осаждением иногда приводит к явным недоразумениям. Так, например, даже в весьма серьезной сводной работе У. Х. Твенхофела (1932) говорится о «переносе и осаждении в стоячих водах», тогда как по понятным причинам в абсолютно спокойной водной среде

может быть только осаждение, но перенос практически невозможен.

Молекулярно-ионный, коллоидальный и грубодисперсный материал может передвигаться, блуждать, мигрировать в зоне осадкообразования разными способами, под влиянием разных причин и в разных направлениях. Те пути, по которым происходит перемещение вещества в зоне осадкообразования, мы будем называть путями осадочной или поверхностной миграции.

Пути поверхностной миграции вещества пролегают в разных средах, протягиваются в разных направлениях, часто пересекая и перекрывая друг друга. Они проходят высоко над Землею, где атмосфера не достигает еще такой степени разряжения, что удержание материальных частиц становится невозможным; они следуют направлению воздушных течений, временных потоков, речных артерий, направлению движения подземных вод, движению ледников, приливам и отливам, морским течениям и т. д. Даже из этого краткого перечня лишь главнейших путей миграции ясно вырисовывается их исключительное разнообразие и прихотливость пространственного распределения.

Тем не менее, конечный итог поверхностной миграции все же для нас совершенно ясен; он направлен в одну сторону, а именно к механической разгрузке континентов и вообще возвышенных участков литосферы и к заполнению продуктами поверхностной миграции отрицательных элементов рельефа. Можно сказать, что именно во впадинах и пониженных элементах рельефа сходятся пути поверхностной миграции, как бы сложны и прихотливы они ни были.

Наша задача заключается сейчас в рассмотрении отличительных особенностей различных типов миграции, переноса вещества в зоне осадкообразования.

2. Понятие о метогенных (метогенетических) образованиях

Если нельзя, как уже указывалось, провести резкой грани между стадией переноса и последующей стадией осаждения, то тем более трудно установить точную границу между стадией переноса и предшествующей ей стадией разрушения материнских пород. Эти два процесса—разрушение и перенос—всегда перекрывают друг друга, ибо во время транспортировки материала не только продолжается, но часто даже усиливается как его механическое раздробление, так и химическое разложение. В данном случае подтверждается ранее высказанное представление о непрерывности процесса осадкообразования; поэтому подразделение его на отдельные этапы и стадии по характеру превалирующих явлений возможно лишь условно.

Во время переноса продуктов разрушения материнских пород они могут испытать целый ряд глубоких изменений и дать начало совершенно новым продуктам. Достаточно указать, например, что реки в своих верховьях могут захватывать и увлекать с собою

обломки полевых шпатов, которые с полным основанием должны рассматриваться как обломочный материал. Но, пройдя некоторый путь, полевые шпаты под влиянием окружающей среды нередко полностью разрушаются и дают начало каолину и растворимым в воде соединениям. Каолин, возникший во время транспортировки, уже никак нельзя отнести к обломочным минералам; его нельзя причислить также и к сингенетичным выделениям, поскольку последние образуются, как мы увидим далее, в среде рыхлого, почти неподвижного осадка после того, как все составные части осадка достигли места своего погребения.

Вообще надо сказать, что во время переноса, как и на протяжении последующих стадий образования осадочных пород, непрерывно происходит «химический отбор» минералов по признаку их наибольшей устойчивости. Погибающие при этом минеральные виды либо переходят в молекулярно-дисперсное или коллоидально-растворенное состояние, либо дают начало не существовавшим ранее твердым новообразованиям, возникающим в пути и не относящимся ни к одной из известных ныне генетических групп минералов, слагающих осадочные породы.

Другим примером весьма распространенных минеральных новообразований, возникающих также в процессе транспортировки, в промежуток времени между разрушением материнских пород и накоплением осадка, являются раковины организмов. Используя для построения своих скелетов растворенные в воде вещества, организмы создают новообразования, которые очень резко отличаются как по своему характеру, так и по дальнейшему своему поведению от изначальных продуктов разрушения материнских пород, т. е. в данном случае от молекулярных растворов.

Наконец, даже гели, выпадающие в движущейся водной среде под влиянием коагуляции коллоидных растворов и увлекаемые далее течением наряду с тончайшими глинистыми частицами, представляют собою также новообразования, возникшие в пути и ни в какой мере не являющиеся ни сингенетичными выделениями, ни, тем более, обломочными минералами.

Перед нами вырисовывается, таким образом, совершенно особая группа минеральных тел, которые, несмотря на свое вещественное разнообразие, объединяются тем, что все они возникают в стадию переноса продуктов разложения материнских пород и за их счет, но далее ведут себя так же, как обломочные минералы. Исключение из этого не составляют, между прочим, и органические остатки, которые после смерти организмов не имеют уже способности к свободному передвижению и перемещаются наряду с обломочным материалом. В осадки же, как известно, биогенные продукты всегда поступают лишь после смерти организмов; бентосные формы, зарывающиеся при своей жизни в ил, ввиду их подчиненного суммарного количества, не нарушают справедливости только что высказанного общего положения.

Специфическое и самостоятельное положение минеральных новообразований, возникающих в стадию переноса и не относящихся ни к обломочным, ни к сингенетичным продуктам, не было до сих

пор достаточно осознано в науке; эта большая группа минеральных тел, играющих существенную роль в построении осадочных пород, часто вовсе упускалась из вида. Вместе с тем, эти продукты заслуживают как по своей массе, так и с генетической точки зрения выделения их в особую группу и присвоения им специального названия. Мы будем называть их м о т о г е н н ы м и или мотогенетическими выделениями. Этот термин подчеркивает, что наиболее характерной их особенностью является их образование во время переноса, в пути, в движении.

Условия, которые приводят к возникновению мотогенных минеральных тел, мы рассмотрим более подробно в главе, посвященной составным частям осадочных пород (стр. 442). Сейчас же важно было отметить, что:

а) процесс разрушения материнских пород, перешедших в состояние минерального детритуса, продолжается во время переноса; стадия разрушения материнских пород и стадия переноса продуктов их разрушения перекрывают, таким образом, друг друга;

б) в процессе разрушения материнских пород и особенно во время переноса продуктов их разрушения возникают новообразования, которые не могут быть причислены ни к обломочным минералам, ни к сингенетичным; они именуются в дальнейшем мотогенными образованиями;

в) мотогенные образования неорганического происхождения сейчас же после своего возникновения ведут себя так же, как обломочные минералы; мотогенные образования биогенного происхождения включаются в процессы поверхностной миграции наряду с обломочным материалом после смерти организмов (некоторое время, а именно до смерти организмов, они обычно обладают способностью к произвольному передвижению).

3. Транспортирующая деятельность атмосферы

Транспортирующая деятельность атмосферы обусловлена движением воздушных масс, которые оказывают на перемещаемые частицы одностороннее давление. Движение воздуха может возникать в силу разных причин, одной из которых является различный тепловой режим гидросферы, литосферы и отдельных участков последней, что, в свою очередь, связано с различной теплоемкостью и теплоотдачей воды и различных участков суши. Наличие той или иной разницы в термическом состоянии, а следовательно, и в распределении плотности атмосферы над сушей и над водоемами, равно как над разными участками литосферы, вызывает сложную систему горизонтальных, наклонных и других движений воздуха.

По скорости движения воздушных струй в метеорологии принято различать следующие состояния атмосферы (см. табл. 46, в которой одновременно указывается давление, производимое ветром на 1 м² поверхности).

В отличие от водных потоков, скорость которых остается более или менее постоянной или подвержена в общем довольно плавным колебаниям, скорость ветра может очень сильно меняться на протяжении короткого промежутка времени. Для иллюстрации сказанного на рис. 52 приводится кривая изменения скорости ветра на протяжении всего 2 мин. Наблюдения,

Таблица 16

Скорость и давление ветра

Название ветра	Скорость, *м/сек*	Давление, *кг/м²*
Штиль	< 0,5	< 0,15
Слабый ветер	0,5—4	0,15— 1,87
Умеренный ветер . . .	4—7	1,87— 5,96
Свежий ветер	7—11	5,96—15,27
Сильный ветер	11—17	15,27—34,35
Буря (шторм)	17—28	34,35—95,4
Ураган	> 28	> 95,4

легшие в основу этой кривой, были произведены в Перпиньяне (Франция) 8/II 1889 г. между 8 час. 28 мин. и 8 час. 30 мин. утра. Разумеется, что на протяжении более продолжительных промежутков времени могут происходить более значительные изменения в скорости ветра, что, впрочем, хорошо известно каждому из личных наблюдений над состоянием атмосферы, например, перед грозой, когда за несколько мгновений абсолютный штиль может смениться ураганом.

Шероховатая поверхность Земли с ее растительностью, холмистостью, горными кряжами и другими неровностями ослабляет силу воздушных течений в самых нижних слоях атмосферы; поэтому, как правило, скорость ветра возрастает, по крайней мере до известного предела, с высотой. Так,

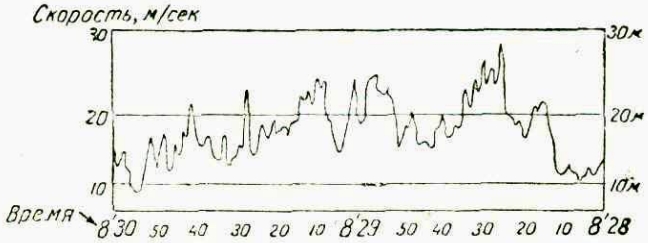


Рис. 52. Изменение скорости ветра в течение 2 мин. (по Ханну, 1903).

например, по некоторым наблюдениям, если скорость ветра на вершине холма высотой всего около 2 *м* равна около 95 *км/час*, то у его подножия она в то же самое время снижается, примерно, до 65 *км/час*.

Наблюдения, произведенные на Эйфелевой башне, позволили установить, что на ее высоте (около 314 *м*) скорость ветра в общем в 4 раза больше, чем на высоте 21 *м* над поверхностью Земли.

Меньшая скорость воздушных течений у земной поверхности, чем на некоторой высоте от нее, до некоторой степени как бы омертвляет повышенную транспортирующую способность более высоких струй атмосферы; на самом деле, для того, чтобы какой-либо минеральный осколок попал в верхние быстро двигающиеся слои атмосферы, он должен подняться с земной поверхности, где движение воздуха обычно бывает значительно слабее. Этим объясняется, что транспортирующая способность верхних слоев воздуха всегда остается в той или иной мере как бы неиспользованной и лишь иногда проявляется в полной мере в отношении пирокластического материала, с силой выбрасываемого в высокие слои атмосферы. Поэтому-то продукты вулканических извержений могут очень долго удерживаться в воздухе и разноситься на очень значительные пространства. Предполагают, например, что пыль при извержении Кракатоа в августе 1883 г., прежде чем осесть,

облетела кругом земного шара, а часть ее оставалась в воздухе в продолжение трех лет. Вследствие ее присутствия в атмосфере с наступлением зимы даже в Париже наблюдались своеобразные вечерние зори.

Надо все же заметить, что неровности земной поверхности сплошь и рядом создают вихревое движение воздуха, что помогает минеральным частицам подниматься в достаточно высокие слои атмосферы.

В способности ветра перемещать обломки не только в пониженные, но и повышенные участки, состоит существенное отличие транспортирующей деятельности атмосферы от транспортирующей деятельности гидросферы и льда, которые во всех случаях без исключения увлекают в конце концов минеральный детритус в отрицательные элементы рельефа.

Указанное свойство атмосферы в одних случаях поднимать частицы на некоторую высоту, в других, напротив, увлекать их вниз, находится в связи с крайне непостоянной не только скоростью, но и направлением ветра. В этом заключается еще одно отличие воздушных течений от водных; последние, как известно, бывают приурочены к определенному руслу и передвигают переносимый ими материал не в разных, а в каком-либо одном направлении, совпадающем с направлением водного потока. Поэтому, часто многократно перемещая один и тот же материал в пределах какой-либо территории, транспортирующая энергия атмосферы не достигает того эффекта, который получается под влиянием целеустремленных водных потоков, хотя и медленно, но неизменно передвигающих материал в каком-либо одном направлении.

Атмосфера осуществляет перенос частиц двумя путями: а) во в з в е ш е н н о м состоянии, б) в о л о ч е н и е м, т. е. перекатыванием более крупных обломков по поверхности Земли.

Транспортирующая способность атмосферы в зависимости от скорости ветра изучалась многими исследователями.

Н. А. Соколов (1894), изучавший образование дюн, дает следующий максимальный диаметр частиц, которые начинают испытывать движение при разных скоростях ветра (табл. 47).

Таблица 47

Максимальный размер частиц, передвигаемых ветром различной скорости

(По Н. Соколову, 1894)

Скорость ветра, *м/сек*	Максимальный размер передвигаемых частиц, *мм*
4,5— 6,7	0,25
6,7— 8,4	0,50
9,8—11,4	1,0
11,4—13,0	1,5

Тулэ (1908) на основании своих экспериментальных данных пришел к довольно близким результатам (для опытов употреблялся кварцевый материал; см. табл. 48).

J. A. Udden (1896) изучал поведение зерен различного диаметра, находящихся уже во взвешенном состоянии, т. е. брошенных в воздух, при постоянной скорости слабого ветра в 13 *км/час* (около 3,6 *м/сек*); полученные им результаты сведены в табл. 49 (цитируется по У. Х. Твенхофелу, 1936).

П. Фагелер (1935) приводит кривую, выражающую зависимость между скоростью ветра и величиной переносимых им минеральных частиц (рис. 53); она удовлетворяет уравнению:

$$y = 0{,}0268\, x^{1{,}508},$$

где y — диаметр частиц в *мм*, а x — скорость ветра в *м/сек*.

Таблица 48

Максимальный размер кварцевых частиц, переносимых ветром различной скорости

(По Тулэ, 1908)

	Скорость ветра, *м/сек*	Диаметр переносимых частиц, *мм*		Скорость ветра, *м/сек*	Диаметр переносимых частиц, *мм*
Слабый ветер	0,50	0,04			
	1,00	0,08	Свежий ветер	8,00	0,65
	2,00	0,16		9,00	0,73
	3,00	0,25		10,00	0,81
	4,00	0,33		11,00	0,89
Умеренный ветер	5,00	0,41	Сильный ветер	12,00	0,97
	6,00	0,49		13,00	1,05
	7,00	0,57			

Таблица 49

Характер движения частиц, брошенных в воздух, при скорости ветра около 3,6 *м/сек*

(По J. Udden, 1896)

Средний размер зерен, *мм*	Характер движения частиц
0,75	Описывают путь, уклоняющийся от вертикальной линии приблизительно на 10°.
0,37	Описывают путь, уклоняющийся от вертикальной линии приблизительно на 45°.
0,18	Описывают путь, уклоняющийся от горизонтальной линии лишь на немного градусов, поднимаются вверх вихревыми движениями.
0,08	С трудом можно заметить оседание.
0,04	Повидимому, уносятся ветром без опускания.
0,007	Уносятся ветром без опускания.
0,001	То же.

Кривая эта была построена на основании средних данных, выведенных из многочисленных наблюдений. В зависимости от вариаций в удельном весе, форме и других свойствах частиц, в отдельных случаях возможны те или иные отклонения от кривой.

Так как атмосфера практически никогда не остается совершенно спокойной, а всегда испытывает некоторое движение, в воздухе постоянно содержится то или иное количество взвешенных частиц, вследствие чего среду, в которой мы живем, следует рассматривать как

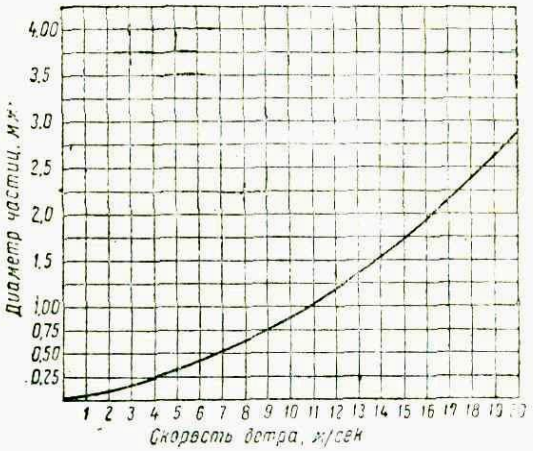


Рис. 53. Соотношение скорости ветра и величины переносимых им частиц.

сплошной аэрозоль. Воздух, содержащий до 6000 пылинок в 1 $см^3$, считается исключительно чистым; по определению Зигмонди и других исследователей количество пылинок в воздухе определяется следующими цифрами (табл. 50).

Таблица 50

Количество пылинок в 1 $см^3$ воздуха

(По Зигмонди и др.)

Место или время взятия пробы	Количество пылинок в 1 $см^3$
После дождя	32 000
В сухую погоду	130 000
В комнате	5 420 000
На высоте 100 *м*	45 000
„ „ 6 000 *м*	20

J. Aitkin (1890—1895) предпринял кропотливую работу по определению количества пылевых частиц, находящихся в нижних

слоях атмосферы в различных пунктах земного шара; наблюдения производились им в 1890 и 1891 гг. Сводка полученных результатов приводится в табл. 51.

Таблица 51

Содержание пылинок в воздухе

(По J. Aitkin, 1890—1895)

Год наблюдений	Число наблюдений	Среднее содержание пылинок в 1 см³	Максимальное содержание пылинок в 1 см³	Минимальное содержание пылинок в 1 см³
1890	16	1562,9	26000 у Ментоны (Франция)	16 Кингэрлок (Шотландия)
1891	297	1475,8	40000 у Милана (Италия)	43 Кингэрлок (Шотландия)

Надо думать, что минимальное количество пыли, не считая снежной, содержится в атмосфере приполярных и особенно полярных областей.

Происхождение атмосферной пыли различно. Небольшая часть ее космического происхождения, попадающая в сферу влияния Земли наряду с метеоритами; значительно большее количество атмосферной пыли связано с вулканическими выбросами и, наконец, максимальное значение имеет пыль наземного происхождения, представляющая собою результат раздробления пород, слагающих верхнюю часть литосферы.

Что касается дальности переноса атмосферной пыли, то таковая может быть весьма значительной. Своеобразная мгла, нередко наблюдающаяся в юго-восточных районах Европейской части СССР (окрестности г. Чкалова и пр.), связывается с приносом атмосферной пыли из среднеазиатских пустынь. Исследование пыли, выпавшей 9/III 1918 г. в Висконсине и прилегающих штатах Северной Америки, показало наличие в ней материала, происходящего из полутропических районов Новой Мексики и др., так что эта пыль была перенесена на расстояние более 3000 *км*. В литературе имеются многочисленные указания на осаждение в Западной Европе (Италия, Швейцария, Франция и др.) атмосферной пыли, принесенной из африканских пустынь; эта пыль должна была пересечь Средиземное море.

Вообще же говоря, расстояние, на которое переносится взвешенный в атмосфере материал, зависит от величины частиц и скорости ветра. Опыты J. Udden (1898), осуществлявшиеся им в условиях умеренно сильного ветра, показали, что дальность переноса частиц различной крупности при этих условиях и при однократном подъеме зерна ветром может быть следующей (табл. 52).

Из табл. 47 и 48 (см. стр. 213 и 214) мы видели, что размер частиц, подхватываемых и уносимых сильным ветром, дующим со скоростью около 13 *м/сек*, не превышает 1,5 *мм*; к тому же такие крупные частицы вследствие своей тяжести не могут долго удерживаться

Таблица 52

Дальность переноса частиц различного размера при умеренно-сильном ветре

(По J. Udden, 1898)

Наименование частиц	Размер частиц, *мм*	Дальность переноса
Гравий	1—8	Несколько метров
Грубый и средний песок	1,0—0,25	Менее, чем 1,6 *км*
Очень тонкий песок	0,05—0,125	Несколько километров
Грубый алеврит	0,03—0,06	323 *км*
Средний »	0,015—0,03	1 630 *км*
Тонкий алеврит и глина	до 0,015	Вокруг земного шара

во взвешенном состоянии и довольно быстро осаждаются. Это, однако, не значит, что, опустившись на земную поверхность, они переходят в состояние полного покоя, если даже они не подхватываются водными потоками. Напротив, здесь может продолжаться их движение, но уже не во взвешенном состоянии, а путем в о л о ч е н и я, перекатывания их по поверхности. Естественно, что размер обломков, транспортирующихся волочением, превышает размер частиц, переносимых во взвешенном состоянии.

Наиболее активно волочение песчинок осуществляется атмосферой при образовании дюн, механизм возникновения и передвижения которых рассматривается в курсах общей геологии.

Повидимому, максимальный размер галек, которые могут перекатываться ветром во время бури, не превышает все же 1,0—1,5 *см*, а в редких случаях 2 *см*. Таким образом, воздушные течения могут приводить в движение в общем лишь значительно более тонкий материал, чем водные потоки, иногда передвигающие глыбы в несколько десятков тонн.

При переносе волочением гальки горных пород и минералов могут испытывать скачки, т. е. небольшие поднятия, за которыми следуют опускания. Передвигаясь во время каждого скачка лишь на небольшое расстояние, но испытывая его многократно, галька может пройти таким образом значительный путь.

К о л и ч е с т в о м а т е р и а л а, транспортируемого воздухом, ввиду огромной емкости атмосферы, может быть очень большим. В качестве примеров можно указать, что по некоторым подсчетам за последние 2600 лет с площади дельты р. Нила ветер унес слой осадков мощностью около 2,5 *м*. Некоторые части Европы, тяготеющие к Средиземному морю (Италия, южная Франция, Тироль и пр.), получили из Африки за последние 3000 лет более 14 *см* эоловых осадков. Во время пыленада 9/III 1918 г. в Висконсине и прилегающих штатах, о котором уже говорилось выше, было перенесено по крайней мере до миллиона *т* минерального материала,

который мог бы полностью заполнить огромный кубический ящик с длиной ребра около 75 *м*.

Однако, наиболее значительные местные скопления материала, осаждающегося из атмосферы, дают пирокластические осадки, которые могут засыпать собою целые города (например, гибель в 79 году нашей эры городов Геркуланума и Помпеи).

Районы максимальной транспортирующей деятельности атмосферы по понятным причинам располагаются в сухих областях. Частицы влажных почв как бы склеиваются между собою водой и, кроме того, утяжеляются ею, что препятствует их переносу атмосферой; этого явления при сухом климате не наблюдается.

Равнинный характер местности, не создающий препон для движения воздушных масс, равно как участки, лишенные растительности, наиболее благоприятствуют проявлению транспортирующей деятельности атмосферы. В пустынях и полупустынях, где обычно сочетаются все указанные условия (сухость, равнинность, отсутствие растительного покрова), перенос минеральных частиц атмосферой достигает особой силы.

Однако, существует еще один тип областей, где транспортирующая деятельность атмосферы достигает весьма внушительных размеров и нередко приводит к весьма своеобразным результатам. Такой областью является прибереговая полоса многих морей, хотя об ней обычно мало говорится как об арене проявления эоловых сил.

Значительный эффект в переносе минеральных частиц достигается на берегах морей в результате того, что господствующее направление ветра удерживается на протяжении очень долгого времени (ветер обычно направлен со стороны моря вглубь континента); вследствие этого частицы, переносимые ветром, постоянно двигаются здесь в одном направлении, так что усилия отдельных порывов ветра как бы суммируются.

Прибой выбрасывает на пологие морские берега значительные массы морских отложений, которые подхватываются затем ветром и направляются в виде дюн и атмосферной пыли вглубь суши. Таким образом, прибой и ветер, в данном случае, совместно осуществляют работу, противоположную эрозионной деятельности поверхностных вод.

Материал, переносимый внутрь страны с берегов моря, нередко содержит раковинки морских организмов. Последние присутствуют, например, в песках на Бермудских островах, принесенных сюда с морских берегов. На берегах Гэлуэя (Ирландия) находятся дюны, почти сплошь состоящие из раковинок *Miliolinae* и *Truncatulina*.

Эти факты дали повод отдельным исследователям считать некоторые ископаемые карбонатные породы, содержащие морскую фауну, за эоловые континентальные отложения. В частности, А. Грабау (1911) высказал предположение, что меловые отложения образовались именно таким образом. Этот взгляд вряд ли может иметь хоть сколько-нибудь универсальное значение. Но все же, когда мы находим диагонально слоистые известняки, диагонально слоистые гипсы и ангидриты, которым, как известно, диагональная

слоистость, как правило, не присуща, вопрос об их эоловом способе накопления, несмотря на содержание в них морских организмов, не должен выпадать из поля зрения исследователя.

С этой точки зрения небезынтересно указание У. Х. Твенхофела (1932), что оолиты, образующиеся в водах Большого Соленого озера, выбрасываются на берег волнами, а затем передвигаются ветром вглубь страны, образуя косослоистые оолитовые известняки. В связи с этим предположение А. Грабау (1911) об эоловом происхождении некоторых юрских диагонально слоистых оолитовых карбонатных пород приобретает достаточную правдоподобность.

В заключение следует указать, что когда минеральные частицы переносятся атмосферой, они химически, а главным образом механически взаимодействуют друг с другом (раздробляют, полируют друг друга и т. д.). В результате вырабатываются особые структурные формы, присущие отложениям, прошедшим стадию эоловой транспортировки; они будут рассмотрены в главе о структуре и текстуре осадочных пород (см. ч. II).

Различные вопросы, связанные с переносом материала атмосферой, могли бы быть значительно уточнены и правильнее осознаны во всех их деталях, если бы петрография осадочных пород учла богатый экспериментальный опыт аэродинамических лабораторий, накопившийся в связи с исследованием условий воздухоплавания. Благодарная и необходимая работа в этой области находится еще впереди.

4. Транспортирующая деятельность водных потоков

Общие замечания. Водные и особенно постоянно действующие речные потоки представляют собою один из наиболее мощных факторов зоны осадкообразования. Их суммарная работа по разрушению тех пород, по которым они текут, и по переносу материала выражается огромными цифрами.

Чтобы составить себе представление об энергии рек, укажем следующие подсчеты, приводимые П. И. Броуновым (1917).

Для того, чтобы получить приблизительное понятие о работе всех рек Земли, необходимо сравнить ту работу, которую они произвели бы, пройдя от верховья до устья без преодоления сопротивления, с той живой силой, которой они в действительности обладают при устье; разность и будет искомая работа. Пусть M — масса воды всех рек на Земле; H — средняя высота падения их, за которую можно принять среднюю высоту суши. Работа, которую реки могут совершить, равна:

$$A = MgH, \qquad \text{(а}$$

где g — ускорение силы тяжести.

Положим, что вода доходит до устья со скоростью v; тогда ее живая сила в устье

$$L = \frac{Mv^2}{2}.$$

Следовательно, работа, совершаемая реками, получается:

$$A - L = M\left(gH - \frac{v^2}{2}\right).$$

Приняв $H = 735$ *м*, а $v = 2$ *м*, находим:

$$A - L = M\,(9{,}8 \times 735 - 2). \qquad (b)$$

Если сравнить эту формулу с формулой (a), то легко видеть, что реки затрачивают на геологическую работу почти всю свою энергию; остающийся в устье запас ее весьма мал, даже при допущении такой большой скорости у устья, как 2 *м*.

Принимая по Джону Мёррею общее количество воды, выносимое в течение одного года реками в море, равным 24600 биллионам *кг*, по формуле (b) получаем работу рек на протяжении года равной 18 триллионам *кг/м*, что соответствует 7640 млн. *л. с.*

В действительности работа, производимая реками, больше, так как при расчете не принята во внимание та масса воды, которая не доходит до моря (вода бессточных областей и испаряющаяся по пути). Само собою понятно, что сделанный расчет весьма ориентировочен хотя бы уже по одному тому, что за среднюю высоту падения рек принята средняя высота суши, — предположение, хотя и близкое к действительности, но не совсем точное.

Таблица 53

Средняя высота континентов

(По Пенку, 1909)

Континенты	Средняя высота, *м*
Азия	940
С. Америка	730
Африка	670
Ю. Америка	580
Австралия	360
Европа	300

Попутно интересно отметить, что даже в том случае, если бы реки были распределены по земной поверхности совершенно равномерно, то их геологическая работа на отдельных континентах все же сильно отличалась бы в зависимости от средней высоты последних (табл. 53).

В указанный выше годовой запас энергии рек в 7640 млн. *л. с.*, который проявляется ежечасно и ежесекундно, входит в качестве значительной составной части та энергия, которую затрачивают реки на перенос материала.

Насколько значительна транспортирующая деятельность водных потоков, можно судить по подсчетам Ф. Кларка, который определил, что только в *растворенном* виде все реки выносят в один год в моря и океаны 4168 $км^3$ речной воды, содержащей 2735 млн. *т* растворимых веществ, что дает на каждый квадратный километр земной поверхности потерю в количестве 26,4 *т*.

Работа по *механической* разгрузке континентов, производимая водными потоками, еще более эффективна. R. Salisbury (1907) подсчитал, что все реки земного шара механически переносят в год не менее 16 биллионов *т* различного материала; эту величину даже трудно представить себе реально, хотя есть некоторые основания считать ее преуменьшенной. О механической работе рек можно судить также по данным табл. 54, в которой приводится площадь стока некоторых рек, количество переносимого ими материала в один год и количество веществ, сносимых в среднем с 1 $км^2$.

Кроме иллюстрации транспортирующей деятельности рек, приведенная таблица служит доказательством давно известного положения, что молодые реки, берущие начало в гористых местностях и имеющие значительный уклон русла, несмотря на незначитель-

Таблица 54

Транспортирующая деятельность некоторых рек

(По К. Рейборну и Г. Мильнеру, 1927)

Река	Площадь стока, км²	Годовой перенос осадков, т	Снос с 1 км²	
			т	мм
По	27 100	67 000 000	2 472,3	0,235
Иравади	125 000	291 430 000	2 331,4	0,501
Рона	34 800	36 000 000	1 034,5	0,270
Потомак	11 043	5 557 250	503,2	—
Дунай	320 300	108 000 000	337,2	0,090
Рио-Гранде	30 000	3 830 000	127,7	—
Нил	1 100 000	54 000 000	49.1	0,011
Миссисипи	1 244 000	406 250 000	32,7	0,056

Примечание. Данные о понижении поверхности суши в результате работы рек (последний столбец таблицы) приведены по старым подсчетам Гравелиуса, вследствие чего они не вполне соответствуют остальным цифрам.

ную в общем площадь стока, совершают более эффективную транспортирующую работу, нежели так называемые старые реки, текущие по относительно ровной местности, имеющие выработанное русло и захватывающие в сферу своего влияния значительные территории (ср., например, данные, касающиеся р. По и р. Миссисипи).

Так как степень «молодости» или «старости» речных потоков зависит от рельефа местности, а последний в свою очередь от процессов горообразования, в данном случае мы вновь обнаруживаем тесную сопряженность процессов осадкообразования с тектоническими явлениями: в районах, тяготеющих к местам сравнительно недавнего проявления тектонических усилий, реки совершают большую транспортирующую работу и, следовательно, участвуют более активно в процессах осадкообразования, усиливая тем самым темп осадкообразования.

Любой континентальный водный поток — будь то маломощный и кратковременный ручей, мощный временный поток или постоянная водная артерия, — следует представлять себе как сложную систему течений, различно проявляющих себя внутри общего потока. Хотя обычно принято говорить о средней скорости течения, тем не менее никогда не следует забывать, что в действительности у любой массы движущейся воды имеется несколько течений, каждое из которых имеет свою скорость в зависимости от его положения в движущейся массе. Известно, в частности, что если река имеет прямое и симметричное русло, то наиболее быстрое течение в ней придерживается примерно середины потока, располагаясь при этом внутри реки, на некотором расстоянии от ее поверхности; если же русло несимметрично, ось наиболее быстрого течения сдвигается к берегу, имеющему наиболее крутой уклон; близ пологого берега, оказывающего значительное трение, создается зона замедленных течений, что в ряде случаев приводит здесь не к переносу, а к отложению материала.

Замечено, что чем больше разница в скоростях передвижения отдельных слоев воды, тем больше наблюдается стремление частиц оставаться во взвешенном состоянии. Разница в скоростях является наименьшей в зоне максимального течения рек, т. е. по середине и ближе к поверхности; поэтому именно здесь наблюдается наименьший перенос материала. Транспортирующая способность, напротив, возрастает у ложа реки, на некотором расстоянии от дна и близ боков русла, где разница в скоростях является максимальной. Таким образом, бо́льшая часть материала перемещается реками именно в этих зонах, а не у поверхности реки близ ее середины, как это думают некоторые.

Хотя общая транспортирующая способность водного потока зависит от транспортирующей способности отдельных, слагающих его течений, все же можно указать, что она определяется для всей реки в целом главным образом объемом воды, размерами и конфигурацией русла, характером дна и его уклоном.

Несмотря на сложное расположение струй внутри одного общего потока, необходимо тем не менее признать, что колебания в скоростях у водных потоков совершаются в меньшем диапазоне, чем у атмосферных. Если для последних, как мы уже знаем, скорость движения на протяжении короткого времени может измениться от 0 до 25 и более метров в секунду, то для рек такие резкие изменения скорости не наблюдаются: реки являются более устойчивыми не только в отношении направления своего течения, но и в отношении скорости своего движения.

В качестве примера можно привести скорость течения некоторых наших рек в разные климатические сезоны (табл. 55).

Таблица 55

Скорость течения некоторых рек СССР

(Из работы В. П. Батурина, 1932)

Реки	Скорость течения, *м/сек*			
	низкий горизонт	меженный горизонт	весенний горизонт	в среднем
Днепр, 325 *км* от истока, у Орши	0,38	0,60	0,96	—
„ 444 „ „ „ „ Могилева	0,45	0,62	1,05	—
Днепр, 863 *км* от истока у Лоева	0,32	0,41	—	—
„ 1 110 „ „ „ „ Киева	0,21	0,62	1,45	—
„ 1 615 „ „ „ „ Днепропетровска	0,55	0,68	1,56	—
Днепр, 2 018 *км* от истока, у Херсона	0,25	0,96	—	—
Волга, в дельтовых рукавах при горизонте 32 *м*	—	—	—	0,5
Ока на плесах		—	—	0,04—0,75
„ „ перекатах	—	—	—	0,75
Нева у Ленинграда	—	—	—	1,6

Вообще же скорость течения рек, как правило, падает от истока к устью, что связано с расходом живой силы текущих вод на преодоление всевозможных препятствий, встречающихся на их пути. Эти препятствия так велики, что поглощают все ускорение, приобретаемое водою при ее падении от истока до устья; если местами в области нижнего течения скорость течения и возрастает, то это зависит от особых причин (сужение русла, внезапное изменение его уклона и т. п.) и потому может рассматриваться скорее как исключение, а не как правило.

У горных речек, зависящих от состояния ледникового покрова и состояния погоды в горах, колебания в скоростях могут происходить более резко и иметь большую амплитуду (например, у наших кавказских рек — Теберды, Терека, Арагвы и пр.). Однако, даже здесь мы никогда не сталкиваемся с такими контрастами, какие сплошь и рядом наблюдаем в отношении воздушных течений.

Так как частицы в воде по закону Архимеда теряют в своем весе столько, сколько весит вытесненная ими жидкость, то это обстоятельство значительно облегчает перенос минеральных частиц в водной среде. Достаточно, например, указать, что кварцевая галька, объемом в 1 $см^3$, в воздухе весит 2,65 *г*, в пресной же воде только 1,65 *г*, а в более плотной морской — даже около 1,62 *г*.

Каждый водный поток осуществляет перенос материала тремя способами:

а) перекатыванием по дну (или волочением) и сальтацией, т. е. подпрыгиванием частиц,

б) во взвешенном или суспензированном состоянии,

в) в растворенном виде.

Наибольшее значение в данный геологический момент имеет перенос материала первым способом; в другие эпохи мог превалировать перенос во взвешенном или растворенном виде.

То обстоятельство, что соотношение между количеством перекатываемого, суспензированного и растворенного материала не остается всегда постоянным даже для одной и той же реки, можно наблюдать даже на примере современных водных артерий; между скоростью течения рек и характером их транспортирующей деятельности можно установить вполне определенную зависимость, а именно:

чем быстрее течение водного потока, тем грубее степень дисперсности переносимого им материала.

Это правило великолепно оправдывается нашими повседневными наблюдениями над режимом рек в различные времена года: зимой и летом, при малом количестве воды и замедленном течении вода является более прозрачной, но вместе с тем и более насыщенной различными растворенными в ней солями; весной, во время полноводия вода делается значительно мягче, что объясняется меньшим содержанием в ней растворенных веществ, но зато скорость ее резко возрастает, она совершает значительную механическую работу по переносу, а потому делается мутной. Отсюда ясно, что соотношение между количеством материала, переносимого реками разными способами, может меняться даже на протяжении очень короткого времени, в зависимости от климатических условий.

Сказанное может быть подкреплено цифровым материалом, относящимся к р. Роне (наблюдения произведены у Pont du Scex, в 6 *км* от Женевского озера, см. табл. 56).

При рассмотрении этой таблицы следует иметь в виду, что с возрастанием количества переносимой воды возрастает и ее скорость.

Если мы обратимся теперь к более длительным промежуткам времени, охватывающим историю развития каждой реки, то, принимая во внимание, что в стадию «юности» скорость движения вод

Таблица 56

Соотношение между растворенными и взвешенными веществами, переносимыми р. Роной в разные времена года

(Составлено по данным Supan)

Времена года	Количество воды, млн. $м^3$	Количество транспортируемого материала, млн. кг		Содержание растворенных веществ в 1 млн. $м^3$ воды	Отношение между количеством растворенного и взвешенного материала
		в растворенном состоянии	во взвешенном состоянии		
Зимнее полугодие	678	210	34	0,31	1 : 0,16
Летнее полугодие	5 375	735	3 060	0,14	1 : 4,16

бывает значительно выше, чем в последующие стадии, мы должны будем признать, что в стадию юности каждая река транспортирует преимущественно грубообломочный материал; позднее, когда русло становится более выработанным, река переносит мелкозернистые обломки, далее глинистые и, наконец, только коллоидальные и растворенные вещества. Таким образом, *по мере старения реки и сглаживания ею рельефа суши меняется ее транспортирующий характер от передвижения весьма грубых дисперсных систем в стадию молодости и до переноса коллоидальных и молекулярно (ионно)-дисперсных систем в стадию старости.*

Следует заметить, что возрастание среди транспортируемого материала мелкодисперсного вещества по мере старения речной системы происходит не только в относительном, но и абсолютном количестве. На самом деле, бурное течение реки, обеспечивающее значительное механическое давление на обломки, мало оказывает на них растворяющего действия; медленно же текущие воды долго находятся в соприкосновении с минеральными обломками, а потому их химическое действие проявляется значительно энергичнее. Тонкость материала, передвигаемого рекой в этот период своего развития, лишь способствует максимальному переводу вещества в раствор и наибыстрейшему насыщению вод всевозможными солями.

Можно поэтому сказать, что вода старых, медленно текущих рек с хорошо выработанным руслом, является более концентрированной, более «соленой», чем вода молодых горных потоков. Это положение полностью находит себе подтверждение в результатах химического исследования речных вод, которые, как правило, всегда обнаруживают меньше так называемого твердого остатка в горных потоках и быстро текущих реках, нежели в спокойных реках равнинных областей.

К изложенному изменению характера транспортирующей деятельности рек по мере их исторического развития можно подойти и с иной точки зрения.

На самом деле, если какой-либо континент является старым в смысле своего рельефа, если он давно не испытывал омоложения под влиянием тектонических сил и представляет собою страну,

близкую к пенеплену, то движение речных вод на нем совершается медленно; последние в общей своей массе, несмотря на возможные частые отклонения, являются более концентрированными и транспортируют преимущественно коллоидальный и молекулярно-растворенный материал.

Стоит, однако, измениться базису эрозии, что, как известно, наступает в связи с проявлением тектонических явлений, речная сеть омолаживается, начинается перемещение грубообломочного материала, речные пресные воды еще более опресняются и совершают преимущественно механическую работу с тем, чтобы по мере старения континента вновь возвратиться к преимущественному переносу тонкодисперсных систем и т. д.

Мы устанавливаем, таким образом, *прямую зависимость между характером транспортирующей деятельности рек, состоянием рельефа суши и ее тектонической историей.*

Само собою разумеется, что характер материала, переносимого континентальными потоками в тот или иной период тектонического развития суши, неминуемо находит себе отражение в характере осадков, а следовательно, и осадочных пород соответствующего геологического времени. Этому весьма важному вопросу будет специально отведена одна из дальнейших глав.

Говоря о зависимости транспортируемого материала от скорости течения воды и рельефа местности, необходимо подчеркнуть, что эта закономерность значительно усложняется характером тех пород, которые слагают бассейн, берега и ложе данной речной артерии. Несомненно, что две реки, находящиеся по своему гидрологическому режиму в близких или даже тождественных условиях, могут переносить существенно разный материал и в разном состоянии, что определяется химико-петрографическим составом окружающих данную реку пород. Приведение цифровых данных для иллюстрации сказанного станет излишним, если напомнить такие бросающиеся в глаза в высшей степени наглядные примеры, как р. Белая Арагва, протекающая в области преимущественного развития известковых пород и несущая светлые воды, и впадающая в нее р. Черная Арагва, которая протекает в области развития черных сланцев, а потому имеет черные воды; аналогичный контраст в характере транспортируемого материала виден даже с палубы камского парохода у устья р. Белой, которая, протекая главным образом в области развития известковых отложений, несет прозрачные воды, смешивающиеся затем с желтовато-буроватыми водами р. Камы, размывающей песчано-глинистые пестроцветные верхнепермские отложения.

После этих замечаний общего порядка, перейдем к рассмотрению отдельных способов переноса вещества движущейся водной средой.

Перенос волочением. Волочению или перекатыванию по дну могут подвергаться не только гальки, но и весьма значительные глыбы; известны многочисленные случаи, когда вода приводила в движение обломки пород весом в несколько десятков тонн. При некоторых обстоятельствах могут передвигаться глыбы весом в несколько тысяч тонн (например, при разрушении плотины Лос-Анжелоса, по указанию У. Х. Твенхофела, 1932). Вообще же, размер передвигаемых обломков при прочих равных условиях зависит от скорости течения.

Эри доказал, что масса твердых тел, передвигаемых волочением в водной среде, прямо пропорциональна шестой степени скорости течения, т. е.

$$Q = Av^6,$$

где Q — масса перемещаемого тела, A — некоторый постоянный множитель и v — скорость течения потока.

С. А. Советов (1929) приводит следующий вывод этой формулы.

Пусть v — скорость течения, d — масса воды в объеме 1 $м^3$ (1000 $кг$), F — площадь поперечного сечения передвигаемого тела. Сила, толкающая его, выразится:

$$P = E\frac{dv^2}{2}F,$$

где E — коэфициент, зависящий от формы тела. Если последнее имеет форму шара с радиусом r, то, по Эйтельвейну, $E = 0{,}7886$; в таком случае $F = \pi r^2$, а следовательно

$$P = 1238\, r^2v^2\ кг.$$

Толкающей силе тело оказывает сопротивление, пропорциональное его весу в воде и трению о дно. Обозначая объем тела через M, массу единицы объема через d_1, ускорение силы тяжести через g, а коэфициент трения через μ, получаем выражение для сопротивления

$$W = \mu M\,(d_1g - dg)\ кг.$$

Для шара $M = 4/3\,\pi r^3$; для большинства горных пород d_1 можно принять равным 2200 $кг$, откуда

$$W = 5026\,\mu r^3g.$$

До тех пор, пока давление на тело меньше сопротивления, тело остается в покое; когда же давление превышает сопротивление, то тело начинает передвигаться. Для момента, пограничного между покоем и движением, имеем

$$P = W,$$

или

$$1238\, r^2v^2 = 5026\,\mu r^3g,$$

откуда

$$v = \sqrt{\frac{5026}{1238}\,gr\mu}.$$

Принимая $g = 9{,}81$, получаем

$$v = 6{,}32\sqrt{r\mu}.$$

Пусть Q масса тела; тогда

$$Q = \frac{4}{3}\,\pi r^3d_1.$$

Отсюда

$$r = \sqrt[3]{\frac{3Q}{4\pi d_1}},$$

следовательно

$$v = 6{,}32\sqrt{\mu}\sqrt[6]{\frac{3Q}{4\pi d_1}},$$

откуда

$$Q = Av^6,$$

где A — постоянный множитель (для данного материала и водного режима).

Выведенный таким образом закон Эри имеет очень большое значение, так как он объясняет целый ряд явлений, кажущихся на первый взгляд мало понятными и связанных с тем, что незначительное увеличение скорости потока вызывает движение непропорционально больших обломков. Пользуясь законом Эри, можно, например, высчитать, что при увеличении скорости потока в 2, 3 и 4 раза масса передвигаемых по дну предметов соответственно увеличивается в 64, 729 и 4096 раз.

Некоторые исследователи считают, что закон Эри дает слишком преувеличенную зависимость массы передвигаемого тела от скорости потока и указывают, что правильнее эту зависимость считать не в шестой, а в пятой степени, т. е. $Q = Av^5$.

В сложной природной обстановке под влиянием разных причин наблюдаются отклонения от теоретически выведенного закона Эри как в ту, так и в другую сторону. Так, например, *наклон дна* способствует скатыванию обломков под влиянием собственной силы тяжести, вследствие чего движущаяся вода приобретает еще большую транспортирующую способность.

Форма зерен также оказывает свое влияние: шарообразные или эллипсоидальные гальки, вследствие малого их трения о дно, перекатываются быстрее и опережают гальки угловатой и вообще неправильной формы. Пластинчатый габитус также способствует быстрому переносу; такие зерна, как, например, чешуйки мусковита и других слюд, легко подхватываются вихревыми движениями, возникающими у дна вследствие его неровностей; описав некоторую кривую, они вновь опускаются на дно и т. д. Такая форма переноса в виде скачков или подпрыгивания частиц носит название *сальтации*.

Сальтация может быть присуща частицам не только пластинчатой, но и вообще неправильной формы. Мы уже видели, что по формуле Эри скорость движения частиц зависит от трения; а так как у обломков неправильной формы трение меняется в зависимости от ориентировки обломка, то и движение его является прерывистым: он начинает катиться, затем приостанавливается, затем катится быстро, через секунду-две движение замедляется и т. д.

Характер дна потока — ровный мелкопесчаный или алевритовый, неровный, сложенный плотными шершавыми коренными породами или усеянный крупными гальками и валунами, вязкий илистый и т. д. — по понятным причинам также отражается на скорости волочения частиц по дну.

Любопытно поведение на дне потоков крупных галек: часто можно наблюдать, что они переносятся по ровному, например, песчаному дну тогда, когда песок находится в полном покое или испытывает крайне незначительные перемещения. На первый взгляд этот факт, хорошо всем известный по личным наблюдениям над небольшими реками и потоками, противоречит закону Эри и вообще здравому смыслу. В действительности он объясняется тем, что гальки и валуны выступают на некоторое расстояние от дна; верхняя часть их находится, таким образом, в сфере влияния более сильного течения, чем нижележащие песчинки.

Изучая обнажения обломочных пород, мы часто поражаемся исключительной неотсортированностью материала, когда наряду с песчаными глинами присутствуют более или менее крупные гальки. Только что сказанное делает подобные факты вполне понятными: *разная скорость водных потоков у дна и несколько выше делают возможным накопление весьма разнозернистых осадков.*

Учитывая исключительную сложность обстановки, которая создается в реальных условиях одновременного переноса многих минеральных частиц, не соответствующих теоретическим выкладкам Эри, было сделано много попыток экспериментального изучения условий переноса минеральных обломков разного размера. К сожалению, все эти опыты в подавляющем большинстве случаев не удовлетворяют строгим научным требованиям, так как размер передвигаемых зерен часто выражается не в цифровых величинах, а лишь словесно («величина с грецкий орех», «глина», «мелкий песок» и т. п.), что допускает индивидуальное и произвольное толкование результатов опытов.

У. Х. Твенхофел (1932) свел наиболее точные наблюдения различных авторов и представил их в виде следующей таблицы:

Таблица 57

Приблизительные скорости течений, необходимые для передвижения обломков разного размера

(Из работы У. Х. Твенхофела, 1932)

Характер обломков	Средний диаметр, *мм*	Скорость течения, *м/сек*	Глубина потока, *м*
Кирпичная глина, взвешенная в воде	—	0,08 (п)	Мелко
Пресноводный песок	—	0,20 (п)	„
Тонкий песок	0,4	0,26 (с)	0,13
Песок	0,5	0,28 (с)	0,12
Тонкий суглинок и ил	—	0,32 (п)	Мелко
Песок	0,7	0,34 (с)	0,20
Морской песок	—	0,34 (п)	Мелко
Грубый песок	1,7	0,34 (с)	0,096
Мелкий гравий	3,2	0,46 (с)	0,028
Грубый песок	—	0,49 (п)	Мелко
Округлые гальки величиной с горох	—	0,61 (п)	„
Мелкие гальки	—	0,65 (п)	„
Мелкий гравий	4,9	0,65 (с)	0,033
То же	7,0	0,86 (с)	0,066
Гравий	27,0	0,97 (п)	Мелко
Гравий	54,0	1,62 (п)	„
Валуны	171,0	2,27 (п)	„
„	323,0	3,25 (п)	„
„	409,0	4,87 (п)	„
„	700—800	11,39 (п)	„

Примечание. п — обозначает поверхностную скорость потока, с — его среднюю скорость; тире (—) обозначает, что размер частиц точно не указан.

I. C. Russel (1898) дал несколько иные, но в общем довольно близкие цифры (см. табл. 58; футы и дюймы переведены в *м* и *мм* и несколько округлены).

Таблица 58

Скорости водных течений, необходимые для передвижения обломков разной величины

(По I. C. Russel, 1898)

Размер передвигаемых частиц	Скорость течения, *м/сек*	Размер передвигаемых частиц	Скорость течения, *м/сек*
Глина и ил	0,075	Галька диам. до 100,0 *мм* .	1,20
Мелкий песок	0,15	„ „ „ 125,0 „ . .	1,35
Галька диам. до 12,5 *мм* . .	0,30	„ „ „ 150,0 „ . .	1,50
„ „ „ 25,0 „ .	0,60	„ „ „ 180,0 „ . .	1,60
„ „ „ 50,0 „ . .	0,85	„ „ „ 200,0 „ . .	1,70
„ „ „ 75,0 „ . .	1,05	„ „ „ 225,0 „ . .	1,80
		Глыбы весом до 1,5 *т*	4,40

Перенос во взвешенном состоянии. Во взвешенном состоянии осуществляется перенос мелко раздробленных минеральных частиц и коллоидов.

Были сделаны попытки определить для отдельных рек отношение между количеством материала, передвигаемого волочением и транспортируемого во взвешенном состоянии. Трудность подобных определений очевидна сама собою; этим в значительной мере объясняется то обстоятельство, что цифры, характеризующие указанное отношение, получаются для одних и тех же рек неодинаковыми, что, однако, зависит также и от времени наблюдения (весна, лето и т. д.).

Для примера можно указать, что р. Рио-Гранде несет во взвешенном состоянии до 10% по объему всего передвигаемого ею материала; аналогичная цифра для р. Миссисипи выражается числом 0,07—0,8%, по некоторым же данным и, очевидно, в определенных участках и в определенные времена года доходит до 11%. Река Рона передвигает в виде суспензии около 25% всего транспортируемого ею материала; у р. Juba в Калифорнии количество суспензированных веществ примерно равно количеству веществ, передвигаемых по дну, и т. д. Хотя все эти цифры по указанным выше соображениям не могут претендовать даже на приблизительную точность, все же они дают представление о соотношении влекомых по дну и взвешенных частиц. Вероятно не будет большой ошибки, если мы допустим, что в среднем для всех рек земного шара отношение между весом перекатываемого и весом взвешенного материала выражается цифрами порядка от 100 : 2 до 100 : 5.

Гораздо проще и точнее может быть определено абсолютное количество суспензированного материала, переносимого отдельными реками на протяжении года; относящиеся сюда цифры даны в табл. 59.

Таблица 59

Количество взвешенного материала, переносимого некоторыми реками в 1 год

Название рек	Количество материала в млн. *т*
Эльба	0,63
Рейн	4,05
Рона	7,06
Тибр	10,00
Дунай	82,06
Ян-тце-Кианг	253,21
Инд	446,23
Аму-Дарья	570,00

Количество взвешенного материала гидрологи именуют *абсолютной мутностью* воды, выражая ее в *кг* взвешенного материала, проходящего в 1 сек. через так называемое живое сечение реки; *относительной мутностью* они называют отношение абсолютной мутности к секундному расходу воды, проходящему через то же живое сечение, т. е.

$$\alpha = \frac{q}{Q}\ кг/м^3,$$

где q — абсолютная мутность в *кг*, Q — расход воды в $м^3$.

С увеличением скорости течения, объема протекающей воды и с повышением уровня реки, что наблюдается, например, во время паводков, мутность вод или, иначе говоря, количество взвешенных частиц, естественно, возрастает.

Пользуясь наблюдениями на р. Мургабе у Таш-Каири, В. Г. Глушков вывел эмпирическую формулу, выражающую зависимость между относительной мутностью, расходом паводка (т. е. количеством воды, протекающим в единицу времени через поперечное сечение реки, которая называется ее живым сечением) и порядковым номером паводка; последнюю величину, т. е. порядковый номер паводка, приходится учитывать потому, что каждый последующий паводок имеет при равной высоте меньше материала для размывания, чем предыдущий.

Формула В. Г. Глушкова имеет следующий вид:

$$\alpha - \alpha_0 = \frac{25\,(Q - Q_0)^{2,3}}{T^2 N}.$$

где α — относительная мутность паводка, α_0 — относительная мутность при низком горизонте, Q — наибольший расход паводка в $м^3$, Q_0 — расход низкого горизонта в $м^3$, T — продолжительность паводка в днях и N — порядковый номер паводка.

Из этой формулы вытекает, что чем многоводнее паводок (чем больше величина Q) и чем менее его продолжительность (величина T), тем больше суспензированного материала находится в воде. Отсюда становится понятным, почему кратковременные подъемы уровня рек, связанные с сильным дождепадом или другими причинами, могущими превратить на некоторое короткое время слабый ручей в грозный поток, вызывают особенно энергичное помутнение вод и наиболее активный перенос материала во взвешенном состоянии. Сказанное тем более относится к пересыхающим потокам, имеющим временный характер.

Механизм переноса реками взвешенных частиц впервые научно осветил Дюпюи (1863). Он показал, что подъем частиц в верхние слои воды происходит под влиянием разности скоростей в различных частях реки; в случае наличия подобной разности в скоростях течений, тело подвергается воздействию некоторой составляющей,

влекущей тело вверх ото дна, в сторону более быстрого течения; достигнув таким образом наиболее быстрого течения, тело перемещается затем уже горизонтально. Аналогичное перемещение тела под влиянием разницы в скоростях течений наблюдается не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении; в частности, плавающее тело, находящееся на поверхности реки и продвигающееся вперед, всегда стремится к середине потока, т. е. от струй с меньшей скоростью к струям с большей скоростью.

Дюпюи облек свои рассуждения в математическую формулу и показал, что относительные скорости струй по вертикали зависят от глубины и ширины рек, а именно:

$$\frac{dv}{dz} = -\frac{1}{c} \cdot \frac{L}{L+H} iz,$$

где $\frac{dv}{dz}$ — изменение скорости по вертикальному направлению, L — половина ширины реки, H — высота сечения потока, принимаемого прямоугольным, i — уклон, z — вертикальная координата рассматриваемой струи, c — постоянная величина.

Перенос коллоидов. В отношении переноса вещества в коллоидальном состоянии следует сделать несколько специальных замечаний. К сожалению, в нашем распоряжении нет даже приблизительных подсчетов того количества коллоидного материала, который транспортируется отдельными потоками, а тем более всеми реками земного шара. Это связано с отсутствием точных критериев для распознавания коллоидных веществ, находящихся в состоянии золей в пресной воде.

Так, например, анализы речных вод неизменно обнаруживают присутствие в них SiO_2, который может находиться здесь как в растворенном состоянии, в виде щелочных соединений типа растворимого стекла, так и в коллоидальном. Разграничить, а тем более количественно определить эти два типа кремнезема мы в настоящее время не умеем, а потому можно лишь догадываться, что основная масса кремнекислоты, переносимой речными водами, находится в них в виде гидрозоля.

Если считать это допущение, принимаемое большинством исследователей, правильным, то эффективность переноса вещества в коллоидально-дисперсном состоянии может уже получить некоторое, хотя бы частичное цифровое выражение. Известно, что все реки ежегодно выносят в море 319 170 000 *т* SiO_2; для сравнения укажем, что в тот же срок море получает вследствие транспортирующей деятельности рек 557 670 000 *т* $CaCO_3$, который в отличие от коллоидального SiO_2, находится, однако, в пресных водах преимущественно в молекулярно-растворенном состоянии, образуя двууглекислую соль. Как уже указывалось выше, обе приведенные величины являются вполне соизмеримыми.

Однако, коллоидальный кремнезем далеко не исчерпывает собою всего материала, транспортируемого в виде гидрозолей. По Шорштейну речные воды, кроме того, содержат коллоидальные $MgCO_3$, $CaCO_3$, $CaSO_4$, $Fe(OH)_3$, глины, органические соединения и др.

Характер пород, по которым течет река, оказывает существенное влияние на содержание и перенос коллоидов. Так, например, если речные воды, протекая в области развития карбонатных пород, обогащаются двууглекислым кальцием, то последний, являясь хорошим коагулятором, резко понижает содержание коллоидов. Тонкие глинистые частицы и многие другие коллоиды при этом свертываются и выпадают в осадок, а вода просветляется.

Если же река при своем течении вымывает из берегов гумусовые коллоиды, то, как правило, происходит общее обогащение вод коллоидальными веществами, так как органические коллоиды являются по отношению ко многим минеральным коллоидам защитными, т. е. делают их более устойчивыми. Речная вода при этих условиях может быть на всем своем протяжении весьма мутной.

Многие исследователи считают, что железо, образующее крупнейшие осадочные месторождения, было перенесено главным образом в коллоидальном виде с защитой от коагуляции со стороны гумусовых коллоидов, а не в виде молекулярно-растворимых закисных соединений этого металла.

Большая защитная роль гумусовых коллоидов резко проявляется на примере р. Нила. Одна из его двух главных артерий — Белый Нил берет начало в болотистой части Центральной Африки и выносит оттуда большое количество перегнойных веществ в виде гидрозолей.

Количество последних настолько велико, что, несмотря на выносимые другой артерией Нила — Голубым Нилом из гор Абиссинии обильные минеральные соли, глинистые коллоидальные вещества оказываются достаточно хорошо защищенными, чтобы сохраняться во взвешенном состоянии. Лишь в богатом электролитами Средиземном море коллоидные частицы полностью выделяются, образуя вместе с более грубым материалом дельту Нила.

Согласно Корню, коллоидные гуминовые и ульминовые вещества находятся в водах лишь тех областей, где нет известняков и доломитов, которые, как уже указывалось, действуют на них коагулирующим образом.

Следует вообще подчеркнуть, что содержание коллоидов в речных водах зависит от химического состава речных вод и их реакций; можно, например, указать, что слабощелочная реакция способствует удержанию в коллоидальном состоянии, а следовательно, и переносу кремнезема, слабо кислая же — окиси железа и алюминия. Изменение реакции соответственно вызывает коагуляцию этих золей и выпадение их в осадок. Так как химический характер речных вод меняется по временам года, то в связи с этим содержание коллоидов в них также испытывает сезонные колебания.

Коллоидальный материал может подвергаться коагуляции частично или полностью во время своей транспортировки; образующиеся при этом хлопья, мельчайшие кристаллики и прочие продукты коагуляции могут продолжать свое движение под напором воды и уноситься далее наряду с обломочным материалом. Вряд ли, впрочем, можно сомневаться, что основная масса коллоидов, вследствие недостатка электролитов — коагуляторов в пресных водах, достигает прибереговой полосы моря и уже здесь осаждается под влиянием морских солей.

Перенос в растворенном состоянии. Перенос в растворенном состоянии с количественной стороны может быть учтен наиболее просто и точно с помощью обычных химических анализов проб воды, взятых из разных рек, и определения количества воды, протекающего через живое сечение последней. К тому же, состав и содержание растворенных веществ в речных водах подвержены более плавным колебаниям и являются относительно более постоянными величинами, чем количество материала, переносимого во взвешенном состоянии, а тем более путем волочения по дну.

Выше уже указывалось, что каждый квадратный километр земной поверхности в среднем теряет в год 26,4 *т* различных растворимых веществ, благодаря чему гидросфера пополняется ежегодно 2 735 млн. *т* солей.

Соотношение между количеством материала, переносимого во взвешенном состоянии и в растворенном виде, сильно колеблется для разных рек и зависит от условий местности, в которой они протекают. Потоки, дренирующие равнинные, пенепленизированные площади, а также участки суши, покрытые густой растительностью, переносят молекулярно-растворенного материала в несколько раз больше, чем суспензированного.

Подсчитано, между прочим, что для рек США отношение между растворенным и взвешенным материалом, переносимым всеми реками, в среднем равно около 0,53; это значит, что в виде суспензии реки США переносят вдвое больше материала, чем в виде растворимых солей. Поскольку приведенная цифра относится к достаточно большой территории, можно думать, что она близка к средней цифре для всего земного шара.

Исходя из этого допущения и условно оценивая отношение суспензированного материала к материалу, передвигаемому по дну так, как это сделано выше (см. стр. 229), получаем следующее примерное среднее количественное отношение для всего транспортируемого реками вещества:

перекатываемый материал: суспензированный материал: растворимые соли = 100 : 4 : 2 (ориентировочно!)

Отметим еще раз, что это отношение, выведенное для современных рек, не остается постоянным на протяжении всей геологической истории Земли и, как мы уже говорили, изменяется в сторону увеличения значения тонкодисперсного вещества по мере пенепленизации суши и в обратном направлении — по мере общего подъема континентов и массового возникновения на них горных сооружений.

Что касается до химического состава солей, переносимых континентальными потоками, то таковой прежде всего зависит от характера пород, развитых в бассейне каждой реки. Так, например, в случае преобладания кристаллических пород речные воды бывают обогащены сульфатами, карбонатами и хлоридами щелочных металлов — Na, K и др. Потоки, дренирующие области распространения осадочных пород, обогащены преимущественно теми же солями щелочноземельных металлов, главным образом Ca и Mg. Зависи-

мость состава вод от характера пород, по которым они протекают, излагается более подробно в курсах гидрогеологии.

Мы же ограничимся здесь только указанием, что соотношение и абсолютное содержание солей, транспортируемых реками, подвержено значительным колебаниям не только для отдельных рек, но и для разных пунктов одного и того же потока; к тому же оно меняется во времени как в связи с климатическими условиями, так и в связи с возрастом реки.

В среднем для рек всего земного шара Ф. Кларк (1924) дает следующий средний химический состав переносимых ими растворимых солей (см. табл. 60); там же приведен для сравнения средний состав солей, переносимых реками Сев. Америки.

Таблица 60

Средний химический состав растворимых солей, переносимых реками Сев. Америки и всего земного шара

(По Ф. Кларку, 1924)

Компоненты	Реки Сев. Америки, %	Реки земного шара, %
CO_3	33,40	35,15
SO_4	15,31	12,14
Cl	7,44	5,68
NO_3	1,15	0,90
Ca	19,36	20,39
Mg	4,87	3,41
Na	7,46	5,79
K	1,77	2,12
$(Fe, Al)_2O_3$ . . .	0,64	2,75
SiO_2	8,60	11,67
Сумма . .	100,00	100,00

В заключение следует отметить, что условия как переноса, так и отложения реками и вообще континентальными водными потоками в деталях очень сложны и, по справедливому замечанию К. Рейборна и Г. Мильнера (1927), должны исследоваться применительно к каждому отдельному случаю. Изучение их за последнее время имеет значительные успехи в связи с работами, относящимися к аллювиальным месторождениям драгоценных цветных металлов, самоцветов и пр.

Мы не касаемся вовсе транспортирующей деятельности грязевых и временных потоков, оползней, оплывин и тому подобных явлений, которые так или иначе связаны с водой. Представление о них должно быть получено из курса общей геологии.

5. Транспортирующая деятельность льда

В природных условиях лед представлен той своей разностью, которая характеризуется понижением температуры плавления на 0,73° С с увеличением давления на каждые 100 *ат*. Такая разность льда может существовать при давлении до 2000 *ат*. При дальнейшем увеличении давления лед переходит в другую его разность, температура плавления которой возрастает (а не понижается) с увеличением давления и при давлении в 20 000 *ат* достигает +77° С.

Первая разность льда имеет либо кристаллическую структуру и состоит из смерзшихся гексагональных призм, либо зернистую структуру и тогда состоит из зерен неправильной формы.

Разность льда с кристаллической структурой, как известно, возникает при замерзании водоемов, с зернистой же — из слежавшегося снега, образуя так называемый фирн (А. А. Григорьев, 1937).

Обширные пространства как суши, так и гидросферы, расположенные в полярных и субполярных областях, покрыты льдом; кроме того, на большой высоте в горах, где наблюдается пониженная температура, располагаются ледники. Площадь общего оледенения по самым скромным подсчетам занимает около 3% всей земной поверхности или около 10% поверхности суши. Так как наиболее значительная часть оледенения приходится на полярные области, то оледенение высоких гор умеренных поясов составляет менее 0,5% всей площади ледников.

Мощность материкового льда и горных ледников может достигать нескольких тысяч метров; так, например, ледяной покров Сев. Гренландии определяется некоторыми исследователями в 1700—2000 *м*; толщина Рейнского и Ронского ледников в периоды их наибольшего наступания достигает 1000 *м*.

Спускающийся по склону ледник представляет собою массу льда, текущую по наклонной поверхности, как очень вязкая жидкость. Движению льда, повидимому, сильно способствует наличие внутри него капиллярной воды, обволакивающей собою каждое зерно льда и замерзающей, как и все капиллярные воды, лишь при температуре от —70° до —78° С. Это касается главным образом зернистого льда, так как образование его из рыхлого снега, содержащего массу мельчайших пустот, особенно благоприятно для возникновения капилляров, а вместе с тем и капиллярных вод. Естественно, что наличие в глетчерном льду того или иного количества воды повышает его пластичность и делает его более «текучим», чем речной и озерный лед.

Движение льда в отношении скорости в разных участках общей ледяной массы в общем подчиняется тем же законам, которым подчиняется движущаяся в русле вода. Так же, как и здесь, движение ледника задерживается внизу трением об его ложе, вследствие чего скорость движения льда возрастает как и у реки от ложа к поверхности; по тем же причинам скорость льда увеличивается от краев ледника к его середине.

Средняя скорость движения каждого ледника, а следовательно, и переноса влекомого им материала, вообще говоря, зависит от угла наклона

ложа и колеблется примерно от 10 до 1 *мм*, иногда даже до 20 с лишним метров в сутки (не считая стремительных кратковременных обвалов). Общеизвестен случай, когда лестница, вырубленная во льду физиком де-Соссюром на одном из швейцарских ледников (Aiguille Noire) в 1788 г., была обнаружена через 44 года, в 1832 г., на 4000 *м* ниже; средняя скорость движения ледника была в данном случае около 90 *м/год*. Времена года, равно как суточные колебания температуры, как показали исследования Ж. Вало над ледником Монблана, не оказывают влияния на скорость движения льда, которая, таким образом, остается постоянной на протяжении всего года.

Ледяной слой мощностью 1,6 *км* оказывает давление на нижележащие породы около 147 *кг/см*². Столь сильное давление приводит к раздроблению пород, слагающих ложе и бока ледника. Возникающие при этом осколки, равно как минеральные обломки, падающие на поверхность льда сверху и осаждающиеся из атмосферы, увлекаются вместе со всей массой льда.

Размер обломков, транспортируемых льдом, может быть весьма разнообразен и колеблется от размеров тончайших пылинок до огромнейших глыб весом в несколько тысяч, а может быть даже миллионов тонн. В качестве примера можно сослаться на полосу огромных отторженцев нижнекаменноугольных и девонских пород до 30—40 *м* мощностью, расположенных в районе предполагавшегося ранее Вышневолоцко-Новоторжского вала и подстилающихся, как это доказано теперь бурением, типичной мореной. Считается весьма вероятным, что некоторые так называемые «выходы» кембрийских и силурийских пород на юге Ленинградской области в действительности также представляют собою колоссальные глыбы, принесенные сюда ледником.

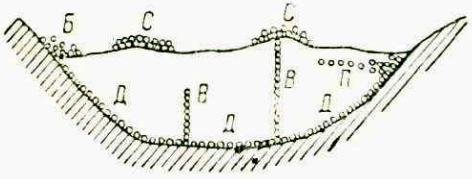


Рис. 54. Схема расположения движущихся морен в поперечном разрезе ледника.

Д — донная, *В* — внутренняя, *П* — поперечная, *Б* — боковая, *С* — срединная морены.

У. Х. Твенхофел (1932) сравнивает ледник с двигающимся конгломератом или брекчией, в котором цементом является лед, а галька представлены обломками различных пород и разных размеров. Будучи погружены в весьма вязкую среду льда, обломки эти во время своего движения не подвергаются рассортировке, вследствие чего ледниковые отложения всегда отличаются механической неоднородностью. Отсутствие сортировки во время переноса резко отличает транспортирующую деятельность льда от таковой же деятельности атмосферы и воды, где перенос материала всегда в той или иной мере сопровождается его дифференциацией по крупности зерен, их удельному весу и т. д.

Пространственное распределение транспортируемого материала внутри ледника, как известно из общей геологии, положено в основу для распознавания донной, внутренней, поперечной, боковой и срединной морен (рис. 54).

Не следует думать, что материал, слагающий ту или иную морену, за исключением донной, занимает более или менее постоянное положение внутри ледника. Напротив, все более или менее значительные камни медленно перемещаются вниз, проходя под влиянием собственной силы тяжести через толщу льда, и с течением времени входят в конце концов в состав донной

морены. Особенно быстро совершается переход срединной морены во внутренюю. Дело в том, что песчинки и камни, находящиеся на поверхности ледника, нагреваются сильнее, чем чистый лед; около них начинается подтаивание, причем камень опускается вниз образовавшегося углубления; ночью вода вокруг камня может вновь превратиться в лед; на следующий день произойдет новое углубление камня и т. д., до тех пор, пока камень не уйдет в толщу льда и не станет, таким образом, частью внутренней морены.

С другой стороны, если камень достаточно велик, он защищает от лучей солнца лед, на котором он лежит, тогда как кругом происходит таяние; в результате возникает ледяной выступ, на котором покоится камень; такие образования известны под названием глетчерных столов (рис. 55). Наблюдения за их местоположением очень удобны для установления скорости движения ледника.

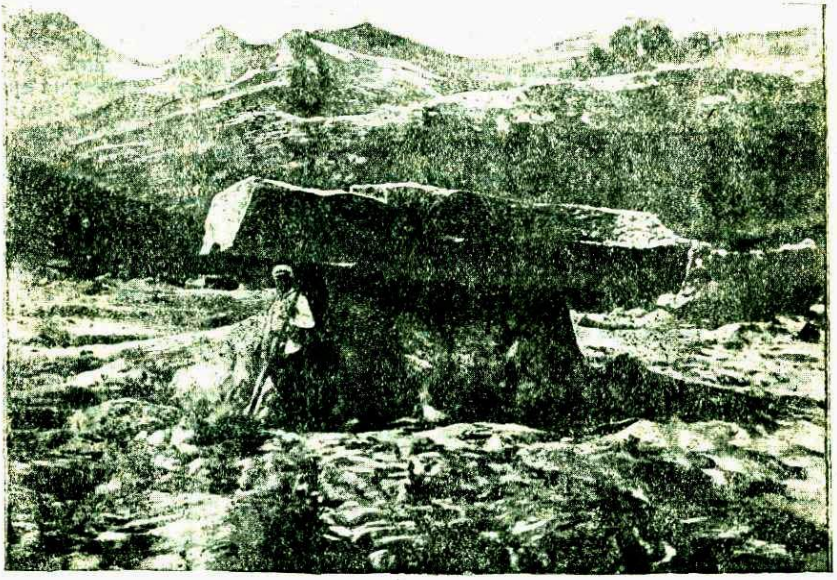


Рис. 55. Большой ледниковый стол на леднике Кунбатыстан-Аша, спускающемся на северные склоны южного хребта гор. Сарамсакты (юго-западный Алтай).

Суммарное количество минерального материала, транспортируемого ледниками, не определено. Для отдельных, наиболее хорошо изученных ледников, даются разнообразные, но всегда значительные цифры. Так, например, для Унтераарского ледника Гейм подсчитал годичный вынос в 6000 $м^3$, что соответствует среднему понижению занимаемой им поверхности на 0,15 *мм* в 1 год. Для ледника Мур была определена значительно большая величина годичного сноса, а именно — около 19 *мм* в год, т. е. понижение поверхности примерно на 1 *м* в течение 50 лет. Об огромной транспортирующей и осадкообразующей деятельности льда можно судить по широкому развитию моренных отложений, почти повсеместно находимых в северной половине Европы и Сев. Америки и связанных с последним великим оледенением.

Когда транспортируемый льдом обломочный материал достигает области таяния ледника, то он либо передается далее потокам, вытекающим из-под ледника, и в этом случае продолжает свою

поверхностную миграцию в движущейся водной среде; или же он вовсе прекращает свое движение, образуя неподвижные морены. В последнем случае мы имеем уже переход к стадии накопления осадка.

Заслуживает специальных замечаний транспортирующая деятельность глыб льда, оторвавшихся от ледника, плавающих в море и известных под названием а й с б е р г о в.

Как известно, замерзание воды сопровождается увеличением объема примерно на 10%, вследствие чего удельный вес льда при 0° С равен 0,9167. Это связано с тем обстоятельством, что ниже 4° С начинается фаза энергичной перестройки молекул воды на более сложные. Последние исследования показывают, что лишь водяной пар слагается преимущественно из простых молекул H_2O, тогда как вода и лед состоят из смеси более сложных молекул типа $(H_2O)_2$, $(H_2O)_3$, $(H_2O)_6$ и т. д.; для каждого физического состояния, равно как и для определенных температурных условий, характерно преобладание молекул того или иного, более или менее сложного строения. Наиболее сложные молекулы преобладают во льду и встречаются в значительном количестве в воде, образовавшейся из недавно растаявшего льда или снега, наиболее же простые — *в воде, образовавшейся вследствие* конденсации паров.

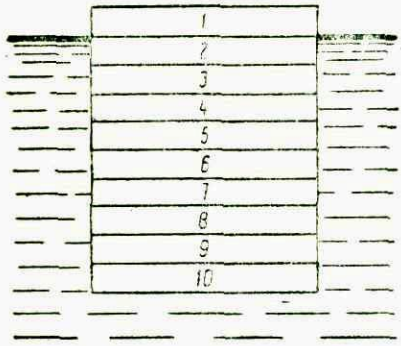


Рис. 56. Соотношение надводной и подводной частей плавающей льдины.

Благодаря удельному весу, близкому к удельному весу воды, айсберги выступают над уровнем моря примерно лишь на 0,1 часть своего объема (рис. 56). Блуждая по морю под влиянием поверхностных течений, айсберги постепенно тают, а материал, заключенный внутри льда, постепенно освобождается и погружается на дно бассейна. Таким образом, в толщу хорошо отсортированных глинистых или илистых отложений может попасть совершенно чуждый им грубообломочный материал.

Вполне возможно, что одиночные крупные валуны, иногда находимые среди тонкозернистых осадочных пород, были занесены сюда именно таким способом. Л. В. Пустовалов (1934) предполагает, что гальки основных изверженных пород, присутствующие в толще *хорошо отсортированных, тонких, юрских (келловейских)* серых глин в районе г. Касимова на р. Оке, имеют подобное происхождение. Выяснение районов распространения таких валунов может пролить свет на направление поверхностных течений ископаемых морей.

Особенно велико влияние айсбергов на характер морских отложений *в полярных* бассейнах и вообще там, где они имеются в значительном количестве или непосредственно спускаются с берега (рис. 57); в этом случае образуется особый переходный тип ледниково-морских отложений.

Помимо переноса айсбергами минеральных обломков, они могут транспортировать из полярных областей значительные коли-

чества фауны. Там, где толща воды промерзает до дна, лед может захватывать верхнюю часть осадка, заключающую в себе раковины обитателей полярных бассейнов; эти органические остатки затем могут быть доставлены айсбергами в умеренные и даже тропические широты.

Точно так же в морские отложения айсберги могут занести трупы и скелеты многочисленных позвоночных животных, обитающих на льду, — тюленей, медведей, лис и пр.

Рис. 57. Ледник, спускающийся в море.
На дне ледниково-морские отложения.

Мы видим, таким образом, что транспортирующая деятельность айсбергов может очень сильно запутать как петрографический, так и фаунистический характер осадка и тем самым затруднить работу петрографа и палеонтолога по расшифровке условий осадкообразования и биономии бассейна.

6. Транспортирующая деятельность моря

Море в основном является областью не переноса, а аккумуляции, накопления осадков. Все же в нем могут действовать агенты, приводящие к перемещению материала.

По определению Д. Мёррея и А. Ренара (1891) морская и океаническая вода содержит огромное количество взмешенных минеральных частиц, особенно, если принять во внимание исключительно большую емкость гидросферы (см. таблицу 61). Эта морская муть является очень устойчивой; так, например, морская вода с удельным весом 1,025 после спокойного 30-дневного стояния содержала еще свыше 152 *т* взвешенного материала на 1 *км*³.

Таблица 61

Содержание взвешенных неорганических веществ в морских и океанических водах

(По Д. Мёррею и А. Ренару, 1891)

Название водоемов	Содержание взвешенных веществ, *т*/км³
Средиземное море	495
Атлантический океан	390,2
Северное море (1 образец) . . .	291
Индийский океан	39

Естественно, что суспензированные в морской воде частицы не только подвергаются осаждению, но частью также и переносу под влиянием волнения, морских течений и т. д.

Далее рассматриваются главнейшие агенты переноса, действующие внутри морских и океанических водоемов и приводящие к перемещению материала внутри гидросферы.

а) Волнение представляет собою результат колебательного движения верхних слоев морской воды и обязано своим возникновением движению атмосферы. На основании наблюдений и теоретических расчетов установлено, что волнение распространяется на глубину, приблизительно равную длине волны. Так как средняя длина морских волн колеблется в пределах от 60 до 120 *м*, то можно считать, что на такую же глубину проникает волнение вниз. Обычно принимается, что на глубинах около 200 *м* колебательные движения морской воды, связанные с волнением, полностью затухают и,

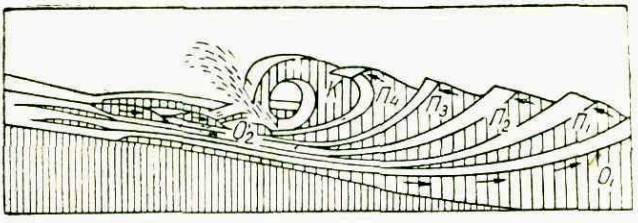


Рис. 58. Схематическая зарисовка различных стадий прибоя:

O_1 и O_2 — отлив воды от берега; $П_1$, $П_2$, $П_3$ и $П_4$ — волны; K — прибойная волна.

если здесь нет подводных течений, то осадок находится в совершенно спокойной среде. Мы видим, таким образом, что волнение затрачивает лишь неритовую область, но не затрагивает осадков батиальных, а тем более абиссальных глубин.

Особенно большую транспортирующую работу волнение производит непосредственно у самых берегов. Набегающая на берег волна обладает значительной энергией и легко может поднять со дна тот или иной рыхлый материал и увлечь его по направлению к берегу.

Если берег имеет пологий характер, как это наблюдается обычно в тех случаях, когда он слагается песком, мелким гравием и пр., то волна набегает на берег и вследствие трения теряет при этом значительную часть своей энергии. Поэтому, когда после всплеска волны вода скатывается обратно в море, она обладает уже значительно меньшей энергией, чем наступающая волна; в этом случае ее движение по склону совершается только под влиянием силы тяжести; ослабление силы отступающей волны происходит также потому, что часть воды, выброшенной на берег, впитывается в песок и галечник и задерживается таким образом на берегу. В результате всего сказанного движение волн вперед у пологого морского берега обладает большей динамичностью, чем их обратное движение (рис. 58).

Естественно, что при таких условиях волны будут транспортировать по направлению к берегу больше рыхлого материала, чем уносить обратно в море. В результате на пологом берегу задерживаются наиболее крупные частицы песка и пр., образуя валы, нередко имеющие вид полукругов (рис. 59); более же тонкий материал уносится обратно в море.

Опытным путем и при помощи наблюдений установлено, что вынос материала на берег во время волнения превышает его снос в море при очень пологих берегах, наклоненных к уровню моря всего на 2—10°; чем меньше наклон берега в сторону моря, тем мельче выносимый песок.

Существенно по-иному проявляет себя волнение у крутых берегов, где вследствие значительного уклона дна скорость придонного отступающего движения превышает скорость наступающей

Рис. 59. Знаки всплеска (белая волнистая линия) на пологом берегу моря (по К. Андрэ, 1920).

волны. Такое соотношение скоростей приводит к тому, что волнение у крутого берега производит не созидательную, а разрушительную работу, не только разрушая берег, но и транспортируя продукты его разрушения в сторону открытого моря [1]: обломки передвигаются при этом вглубь моря до тех пор, пока энергия волн вовсе не затухнет.

б) Приливы и отливы редко достигают значительной скорости и потому их транспортирующая роль не очень велика; к тому же она обычно ограничивается перемещением материала в пределах определенной полосы. В ряде случаев они все же могут

[1] Для того, чтобы наглядно представить себе огромную энергию волн, набегающих на берег, можно указать, что напор волн, например, на о. Скерриворн (Сев. Шотландия) равняется давлению 3000 *кг* на 1 *м*², возрастая зимой до 10 000 *кг* и более. Сила прибоя в Шербурге равна 3250, в Алжире — 3500 *кг* на 1 *м*². В различных пунктах черноморского побережья Кавказа отмечается также весьма значительное давление волн. Сотрясение берегов под действием прибоя достигает такой силы, что регистрируется даже сейсмическими приборами, расположенными на далеком расстоянии от берега. Так, прибой в Бискайском заливе чувствуется на всей территории Франции, прибой у берегов Англии отмечается в Германии и в Австрии, а прибой у Скандинавских берегов ощущается на русской платформе (М. В. Кленова, 1939).

выполнять довольно значительную работу по переносу минеральных обломков. Так, например, в заливе Фунди у восточных берегов Сев. Америки, где приливы достигают значительной скорости, дно совершенно оголено приливными волнами вследствие полного удаления отсюда всех осадков.

в) Морские течения являются в условиях морской среды наиболее мощным фактором переноса. По своему происхождению они подразделяются на дрейфовые, сточные и компенсационные.

Дрейфовые течения возникают под влиянием господствующих ветров и обычно направлены вдоль берега. Они являются типичными поверхностными течениями и не захватывают толщу воды глубже 200 *м*. Арена их преимущественного действия — неритовая область, где они производят значительное перемещение материала. Помимо увлечения с собой тонких суспензированных частиц, дрейфовые течения, меняя свою скорость и направление, взмучивают донные осадки и уносят их прочь. Разумеется, что такое действие на осадки дрейфовые течения могут производить лишь в неритовой области, т. е. до глубины около 200 *м*.

Сточные течения свойственны полузамкнутым или замкнутым морям, в которые впадают многоводные реки; поступающая масса воды приводит к возникновению течений, стремящихся создать одинаковый уровень во всем бассейне; примером могут служить течения, направляющиеся из Азовского моря в Черное, из Черного в Средиземное и др. Эти течения обычно также бывают поверхностными и затрагивают донные отложения лишь на сравнительно небольших площадях в мелких участках моря.

Компенсационные течения вызываются убылью воды в каком-либо месте гидросферы под влиянием испарения или других причин.

О скорости морских течений дают представление цифры, приведенные в табл. 62; из нее можно видеть, что скорость рек и морских течений более или менее соизмеримы, но резко уступают скорости воздушных потоков.

Таблица 62

Скорость некоторых морских течений

Наименование течений	Скорость, *м/сек*
Гольфстрим у Флориды (максимальная скорость)	2,5
„ „ берегов Сев. Америки	1—0,9
„ при переходе в открытый океан	0,2
Черное море, главное течение, в среднем	0,2 —0,16
Северное море	0,07—0,04
Балтийское море, Категат и Скагеррак	0,6 —0,5
Керченский пролив, у поверхности	0,1
„ „ „ дна	0,003—0,0011

Следует особо подчеркнуть большую транспортирующую роль дрейфовых течений, действующих, как уже было указано, в пределах неритовой области, т. е. до изобаты 200 *м*. На больших же глубинах транспортирующее значение морских течений сильно снижается;

взмучивание материала со дна и перекатывание его по дну совершается здесь лишь в исключительных случаях, хотя принос тонкого и легкого вещества поверхностными слоями морской воды с последующим погружением его на большие глубины все же вполне возможен.

7. Транспортирующая деятельность организмов

Организмы, обладающие способностью к свободному передвижению, несомненно, являются одним из транспортирующих факторов зоны осадкообразования.

Аккумулируя в своем теле разнообразный материал из окружающей среды и употребляя его на построение твердой, скелетной и мягкой части своего тела, организмы тем самым меняют до известной степени направление миграции тех или иных химических элементов в зоне осадкообразования. Так, например, ионы кальция, направляющиеся с речной водой по направлению к морю, могут быть по пути извлечены из растворов пресноводными организмами, строящими свой скелет из карбоната кальция; затем организм может подняться по дну реки вверх по течению, неся вместе с собою карбонатно-кальциевый скелет и перемещая, таким образом, ионы кальция в направлении, обратном направлению нормальной миграции. Аналогичных примеров можно подыскать очень много, когда химические элементы, вовлекаемые в состав живого вещества, как бы выходят из рамок обычных путей миграции, присущих неорганической природе, и начинают совершать сложную и весьма своеобразную миграцию вместе с живыми и свободно двигающимися организмами, в состав которых они входят.

Помимо этого, некоторые организмы захватывают в свои пищеварительные органы различные минеральные обломки, которые на более или менее длительный срок становятся как бы частью организмов и перемещаются вместе с ними. Таковы, например, *гастролиты*, т. е. желудочные камни многих животных, часто хорошо отполированные действием мышц в пищеварительных органах; из современных животных их часто содержат птицы, пресмыкающиеся и др.; гастролиты тюленей и пингвинов известны у моряков под названием «балласта». Судя по местоположению круглых камней в породах, заключающих скелеты ископаемых динозавров и некоторых других животных, следует думать, что желудочные камни были также присущи некоторым древним организмам.

Присутствие минерального материала в пищеварительных органах животных, обитающих в земле (черви, кроты и т. д.), общеизвестно.

Все указанные и подобные им факты настолько наглядны и настолько бросаются в глаза наблюдателям, что до сих пор очень многие ученые склонны их весьма сильно переоценивать.

Вместе с тем, легко показать, что транспортировка материала организмами, хотя, без сомнения, и усложняет в той или иной мере его миграцию в зоне осадкообразования, тем не менее, не может нарушить хоть сколько-нибудь заметно общее направление мигра-

ции вещества, совершающейся под влиянием неорганических сил земной поверхности.

Транспортирующую работу, которую осуществляют организмы, мы можем подразделить на две категории: а) перенос материала организмами, совершающийся в ином направлении, чем это свойственно неорганической природе, так сказать, вопреки основным тенденциям, присущим неорганическим силам зоны осадкообразования, и б) перенос материала организмами в направлениях, совпадающих с основными путями поверхностной миграции.

Эффективность биогенного транспорта вещества в этих двух случаях будет существенно разной.

В первом случае, т. е. когда органическая и косная природа действует в разных направлениях, они вступают как бы в соревнование друг с другом, причем перевес всегда остается на стороне неорганических сил.

На самом деле, каждый организм обладает способностью к свободному передвижению лишь на протяжении своей жизни, являющейся одним кратчайшим мигом в разрезе геологического времени. Вещество, слагающее его тело, куда бы оно ни было занесено живым организмом, после его смерти становится частью костной материи и начинает испытывать на себе, наряду с прочим минеральным материалом, воздействие всех сил зоны осадкообразования, действующих непрерывно и неизменно в одном направлении. В частности, мертвое «живое вещество», где бы оно ни оказалось, подвергается транспортирующей деятельности воды, ветра, морских течений и пр. совершенно так же и по тем же самым законам, как и минеральный материал.

Если организмы, обладающие при своей жизни некоторым избытком энергии, используют последнюю для переноса вещества из пониженных участков в повышенные, преодолевая, таким образом, силу тяготения Земли и создавая противоречие между силами тяготения и нахождением вещества в повышенных участках, то это противоречие, созданное ж и в ы м и организмами, неминуемо будет устранено в последующем неорганическими силами зоны осадкообразования: рано или поздно вещество, перенесенное организмами в направлениях, не свойственных неорганической природе, тем или иным способом будет оттуда удалено и, следовательно, веществу будет придано более устойчивое положение.

Сказанное может быть наглядно проиллюстрировано на приведенном выше примере: живые организмы могут увлечь карбонат кальция вверх по течению реки, преодолевая своей энергией силу течения; однако, после их смерти их карбонатные раковины наравне с гальками, песчинками и другим минеральным материалом будут вновь снесены в пониженные участки теми самыми силами движущейся воды, которые раньше преодолевались живым организмом.

При желании можно подыскать бесчисленное множество примеров, когда неорганические силы зоны осадкообразования как

бы исправляют, устраняют те нарушения в равновесиях, которые создаются живой природой.

Мы можем, таким образом, притти к заключению, что в том случае, когда организмы транспортируют материал по путям, не совпадающим с путями миграции неорганической материи, они усложняют и удлиняют миграцию вещества, но не могут нарушить общего направления миграции, свойственного зоне осадкообразования. Работа, затрачиваемая при этом организмами, так сказать, полностью поглощается последующей работой неорганических сил Земли; естественно, что конечный эффект ее при таких условиях абсолютно ничтожен.

Совершенно иной результат имеет работа организмов, когда она направлена в том же направлении, в каком направлены усилия других поверхностных сил.

Мы уже знаем, что вещество магматического происхождения увеличивает в зоне осадкообразования свой объем и создает минеральные новообразования с пониженным удельным весом; такова общая тенденция трансформации магматического и иного материала в зоне осадкообразования.

Создание организмами легкого органического вещества, например создание растениями легкой древесины с удельным весом меньше единицы, вполне совпадает с общей тенденцией поверхностных процессов и мы видим, что растительный материал во многом опережает материал минерального происхождения; в частности, его перенос, как плавающего тела, совершается гораздо быстрее, чем более тяжелых минеральных частиц. Так как при этом он находится в соприкосновении с окружающей средой более короткий промежуток времени, нежели минеральные обломки, он выигрывает одновременно в своей сохранности и успевает подвергнуться при своем переносе меньшему разрушению, чем многие минеральные тела; частое нахождение растительного и вообще органического материала среди осадочных образований, несмотря на его низкую химическую устойчивость, полностью подтверждает сказанное.

В данном случае дополнительная энергия, которой обладают организмы, приводит к возникновению в зоне осадкообразования даже более легких тел, чем их обычно создают неорганические силы; поэтому некоторые биогенные продукты, подвергающиеся воздействию тех же сил, что и минеральные, проходят все этапы осадкообразования гораздо быстрее, чем неорганическое вещество. Энергия живых организмов, просуммированная с энергией неорганической природы, ускоряет, таким образом, темпы всего процесса осадкообразования.

Можно привести еще один пример, когда транспортирующая деятельность организмов совпадает с общими усилиями поверхностных сил. В реках, озерах и в морях имеется немало растений, которые плотно прикрепляются к валунам и другим более крупным минеральным обломкам. Пока такие растения имеют небольшие размеры, камни служат для них балластом, удерживающим растение у дна (рис. 60). Рост растений, может, однако, привести к тому, что их подъемная сила превысит силу тяжести камня; тогда вся

система, состоящая из валуна и прикрепленного к нему растения, всплывает к поверхности и легко переносится течениями. Естественно, что камни, как бы облегченные деятельностью прикрепляющихся к ним растений, а потому всплывшие к поверхности воды, будут передвигаться значительно быстрее и легче, чем в том случае, если бы к ним не прилагалась энергия живого вещества. Последняя, опять-таки, суммируясь с общими усилиями зоны осадкообразования, убыстряет процесс транспортировки, а следовательно, увеличивает темп всего осадкообразования.

Совершенно аналогично могут транспортироваться при содействии организмов валуны и другие более или менее крупные минеральные обломки, застрявшие в корнях наземных растений, впоследствии попавших в движущуюся воду.

Рис. 60. Галька с прикрепленным к ней морским растением. Музей Московского нефтяного института (0,25 нат. вел.).

Из всего сказанного мы можем сделать вывод, что:

а) *в случае совпадения усилий организмов с общими усилиями поверхностных сил биогенные процессы убыстряют процессы осадкообразования* (и в частности — процессы переноса материала) *и делают их более эффективными; биогенные процессы, направленные в ином направлении, нежели общие неорганические процессы осадкообразования, усложняют и замедляют их, но не изменяют их конечного результата; как в том, так и в другом случае определяющим фактором является энергия минеральной материи, а не организмов;*

б) *жизнедеятельность организмов приводит к эффективным результатам как в отношении транспортировки материала, так и других процессов осадкообразования, лишь в том случае, если усилия организмов совпадают, а следовательно, и суммируются с другими транспортирующими и осадкообразующими силами поверхности Земли.*

Формулированные только что выводы, как это легко видеть, даны в общем виде, а не только применительно к транспортирующей деятельности организмов. Основания для такой расширительной трактовки положений, изложенных на предыдущих страницах, будут сообщены ниже (см. особенно стр. 373).

Как и все в природе, соотношение между биогенными и минералогенными силами не остается постоянным, а подвержено измене-

ниям во времени. Если до настоящего геологического момента перевес в осадкообразующей деятельности всегда оставался на стороне неорганической природы, то в дальнейшем, по мере того как организмы, и в том числе человек, будут все более и более овладевать природными материальными и энергетическими ресурсами, это соотношение сил может сильно измениться.

Для нас же, изучающих осадочные породы, т. е. продукты геологического прошлого, особый интерес представляет это соотношение в минувшие геологические эпохи, для которых правильность указанных выводов об осадкообразующей деятельности организмов является совершенно очевидной.

ГЛАВА V

ОСАЖДЕНИЕ СОСТАВНЫХ ЧАСТЕЙ ОСАДКА (НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКА)

1. Общие замечания

После разрушения материнских пород и блуждания продуктов их разрушения по земной поверхности наступает следующая стадия в образовании осадочных пород, а именно, стадия о с а ж д е н и я составных частей будущего осадка; при этом осаждению подвергаются не только непосредственные продукты разрушения материнских пород, но и возникшие за их счет различные новообразования (мотогенные выделения), а также пирокластический и космический материал, входящий в зону осадкообразования.

Все то, что подвержено осаждению в данном пункте земной поверхности, образует здесь под водным или воздушным покровом рыхлый осадок, который можно уже рассматривать как эмбриональное состояние осадочной породы. Поэтому стадию осаждения составных частей осадка рационально называть также стадией н а к о п л е н и я о с а д к а (но еще не осадочной породой, которая образуется из рыхлого осадка лишь впоследствии).

При рассмотрении процессов переноса уже обрисовывалась разница между ними и процессами осаждения; напомним еще раз, что если для переноса характерно наличие одностороннего давления на перемещаемое тело со стороны транспортирующей среды, причем сила этого давления превышает силу тяжести и инерции данного тела, то при осаждении ведущей величиной является уже сила тяжести, вследствие чего движение осаждающегося тела приближается к движению свободно падающего тела.

Рассмотрим сначала самый простейший случай осаждения вещества из совершенно спокойной водной среды.

2. Осаждение частиц в стоячей воде

В безвоздушном пространстве, как известно, тела падают со скоростью, не зависящей от размера этих тел; но скорость их падения в какой-либо среде (воде, воздухе и т. д.), которая оказывает падающему телу сопротивление, подчиняется иным закономерностям.

Как известно из физики, сопротивление W, оказываемое водой твердому шару с радиусом r, падающему со скоростью v, равно:

$$W = 6\pi\mu rv,$$

где μ — коэфициент вязкости воды, зависящий от температуры.

Сила P, заставляющая этот шар падать, будет равна:

$$P = \frac{4}{3}\pi r^3 (d_1 - d)\, g,$$

где d — уд. вес воды, d_1 — уд. вес падающего тела, g — ускорение силы тяжести.

Если падение равномерно, то

$$P = W;$$

другими словами

$$6\pi\mu rv = \frac{4}{3}\pi r^3 (d_1 - d)\, g;$$

отсюда можно получить, что

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

Эта формула известна под названием формулы Стокса; она широко используется для определения скорости падения частиц при механическом анализе методом размучивания.

Ускорение силы тяжести g на уровне моря колеблется для разных широт в пределах от 978,030 *см/сек*² для широты в 0° и до 983,216 для широты 90°; в среднем оно может быть принято равным 981 *см/сек*².

Тогда, преобразуя соответственно формулу Стокса, получаем:

$$v = \frac{2}{9} \cdot 981 \cdot \frac{r^2 (d_1 - d)}{\mu} = 218\, \frac{r^2 (d_1 - d)}{\mu}$$

Так как уд. вес воды d может быть принят равным 1, а средний уд. вес падающих минеральных частичек — равным 2,65 (величина, близкая к уд. весу наиболее распространенных кварца и полевых шпатов), то

$$v = 218\, \frac{r^2 (2{,}65 - 1)}{\mu} = \frac{359{,}7}{\mu}\, r^2.$$

Так как петрографу чаще приходится манипулировать не с радиусом, а с диаметром частиц, то удобно r заменить $\frac{D}{2}$, где D — диаметр частицы; тогда получим:

$$v = \frac{359{,}7}{\mu} \cdot \left(\frac{D}{2}\right)^2$$

или

$$v = \frac{359{,}7}{\mu} \cdot \frac{D^2}{4} = \frac{89{,}925}{\mu} \cdot D^2.$$

Из этой формулы ясно, что если мы будем исчислять скорость падения частиц с диаметром, равным 0,1, 0,01, 0,001 *мм* и т. д., то так как один множитель $\left(\frac{89{,}925}{\mu}\right)$ будет при одной и той же температуре оставаться постоянным, а другой (D^2) будет выражаться всегда единицей на разном месте после занятой, то скорости падения таких частиц будут отличаться друг от друга ровно в 100 раз.

Так как коэфициент вязкости воды μ понижается с возрастанием температуры, то при прочих равных условиях *скорость падения частиц одного*

и того же размера в теплых водах будет несколько больше, чем в холодных. Следовательно, процесс осадконакопления в экваториальных областях должен протекать в общем несколько более ускоренными темпами, чем в высоких широтах. Фактического материала, подтверждающего это положение, мы, однако, пока не имеем, за отсутствием точных наблюдений в этой области.

Подставляя в формулу Стокса те или иные значения, характеризующие плотность воды, удельный вес падающих частичек, коэфициент вязкости и ускорение силы тяжести, можно вычислить скорость падения частиц разного диаметра.

A. Hazen (1914), исследовавший процесс осаждения в водной среде, дает скорости падения частиц разного размера, приведенные в табл. 63.

Таблица 63

Скорость осаждения частиц разного размера при t° 15° C

(По A. Hazen, 1914)

Диаметр частиц, *мм*	Скорость осаждения, *мм/сек*	Способ определения
1,00	100	Основано на опытах
0,80	83	
0,60	63	
0,50	53	
0,40	42	
0,30	32	
0,20	21	
0,15	15	
0,10	8	
0,08	6	Интерполяция кривой
0,06	3,8	
0,05	2,9	
0,04	2,1	
0,03	1,3	
0,020	0,62	Исчислено по формуле
0,015	0,35	
0,010	0,154	
0,008	0,098	
0,006	0,055	
0,005	0,0385	
0,004	0,0247	
0,003	0,0138	
0,002	0,0062	
0,0015	0,0035	
0,0010	0,00154	
0,0001	0,0000154	

Отсюда легко вычислить время, потребное для погружения на 10 *см* частиц разного диаметра (табл. 64).

Можно также показать, что для погружения частички крупного песка диаметром 1 *мм* с поверхности моря на предельную глубину неритовой области в 200 *м* требуется время только 30—35 мин., т. е. несколько более получаса, тогда как глинистая частица

Таблица 64

Время, потребное для погружения частиц на 10 *см*

Диаметр частиц, *мм*	Время, теоретически потребное для погружения частицы на 10 *см*	Примечания
1,0	1 сек.	Грубые дисперсии
0,1	12,5 сек.	
0,01	10 мин. 49,3 сек.	
0,001	18 ч. 02 мин. 15 сек.	
0,0001	75 дней 3 ч. 45 мин.	Коллоиды
0,00001	2 года 29 дней	
0,000001	2081 год 331 день	

размером 0,01 *мм* должна проходить тот же путь примерно в 15 дней, т. е. в полмесяца.

Stokes и Oseen вычислили скорость падения округлых частиц с уд. весом 2,7 в водной среде при разной температуре (см. табл. 65; цитируется по М. С. Швецову, 1934).

Таблица 65

Скорость падения частиц при разных температурах

(По Stokes a. Oseen)

Температура	Скорость погружения в *см/сек* при диаметрах частиц (*мм*)			
	1,0	0,1	0,01	0,001
0°	6,57	0,49	0,0052	0,000052
5°	6,64	0,57	0,0061	0,000061
10°	6,69	0,65	0,0071	0,000071
20°	6,74	0,80	0,0092	0,000092
Увеличение скорости между 0° и 20° в %	2,5	63	77	77

Характерно, что по мере возрастания температуры скорость падения мелких частиц увеличивается более, чем крупных; другими словами, с повышением температуры разница в скоростях осаждения частиц разного размера становится меньше. На основании этого можно ожидать, что *в теплых водоемах сортировка частиц по их крупности, происходящая в процессе осаждения материала, будет менее совершенной* (осадок будет более разнозернистым), *чем в холодных бассейнах*, где разделение частиц по крупности должно проявляться при прочих равных условиях в большей степени.

Не следует, однако, увлекаться точностью всех подобных вычислений, так как в зоне осадкообразования почти никогда не наблюдается падения тел строго в вертикальном направлении, например, с поверхности моря на его дно; основная масса донных

отложений, особенно неритовой области, накапливается не путем падения составных частей осадка сверху, а приноса их сбоку, со стороны суши. Кроме того, среда, в которой происходит осаждение, никогда не бывает абсолютно спокойной; поэтому путь частицы, стремящейся ко дну, нельзя представлять себе прямой линией; напротив, он всегда бывает очень сложен и извилист, что связано с тем, что силы переноса и силы осаждения могут сочетаться в самых разнообразных комбинациях и на отдельных отрезках пути приводить к весьма различным результатам.

Все это заставляет относиться к приведенным выше скоростям осаждения частиц весьма осмотрительно, расценивая их скорее лишь как теоретически возможные максимальные скорости, а не как действительные скорости погружения минеральных обломков в водной среде в условиях зоны осадкообразования.

Условность указанных скоростей осаждения вытекает, однако, не только из сложности природной обстановки, но также и из тех предпосылок, которые положены в основу их вычисления.

Действительно, формула Стокса, на основе которой определяется скорость падения частиц, исходит из предположения, что осаждающиеся частицы имеют геометрически правильную шарообразную форму. На самом же деле минеральные осколки могут иметь самую разнообразную форму, вплоть до листоватой, как, например, у слюд; при этих условиях каждое зерно, обладающее своей оригинальной формой, строго говоря, должно иметь свою особую скорость осаждения.

Кроме того, вычисляя по формуле Стокса скорость осаждения, было условно принято, что удельный вес частиц равен 2,65, т. е. близок к удельному весу кварца и полевого шпата. В зоне же осадкообразования возможно осаждение из воды материала весьма разнообразной плотности, от величины, несколько превышающей единицу (например, обломки набухшей древесины), до тел с уд. весом 16—19 (крупинки самородных платины и золота). Разумеется, вместе с тем, что частицы совершенно равного размера и одинаковые по форме, но обладающие разным удельным весом, будут осаждаться с разной скоростью.

Далее, при тех же вычислениях, исходящих из формулы Стокса, удельный вес водной среды принимается равным 1, тогда как в действительности он всегда несколько больше и представляет собою на пути погружающейся частицы переменную величину (возможно прохождение частицы через слои воды с разным удельным весом). Точно так же условно была принята температура осаждения, равная 15° С, от которой в зоне осадкообразования постоянно наблюдаются отклонения.

Наконец, формула Стокса, как уже указывалось, исходит из предположения, что среда, в которой протекает осаждение частиц, остается все время абсолютно спокойной, чего в природе никогда не наблюдается.

Кроме всего сказанного, экспериментальные исследования показали, что формула Стокса приложима лишь к частицам малого размера, тогда как для частиц примерно 0,1 *мм* в диаметре и более

она теряет свое значение; *поэтому, между прочим*, в табл. 63 скорости погружения более крупных частиц даны не по формуле Стокса, а на основании опытных данных.

Мы видим, таким образом, что действительная скорость осаждения минеральных частиц, если даже мы примем идеальную, абсолютно спокойную среду, зависит от множества переменных факторов (форма частицы, ее удельный вес, соленость и плотность воды, температура и пр.), которые *далеко не все* учитываются формулой Стокса: поэтому безоговорочное применение последней к природной обстановке невозможно.

Следует указать, что в спокойной водной среде частицы незначительных размеров вскоре после начала своего осаждения приобретают постоянную скорость, которую называют к о н е ч н о й с к о р о с т ь ю. Объясняется это тем, что ускорение силы тяжести в определенный момент *становится равным* сопротивлению воды, а поэтому дальнейшее движение вниз приобретает равномерный характер.

С этим связано то важное обстоятельство, что частицы равного размера, но принадлежащие разным минералам, падают с разной скоростью. Для частиц каждого отдельного минерала, помимо их размеров, конечная скорость определяется удельным весом, формой, смачивающей *способностью* и *другими* причинами. Так, например, по наблюдениям H. Sorby частицы кварца и каолина с диаметром 0,25 *мм* имеют конечную скорость: первого минерала — 3,3 *см/сек*, второго — 0,00008 *м/сек*.

Из сказанного понятно, почему среди осадочных пород нередко находятся удивительно отсортированные минеральные частицы — скопления как бы отобранных каолиновых частиц, мелкозернистых кварцевых песков и т. д.

3. Понятие о поверхностной осадочной (седиментационной) дифференциации вещества

Только что мы видели, что даже в самом элементарном случае осаждения вещества из спокойной воды, не усложненном многочисленными факторами, *действующими в зоне осадкообразования*, при известном сочетании условий возможно разделение осаждающегося материала по его химико-минералогическому составу, а также по его крупности.

Подобное разделение вещества при его осаждении мы наблюдаем буквально повсюду, как в природе, так и в искусственной обстановке. Горсть разнозернистого песка, брошенная в банку с водой, дифференцируется в результате *осаждения* по крупности и удельному весу: наиболее тяжелые и значительные по размеру частицы располагаются у дна сосуда, а более мелкие и легкие — над ними. Равнозернистая механическая смесь разных минералов при тех же условиях разделяется по удельному весу: частицы минерала с высоким удельным весом опередят при своем падении частицы более легкого минерала и тем самым отсортируются от них, образуя у дна сосуда осадок, обогащенный *тяжелым минералом*.

Достаточно вспомнить наши повседневные наблюдения над работой ручьев, рек, над осаждением пыли из атмосферы и т. д., чтобы понять, что дифференциация вещества в процессе его осаждения или иначе — в процессе его выпадения из путей миграции, протекает в зоне осадкообразования в чрезвычайно широких масштабах. Не будет преувеличением утверждение, что мы не можем представить себе осаждения какого бы то ни было материала без того, чтобы он не испытал при этом в той или иной мере дифференциации.

Можно сказать, что *каждая осадочная порода представляет собою продукт дифференциации вещества изначальных пород*. Действительно, если бы процесс осадкообразования сводился только к раздроблению материнских пород и к одновременному переотложению всех продуктов их разрушения, то на всем земном шаре возникали бы совершенно однородные минеральные осадки и химический состав их в точности соответствовал бы химическому составу изверженных пород, за счет разрушения которых они образовались.

Однако, в действительности среди осадочных пород мы наблюдаем огромное разнообразие типов, многие из которых, как, например, известняки, гипсы, кремнистые породы, калийные соли и т. д., резко отличаются по своему составу от магматических образований. Такая бросающаяся в глаза разница между прародителями (магматическими породами) и их потомками (минеральными осадками) объясняется тем, что в процессе осадкообразования происходит вовсе не простое переотложение разрушенных пород, подобно тому, как мы можем переместить какую-нибудь вещь с одного места на другое, только разбив ее на части в процессе перемещения, но не изменив ее химического состава; напротив, в зоне осадкообразования, где действует, как мы уже знаем, целый комплекс самых разнообразных сил, происходит разобщение, д и ф ф е р е н ц и а ц и я продуктов разрушения материнских пород. Среди минеральных осадков мы находим буквально все составные части изначальных пород, но они дифференцированы, разобщены между собою, образуют местные скопления, а потому так резко не похожи на продукты, за счет которых они произошли.

Не следует думать, что разобщение продуктов разрушения материнских пород происходит в зоне осадкообразования только под влиянием чисто физических сил. Напротив, в этом же процессе принимают широкое участие химические силы и в результате вещество может подразделяться по признаку как своих физических, так и химических свойств; подобно тому, как химик-аналитик разлагает данный ему материал на составные части и последовательно выделяет из полученного раствора один компонент за другим, так и в природе осуществляется последовательное выпадение в осадок различных продуктов химического разложения материнских пород.

Разобщение составных частей изначальных пород, происходящее в зоне осадкообразования, мы будем называть о с а д о ч н о й или, пользуясь иностранным термином, с е д и м е н т а ц и о н н о й п о в е р х н о с т н о й д и ф ф е р е н ц и а ц и е й. В зави-

симости от характера сил, приводящих к разделению вещества, можно различать механическую и химическую осадочные дифференциации.

Как механическая, так и химическая дифференциации вещества в зоне осадкообразования в значительной мере предопределяются еще в стадию разрушения материнских пород; действительно, возникновение обломков, имеющих различные размеры, неминуемо должно привести в последующем к их рассортировке по крупности. Точно так же, появление в результате химического разложения солей различной растворимости, обладающих различной способностью удерживаться в растворе, предрешает их разновременное выпадение в осадок и, следовательно, их разобщение. Исключение из этого не составляют и коллоидальные продукты распада, которые обладают различной способностью к коагуляции, что обусловливает их неодинаковое поведение в путях миграции; выше уже упоминалось, например, о том, что положительные коллоиды (главным образом окислов металлов) выпадают в осадок раньше, нежели отрицательные (ср. стр. 178).

Следует заметить, что осадочная дифференциация в той или иной мере прослеживается на протяжении всех поверхностных путей миграции. Она начинается еще при горных обвалах, когда наиболее тяжелые куски пород подходящей формы в силу инерции могут прокатиться по склону далее других обломков, которые остаются позади, ближе к разрушающемуся горному массиву; она продолжается в реках, отсортировывающих обломки по их величине и удельному весу, образуя таким путем местные минеральные концентрации, которые мы называем аллювиальными месторождениями; дифференциация отчетливо проявляется у устьев рек, когда под влиянием коагулирующего действия морской воды в области дельт из континентальных пресных вод выпадают в осадок коллоидальные вещества, а многие растворимые соли продолжают свой путь далее в открытое море; дифференциация не вполне еще заканчивается и при образовании соляных месторождений, когда растворимые соли последовательно, одни за другими выпадают в осадок в соответствии с законами физической химии; даже при этих последних этапах осадочной дифференциации вещества в растворе обычно сохраняются последние дериваты химической дифференциации — соли магния и калия, которые впоследствии еще продолжают свое блуждание в зоне осадкообразования, как бы отыскивая обстановку, при которой они могут перейти из состояния подвижной миграции в состояние твердого осадка.

Легко заметить, что осадочная дифференциация, если рассматривать ее в грубых чертах, приводит к последовательному выпадению в осадок раздробленных систем различной степени дисперсности и осаждает одну за другой:

грубодисперсные системы → коллоидно-дисперсные системы ⇒ молекулярно (ионно)-дисперсные системы.

Пока дифференциация касается грубодисперсных систем, она осуществляется под влиянием физических факторов и мы говорим

про механическую дифференциацию; последовательное выпадение в твердую фазу коллоидального и нормально растворенного вещества протекает преимущественно под влиянием химических сил, и мы говорим в этом случае о химической дифференциации.

В действительности же оба эти вида осадочной дифференциации могут протекать одновременно, взаимно перекрывать друг друга, иногда сливаться в одно природное явление: в этом случае их трудно разграничить между собою. Но для удобства их обозрения мы будем рассматривать их отдельно, ни на минуту, однако, не забывая условности такого разграничения, в действительности не существующего в природе.

Когда в результате дифференциации возникает хорошо отсортированный осадок, причем безразлично — механическим или химическим путем была произведена отсортировка материала, то можно говорить о чистых продуктах осадочной дифференциации; к ним будут относиться, например, хорошо отсортированная глина, хорошо отсортированный кварцевый песок, чистый известняк, каменная соль и другие подобные механически или химически однородные осадочные образования.

Однако, в сложной обстановке зоны осадконакопления редко достигается безупречная дифференциация вещества; поверхностная дифференциация чаще всего приводит лишь к большему или меньшему обогащению осадка тем или иным продуктом; в этом случае возникают сложные, недостаточно отсортированные, смешанные продукты дифференциации, занимающие промежуточное положение между чистыми продуктами дифференциации. Такие типы осадков могут возникать как под влиянием смешения различных продуктов только механической или только химической дифференциации, так и при смешении продуктов и химической и механической дифференциации. Представителями смешанных продуктов осадочной дифференциации являются, например, глинистый или песчаный известняк, конгломерат с примесью песка, доломит с сингенетичными включениями гипса и тому подобные осадочные образования.

Понятие об осадочной химической дифференциации вещества было введено Л. В. Пустоваловым (1936—1937 гг.); он же обратил внимание на исключительное значение разобщения материи в зоне осадкообразования в создании различных типов осадочных пород [1].

4. Механическая осадочная дифференциация

Механическая дифференциация вещества обратила на себя внимание геологов уже давно, хотя совокупность соответствующих явлений и не называлась тем термином, которым мы здесь пользуемся; лишь в работе В. П. Батурина (1931) можно найти весьма

[1] Материал, относящийся к осадочной дифференциации, излагается по рукописной работе Л. В. Пустовалова: «Основные законы образования минеральных осадков», 1937, доложенной на 1 заседании постоянной комиссии по осадочным породам при Моск. Общ. испытателей природы в феврале 1938 г.

краткое упоминание о «дифференциации терригеновых осадков». Сущность относящихся сюда явлений достаточно хорошо изучена и излагается в общих чертах даже в самых элементарных руководствах по геологии.

При механической дифференциации решающее значение принадлежит величине обломков, их форме, их удельному весу, а также характеру и скорости транспортирующей среды.

Весьма важное значение играет при этом то обстоятельство, что живая сила воды или иного транспортирующего фактора не иссякает внезапно, а ослабевает более или менее постепенно, благодаря чему в различных точках путей миграции осаждается материал определенного качества; когда становится возможным осаждение одной части материала, другая его часть еще продолжает испытывать движение и удерживается еще в путях миграции. Таким образом, *транспортирующийся материал обычно выпадает из путей миграции не сразу, а в известной закономерной последовательности.*

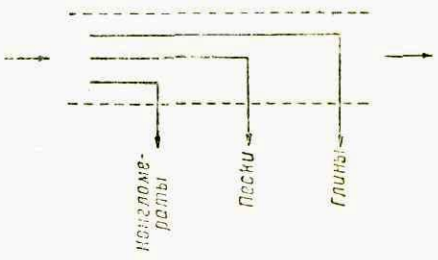


Рис. 61. Схема механической осадочной дифференциации по крупности обломков.

В результате достигается более или менее правильное размещение обломков по их крупности и удельному весу; естественно, что при одних и тех же условиях крупные минеральные обломки будут передвинуты от массива материнских пород на меньшее расстояние, нежели более мелкие; самые же мельчайшие частицы будут унесены дальше всех других и отложатся наиболее далеко от материнского массива; их время миграции и блуждания по земной поверхности вместе с природными водами будет продолжительнее, чем других более крупных обломков. Таким образом, все рыхлые минеральные продукты отсортируются по своей крупности; схематично это можно изобразить так, как это показано на рис. 61. Вокруг разрушающегося массива материнских пород (например, в морях вокруг континента или на суше — вокруг горной области) возникает вследствие этого ряд поясов осадочных образований, закономерно сменяющих друг друга в пространстве.

Границы между этими последовательными поясами разнозернистых отложений, конечно, нельзя представлять себе в виде совершенно правильных геометрических линий; в силу исключительной сложности природной обстановки, распределение скоплений минеральных частиц различной крупности вокруг разрушающегося массива материнских пород может приобрести весьма причудливую форму. Она в значительной мере может усложняться также неполнотой дифференциации, когда к грубообломочным породам может примешаться то или иное количество тонкого глинистого материала, или наоборот. Но, несмотря на это, в грубой схеме и в первом приближении правильность указанного только что распре-

деления осадков по крупности зерна все же сохраняет в действительности свою силу даже в том случае, если, например, пояс распространения глинистых осадков нарушается вторжением в него ленты песков, приносимых подводным течением, и т. д.

Механическая осадочная дифференциация производит рассортировку минеральных обломков, как уже было указано, не только по их крупности, но также по их форме и удельному весу. Плоские пластинчатые чешуйки слюды могут быть унесены движущейся водой или ветром гораздо дальше, чем шарообразные зерна кварца того же диаметра; этим объясняется уже отмечавшееся присутствие довольно крупных чешуек слюды среди тонких глинистых осадков.

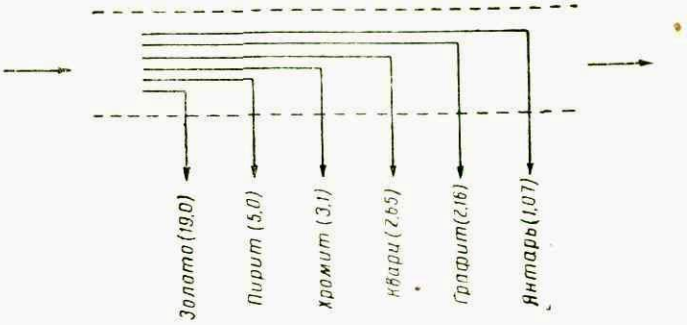


Рис. 62. Возможная схема механической дифференциации вещества по удельному весу (при ровной величине обломков).

С другой стороны, тяжелая песчинка золота и сравнительно легкая песчинка кварца такого же точно размера будут тоже разобщены силами механической дифференциации, так как скорости переноса той и другой при прочих равных условиях будут существенно различаться между собою.

Схема механической дифференциации вещества в том случае, когда разобщение более или менее равнозернистого материала происходит по признаку удельного веса зерен, может иметь, например, вид, изображенный на рис. 62.

Так как в природе механическая дифференциация осуществляется в результате разных причин (крупность зерна, удельный вес обломков и т. д.), то в каждом отдельном случае схема дифференциации может значительно усложняться.

Надо иметь в виду, что твердость минералов, их спайность и связанная с ними способность к механическому раздроблению, наконец, их удельный вес, — все эти чисто физические свойства находятся в прямой и постоянной сопряженности с химическим составом минералов. Мы знаем, что золото и платина всегда тяжелее кварца; что полевые шпаты и слюда обладают меньшей твердостью, чем кварц, что вследствие наличия у них резко выраженных направлений спайности они значительно легче раздробляются, нежели кварц, гранат и турмалин. Другими словами, *с величиной, формой*

и удельным весом минеральных обломков обычно сопрягается их химико-минералогический состав. Следовательно, когда в процессе механической дифференциации происходит рассортировка частиц по их крупности, форме и удельному весу, то одновременно материал распределяется и по своему химико-минералогическому составу. Таким путем среди осадочных пород образуются многие весьма важные месторождения полезных ископаемых: россыпи золота, платины, оловянного камня, драгоценных камней, гранатовые и корундовые пески и т. д., и т. д.; все они являются результатом осадочной механической дифференциации вещества. По терминологии А. Е. Ферсмана (1934) они представляют собою продукты м е х а н о г е н е з а, проявляющегося у поверхности Земли под влиянием механических сил зоны осадкообразования.

Но помимо таких более редких, а потому и более ценных продуктов механической дифференциации, среди современных и ископаемых осадков находятся широко распространенные продукты механогенеза — конгломераты, пески, алевролиты, глины и пр., которые также обязаны своим происхождением механической осадочной дифференциации.

5. Химическая осадочная дифференциация вещества

Если сущность механической дифференциации, управляемой чисто физическими законами, в общем достаточно проста, то химическая дифференциация материи представляется значительно более сложным явлением, не столь бросающимся в глаза, а потому еще до сих пор недостаточно осознанным геологами и петрографами, хотя значение ее столь же, если еще не более огромно, как и механической дифференциации.

Химическая дифференциация вещества в условиях земной поверхности стала выясняться лишь в самое последнее время; к освещению относящихся сюда явлений почти одновременно и независимо друг от друга подошли некоторые почвоведы, В. М. Гольдшмидт (1931), работа которого была помещена в металлургическом журнале, а потому долгое время оставалась неизвестной среди советских геологических кругов, А. Е. Ферсман (1934) и Л. В. Пустовалов (1934—1936), излагавший основы учения о химической дифференциации вещества в зоне осадкообразования в лекциях по петрографии осадочных пород, читавшихся в Московском нефтяном институте с 1934 г. Это свидетельствует лишь о том, что разбирающийся сейчас вопрос вполне назрел и требует своего оформления и дальнейшей разработки.

Поскольку проблема химической дифференциации является новой и мало известной не только среди широких кругов, но и среди специалистов, и поскольку из нее никем еще не сделано тех весьма важных выводов и геологических обобщений, которые напрашиваются сами собою, ниже излагаются в общих чертах относящиеся сюда взгляды различных исследователей.

В. М. Гольдшмидт не употребляет в своей работе термина «химическая дифференциация», а пользуется словом «Stofftrennung»,

что означает «разделение вещества». Он указывает, что историю вещества в поверхностной зоне земного шара можно уподобить в первом приближении количественному химическому анализу, протекающему в гигантском масштабе. Приводя графическую схему, воспроизведенную на рис. 63, В. Гольдшмидт поясняет ее следующим образом: в процессе осадкообразования раньше всего осаждаются более крупные песчаные частицы, в основной своей массе состоящие из кварца (SiO_2). Далее осаждается глинистый материал, в составе которого, как известно, существенную роль играет алюминий; одновременно осаждается кремнезем, не успевший выпасть вместе с песчаными частицами, а также SiO_2, химически связанный с алюминием; тут же частично начинают осаждаться соединения железа; тонкие глинистые частицы адсорбируют из морской воды калий; в итоге образуется то, что можно назвать глинистыми осадками; затем происходит последовательное выпадение соединений железа, марганца и, наконец, углекислого кальция. Скопления последнего образуют известняки. Если известковый ил отлагается в условиях повышенной концентрации магниальных солей, то он может реагировать с солями магния, находящимися в морской воде, и образовывать двойную углекислую соль кальция и магния, доломит— $CaMg(CO_3)_2$. При соответствующих благоприятных условиях последними осаждаются легко растворимые морские соли натрия, калия и магния.

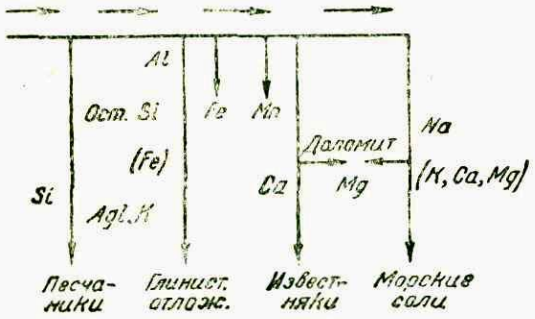
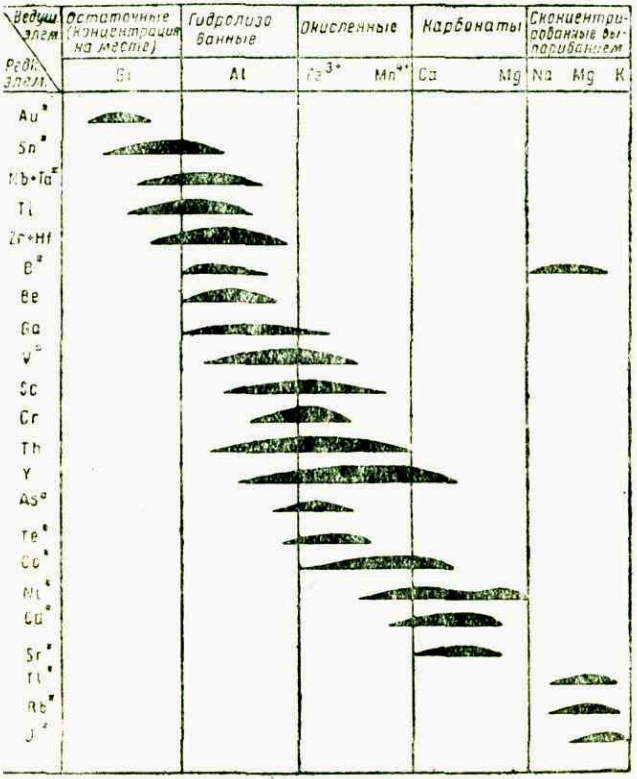


Рис. 63. Разделение вещества в осадках. (По В. М. Гольдшмидту, 1931).

Этот, намеченный В. Гольдшмидтом ход последовательного осаждения вещества в процессе осадкообразования, несомненно, представляет очень большой интерес, так как он впервые, может быть, не вполне сознательно, намечает историческую последовательность выпадения в осадок различных компонентов. К сожалению, В. Гольдшмидт не делает даже попытки увязать его с общим историческим развитием Земли и не переносит его на давно прошедшие геологические времена. К тому же в своей схеме разделения вещества он не разграничил выпадения минеральных частиц под влиянием силы тяжести от осаждения вещества из растворов, несмотря на то, что между тем и другим способом дифференциации имеется весьма существенная принципиальная разница. Наконец, схема В. Гольдшмидта не учитывает некоторых весьма существенных компонентов осадочных пород и намечает, как мы увидим далее, последовательность выделения вещества в осадок, не вполне соответствующую геологическим наблюдениям, а потому несколько неправильную.

же работе В. Гольдшмидта мы находим, наконец, довольно
рассмотрение причин, приводящих к разновременному
ю в осадок тех или иных солей, находящихся в растворе.
гороне вопроса мы вернемся несколько ниже; сейчас же
этим, что на основании геохимического анализа В. Гольд-
иходит к выводу, что чем «щелочнее» металл, тем дольше
находиться в растворе и тем дольше, следовательно, проис-
) миграция по земной поверхности (продолжительность



ис. 64. Порядок выпадения некоторых элементов в процессе осадкообразования. (По В. М. Гольдшмидту, с дополнениями В. В. Щербиной).

, как мы увидим далее, *зависит, главным образом*, от
льно-восстановительного потенциала, концентрации водо-
онов, а также валентности металла); поэтому одновалент-
ю щелочные металлы (калий, натрий и др.) осаждают-
ую последнюю очередь; раньше их выпадают в твердую
хвалентные щелочноземельные металлы (кальций, магний
соединения двухвалентного железа; еще более ограничена
трехвалентного железа и т. д.

Кроме осаждения основных, так сказать, ведущих химических элементов, В. М. Гольдшмидт выяснил порядок выпадения в осадок «малых» элементов, как это изображено на рис. 64.

А. Е. Ферсман (1934) намечает последовательность выпадения морских осадков в результате физико-химических процессов так, как это указано в табл. 66.

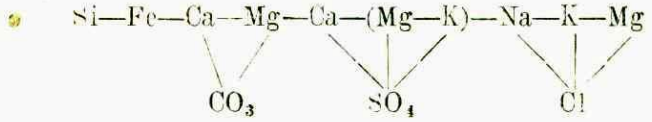
Таблица 66

Последовательность образования осадков соляных бассейнов

(По Е. А. Ферсману, 1934)

Зоны	Характерные элементы и минералы
Кремневых отложений	SiO_2
Железистых осадков	$Fe^{...}$ — лимонит
Карбонатов Ca и Mg	Ca, Mg, CO_3 — кальцит, доломит
Гипса	Ca, SO_3 — гипс (иногда NaCl)
Ангидрита	Ca, SO_3, (Na), (Cl) — ангидрит, NaCl
Полигалита	Ca, Mg, K, SO_3, Na, (Cl) — полигалит, NaCl
Астраханита	Na, (K), Mg, SO_3, (Cl) — астраханит, рейхардит, леонит, NaCl
Каинита	Na, K, Mg, Cl, SO_3 — каинит, кизерит, карналлит, NaCl
Карналлита	Na, K, Mg, Cl — карналлит + NaCl
Бишофита	Na, (K), Mg, Cl — карналлит, бишофит + NaCl

Эта же схема для главнейших химических элементов имеет такой вид:



или упрощенно:

для анионов $CO_3 \rightarrow SO_4 \rightarrow Cl$

для катионов $Fe \rightarrow Ca \rightarrow K \rightarrow Mg$

В другом месте своей работы тот же автор приводит следующую, по его мнению наиболее вероятную последовательность выпадения вещества в осадок (табл. 67).

В этом ряде имеются неточности; так, например, магний никогда не выпадает в значительных количествах раньше кальция (образование известняков, как известно, предшествует образованию доломитов); окисное железо, как мы увидим далее, также выпадает не после, а до массового осаждения кремнезема. Все же, как одна из первых попыток, схема последовательности выпадения вещества в осадок, намечаемая А. Е. Ферсманом, представляет несомненный интерес.

Л. В. Пустовалов в отличие от В. М. Гольдшмидта разграничивает механическую и химическую осадочные дифференциации и

дает схему последней, изображенную на рис. 65. Схема эта составлена с учетом геологических наблюдений над последовательной сменой различных типов осадочных пород СССР как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, над преимущественной приуроченностью различных синхронных выделений к определенным фациям, а также с учетом наших знаний о геохимическом поведении отдельных соединений и элементов в зоне осадкообразования.

Таблица 67

Наиболее вероятная последовательность выпадения вещества в осадок из растворов

(Последовательность выпадения сверху вниз, по А. Е. Ферсману, 1934)

Валентность	Элемент
IV	Кремний
III	Железо
III	Алюминий
II—III—IV	Марганец
II	Магний
II	Кальций
I	Натрий

Предположим, — говорит Л. В. Пустовалов, — что из какого-то пункта земной поверхности, например из области интенсивного разрушения магматических горных пород, одновременно вступают в миграцию в виде молекулярных и коллоидальных растворов самые разнообразные вещества и двигаются в одном направлении (на схеме слева направо), переходя последовательно из речных вод в прибрежные солоноватые воды, а еще далее поступая в морские водоемы.

При этих условиях, проходя намеченный путь, весьма обычный, между прочим, в зоне осадкообразования, различные элементы и их соединения будут вести себя весьма разнообразно. Одни из них, бо-

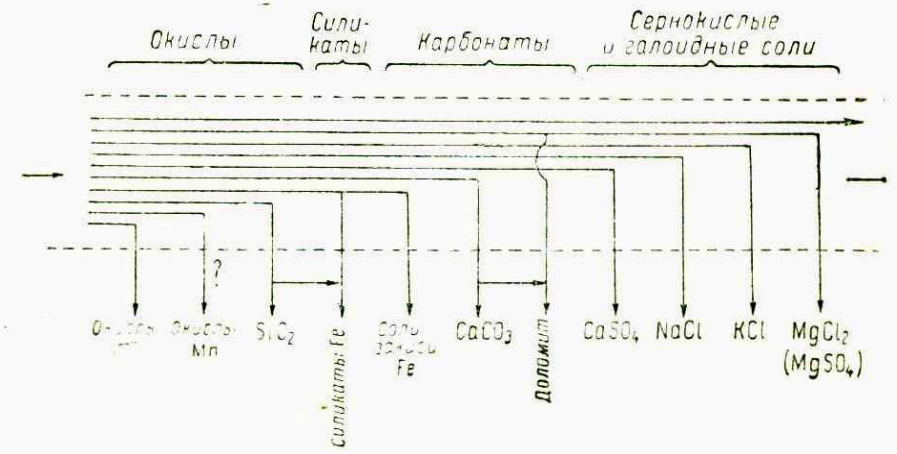


Рис. 65. Схема химической осадочной дифференциации вещества (По Л. В. Пустовалову, 1934—1937.)

лее трудно растворимые и легко осаждаемые, могут выбыть из путей миграции очень быстро, другие, напротив, будут удерживаться в растворе чрезвычайно долго, будут совершать весьма длинный

и долгий путь перемещения по земной поверхности; миграция таких элементов может протекать на протяжении многих геологических эпох, пока, наконец, они не попадут в какие-нибудь совершенно особые условия, благоприятные для их осаждения и, следовательно, фиксации.

Наиболее легко и быстро выбывают из поверхностных миграционных путей соединения окиси железа. Это общеизвестный факт, подтверждаемый тем обстоятельством, что в настоящее время с континентов выносятся огромные количества железа, но в воде морей и океанов железо содержится лишь в виде ничтожных следов; оно почти полностью осаждается частью уже на континентах, частью же в прибереговой полосе и в области дельт.

Выпадение окиси железа в одну из самых первых очередей, во всяком случае ранее кремнезема, подтверждается также опытами E. C. Moore и J. E. Maynard (1929), которые выяснили весьма значительную разницу между способностью к коагуляции коллоидальной гидроокиси железа, с одной стороны, и коллоидального кремнезема, с другой.

Опыт названных исследователей заключался в следующем. В сосуд с раствором, содержавшим коллоидальные кремнезем и гидроокись железа, защищенные органическим веществом, была прилита морская вода. Быстро свернувшаяся и осевшая на дно гидроокись железа была только по прошествии нескольких месяцев покрыта слоем геля кремнезема. Затем в сосуд была прилита новая порция тех же коллоидов, но иной концентрации; при этом вновь выпала прежде гидроокись железа, а через несколько месяцев и кремнезем. В одном опыте гидроокись железа скоагулировала в основном через 12 часов, в другом через 3 дня, тогда как главная масса кремнезема сохранялась в растворе при первом опыте даже по прошествии 4 месяцев, а во втором — 7 месяцев.

Характерно, что даже в пресноводных небольших озерных водоемах (например в Карелии, Финляндии и других местах) окислы железа полностью осаждаются в прибрежной части, тогда как осадки центральных частей озер обычно бывают лишены соединений железа; последние заканчивают свой путь раньше, чем растворы достигнут центральных участков водоемов. До сих пор это явление объясняли тем, что железоосаждающие бактерии живут лишь на небольших глубинах и именно здесь, в прибереговой полосе, осуществляют свою аккумулирующую работу. Если бы это было так, то вокруг островов среди больших озер, где также наблюдаются небольшие глубины, подходящие для развития железоосаждающих организмов, мы должны были бы неизменно находить пояс железистых осадков такой же мощности, как вокруг берегов. Этого мы, однако, не наблюдаем, и вокруг островов, возвышающихся среди озер, осадки бывают слабо ожелезнены лишь в той мере, в какой с площади острова могут сноситься в водоем соединения железа. Это указывает на подчиненное значение организмов в деле концентрации окислов железа в зоне осадкообразования и заставляет признать, что главнейшим фактором в данном случае являются физико-химические особенности этого элемента.

Быстрое выпадение окислов железа из растворов, предшествующее выпадению многих других соединений, условно показано на рис. 65 тем, что соответствующая им горизонтальная линия быстро меняет свое направление, устремляясь вниз и выходя за пределы миграционных путей, которые также условно ограничены на рисунке пунктиром.

Несколько ниже мы увидим, что судьба закисных соединений железа в ходе химической дифференциации является существенно иной.

Окислы марганца также недолго удерживаются в растворе; их осаждение должно следовать сейчас же после осаждения окислов железа. На это обращал внимание У. Х. Твенхофел (1932), который неоднократно в своей работе отмечает, что железо имеет тенденцию окисляться, а потому и отлагаться раньше, чем марганец. Такая же последовательность выделения еще раньше была установлена Фогтом (1915), который показал, что в окислительных условиях максимум осаждения гидроокиси железа предшествует максимуму осаждения гидроокиси и гидрата перекиси марганца. Но в действительности эти два элемента нередко мы находим в природе совместно (например, в широко распространенных на дне морей железо-марганцевых конкрециях, в болотных и озерных рудах и т. д.); при некоторых же обстоятельствах осаждение окислов марганца, повидимому, даже предшествует осаждению окислов железа; например, в южнорусских третичных морях марганцевые месторождения образовались уже в среднем олигоцене, тогда как накопление керченских железных руд протекало лишь в плиоцене (см. подробнее об этом во II части, при описании ферролитов и манганолитов).

Ввиду такого не вполне четко ограниченного времени выпадения окислов марганца из растворов, на рис. 65 около линии, обозначающей выпадение этого соединения из миграционных путей, поставлен знак вопроса. Нет, однако, никакого сомнения в том, что окислы марганца выпадают в одну из самых первых стадий химической дифференциации.

Следующим продуктом химической дифференциации, выпадающим в осадок, является двуокись кремния. Хотя ее выпадение начинается частично в самом начале химической дифференциации (опаловый кремнезем постоянно ассоциирует, например, с озерными железными рудами в Финляндии и других местах), но все же SiO_2 имеет способность удерживаться значительно долее в растворе, чем окислы железа и марганца. Несомненно, однако, что осаждение кремнезема происходит также в одну из самых первых стадий осадочной химической дифференциации; в воде открытых морей содержатся уже ничтожные количества SiO_2 (1 часть на 250 000 частей воды), а основная масса кремнезема, сносимого с континентов преимущественно в коллоидальном состоянии, осаждается, очевидно, частью еще на суше, а главным образом у морских берегов и в области дельт.

Некоторая часть двуокиси кремния, находящаяся, повидимому, в виде относительно легко растворимого силиката щелочных металлов (природное растворимое стекло), совершает свою миграцию более длительное время и может быть вынесена в море достаточно далеко от берега. Вследствие своей химической активности этот кремнезем вступает при определенных условиях во взаимодействие с соединениями закиси железа, которые находятся еще в это время в растворе (а частью, может быть, и с окисными соединениями

этого элемента, которые могли в некотором количестве еще удержаться в миграционной среде, например в виде коллоидов), и образует силикаты железа (глауконит, шамуазит), которые являются следующим по времени выпадения продуктом химической дифференциации.

Таким образом, судьба SiO_2 определяется двумя путями: значительная часть кремнезема выпадает уже у берегов в свободном состоянии (благодаря коагуляции коллоидального SiO_2), другая же, меньшая часть (находящаяся в виде щелочного силиката), частью осаждается также в свободном состоянии, частью же связывает свою судьбу с железом и фиксируется в виде силикатов железа; освобождающиеся при этом щелочные металлы адсорбируются в некотором количестве вновь образованными силикатами, частью же продолжают свой дальнейший путь миграции. Двоякая судьба кремнезема отображена на рис. 65 в виде двух разветвляющихся стрелок, одна из которых указывает на выпадение свободного SiO_2, а другая как бы сливается с линией, принадлежащей закисному железу, а их уже совместное продолжение указывает на осаждение силикатов железа.

То обстоятельство, что силикаты железа являются более поздним продуктом дифференциации, нежели свободный кремнезем, доказывается тем, что они образуются в осадке на некотором вполне ощутимом расстоянии от берега (например, глауконит образуется в современных морях преимущественно на глубинах около 180—200 м, т. е. там, куда заметные количества химически растворенного и коллоидального кремнезема не доходят).

Подтверждением того же самого положения служит весьма частая ассоциация ископаемого глауконита с алевритовыми отложениями, что указывает на то, что хотя он и выпадает уже в открытом море, но все же в тех местах, куда еще достигают среднезернистые продукты механической дифференциации, т. е. сравнительно недалеко от берегов.

В дальнейшем будут изложены доказательства того, что из силикатов железа более ранним продуктом химической дифференциации является глауконит (силикат окиси и закиси железа), а более поздним — минералы группы шамуазита (силикаты закиси железа).

Соединения закиси железа, удержавшиеся в растворе после образования силикатов типа шамуазита, недолго продолжают свой дальнейший путь и вскоре выпадают в осадок, главным образом в виде карбоната железа. Более позднее выпадение углекислого железа, нежели силикатов этого же элемента, подтверждается тем, что сидерит ($Fe''CO_3$) почти всегда ассоциирует с глинистыми осадками, тогда как глауконит и шамуазит, как уже сказано, преимущественно с алевритовыми. Чтобы убедиться в правильности этого положения, достаточно вспомнить чрезвычайно широкое распространение желваков и линз сидерита среди верхнеюрских (келловейских) отложений Европейской части СССР, выраженных в глинистой фации.

В последующем ходе развития химической дифференциации оче-

редь наступает за карбонатом кальция. Последний часто выпадает там, куда обломочный материал вовсе не заносится или поступает в ограниченном количестве; другими словами, выпадение карбоната кальция происходит уже после того, как механическая дифференциация почти полностью завершилась и основная масса минеральных обломков, в том числе и глинистых, закончила свой путь и выпала из миграционных путей, для чего, естественно, требуется весьма значительный промежуток геологического времени. Именно этим объясняется такое изобилие чистых и относительно чистых известняков, содержащих лишь небольшое количество терригенового обломочного материала.

До описываемого момента механическая и химическая дифференциации тесно переплетаются между собою, идут как бы рука об руку; их продукты постоянно смешиваются друг с другом, образуя сложные по своему минералогическому составу осадочные горные породы, в которых «механическая» и «химическая» часть осадков как бы пронизывают друг друга; так возникают сложные комбинации обломочных компонентов и продуктов химического выпадения, в которых, однако, если мы расположим их в последовательный генетический ряд, совершенно ясно улавливается постепенное снижение крупности зерна обломочного материала наряду с уменьшением общего его количества (например, в последовательном ряде: осадочные железные и марганцевые руды — глауконит — шамуазит — сидерит — известняки).

Тесное сочетание в одном осадочном образовании продуктов как химической, так и механической дифференциации приводит к возникновению сложных типов осадочных пород, но вместе с тем облегчает расположение продуктов химической дифференциации в правильный последовательный ряд. *Ориентируясь на преимущественную крупность обломочной части того или иного типа пород, мы получаем возможность устанавливать примерный порядок осаждения продуктов химической дифференциации.* Естественно, что чем к более мелкозернистой фации приурочено данное химическое выделение и чем меньше это химическое выделение содержит обломочного материала, тем, следовательно, дальше было передвинуто данное вещество от источника продуктов разрушения материнских пород и тем более поздний продукт химической дифференциации представляет оно собою.

Время массового выпадения из растворов карбоната кальция примерно совпадает с окончанием механической дифференциации. Крупные обломки давно уже, в самом начале дифференциации, выпали из миграционных путей, образовав галечники, конгломераты, пески и песчаники; тонкие глинистые частицы к этому времени также заканчивают свой путь и оседают, давая начало глинистым породам, к которым примешиваются соответствующие продукты химической дифференциации, образуя всевозможные переходы между глиной и чистым известняком.

Воды в миграционных путях к этому моменту освобождаются, таким образом, от минеральной мути и становятся прозрачными. Время механической осадочной дифференциации завершается и

наступает безраздельное господство химической дифференциации, которая до этого момента протекала параллельно и совместно с механической. Соответственно этому далее образуются минеральные осадки, почти сплошь состоящие из продуктов химической дифференциации с ничтожной в общем примесью обломочного материала (доломиты — гипсы и ангидриты — галоидные соли).

Та часть химической дифференциации, которая заканчивается выпадением карбоната кальция и совпадает по времени с завершением механической дифференциации, протекает в условиях солености, которые обычно называют «нормальными» (в условиях пресных, солоноватых и нормально соленых морских вод). Последующие продукты химической дифференциации требуют для своего выпадения уже особых условий или даже резко повышенной концентрации солей. В переживаемый нами геологический момент такие условия создаются лишь в относительно редких случаях, но в некоторые прошлые геологические эпохи они были, повидимому, более обычным и, следовательно, более «нормальным» для того времени явлением.

Отметим, что прослеживая процесс химической дифференциации от его начальных стадий к конечным, мы переходим постепенно ко все более концентрированным растворам: окислы железа и марганца могут выпадать из миграционных путей еще в пресных водах; основная масса кремнезема осаждается в прибереговой дельтовой полосе, т. е. в условиях солоноватых вод; силикаты железа образуются уже в воде открытого моря, т. е. при так называемой нормальной солености; примерно в тех же условиях, но, повидимому, все же при несколько большей концентрации, наступает массовое выпадение карбоната кальция; последующие продукты дифференциации требуют для своего выпадения в осадок еще более концентрированных растворов.

Возвращаясь, однако, к схеме химической дифференциации, можно видеть, что часть карбоната кальция, выпав в осадок, сохраняется в нем в своем изначальном виде, не меняя своего состава. Другая же его часть, в случае дальнейшего возрастания концентрации солей, взаимодействует с солями магния, образуя д о л о м и т.

Более позднее образование доломита, нежели свободного от магния карбоната кальция, доказывается многочисленными геологическими наблюдениями: во многих разрезах, для которых характерно наличие доломитовых пород, можно видеть, как чистые известняки постепенно сменяются кверху доломитами, причем одновременно происходит явственное уменьшение количества терригенового материала. Особенно неоспоримо такая смена фаций проявляется в тех разрезах, которые изучены и проанализированы послойно. В частности, она была наглядно продемонстрирована М. Э. Ноинским (1924) для верхнепермских конхиферовых отложений, а Л. В. Пустоваловым (1937) для среднекаменноугольных карбонатных пород, которые, как известно, пользуются чрезвычайно широким распространением на территории Европейской части СССР, удерживая вместе с тем на весьма зна

чительном протяжении то самое чередование пород, о котором в данном случае идет речь (смена по вертикали известняков доломитами).

Вряд ли следует уделять здесь специальное внимание последующим продуктам химической дифференциации (гипс и ангидрит — хлористый натрий — калийные соли, и, наконец, магнезиальные; последние, оставшись свободными от образования доломита, дольше всего удерживаются в растворе и представляют собою один из самых конечных продуктов дифференциации). Последний генетический ряд давно известен из классических работ Вант-Гоффа, Курнакова и других физико-химиков и достаточно подробно излагается в курсах минералогии; мы также будем его касаться в дальнейшем при рассмотрении галогенных осадочных пород (см. II часть).

Нетрудно видеть, что в процессе химической осадочной дифференциации последовательно выпадают в твердую фазу окислы, затем силикаты, карбонаты, сульфаты и, наконец, галоидные соли.

Не следует, конечно, представлять себе отдельные этапы химической дифференциации как нечто изолированное друг от друга. Напротив, выпадение каждого продукта дифференциации начинается тогда, когда не закончилось еще вполне осаждение предыдущего. Так, например, как уже указывалось, выпадение кремнезема начинается уже в стадию преимущественного выпадения окислов железа; но кремнезем продолжает осаждаться в некотором количестве еще тогда, когда выпадает уже карбонат кальция. Таким образом, осаждение кремнезема растягивается на значительный промежуток времени, но п р е и м у щ е с т в е н н о е выпадение его из миграционных путей, химическое осаждение о с н о в н о й м а с с ы SiO_2 имеет место в определенный момент, следующий за осаждением основной массы окислов тяжелых металлов и предшествующий выпадению силикатов железа. Из сказанного вытекает, что отдельные намеченные выше этапы химической осадочной дифференциации перекрывают друг друга, образуя взаимные переходы и плавную неразрывную цепь.

Естественно, что в изложенной схеме химической дифференциации далеко не учтены все возможные промежуточные продукты. Схема эта показывает лишь принципиальную сторону вопроса, но не исчерпывает его во всех деталях. Она представляет собою лишь самый первый, рабочий набросок, который должен быть значительно расширен и уточнен последующими работами.

Уже сейчас совершенно ясно, что в самом начале химической дифференциации, в качестве одного из первых ее продуктов, должен расположиться б а р и т, который, как показали недавние исследования В. Энгельгардта (1936), ассоциируют преимущественно с глинистыми породами и который является постоянным минералом осадочных марганцевых месторождений.

Осаждение фосфорнокислого кальция (ф о с ф о р и т а), очевидно, следует показать где-то около выпадения силикатов железа и в частности глауконита. Хотя фосфориты часто ассоциируют с глауконитовыми осадками, тем не менее замечено, что там, где в отложениях одного и того же возраста встречаются и глауконит, и

фосфорит, последний преобладает в прибрежных фациях, а глауконит в более удаленных от берега, хотя все же еще в мелководных зонах (Anderson, 1895). Где-то между доломитом и гипсом займет свое место целестин, который ассоциирует в ископаемых осадках именно с этими породами и, как теперь выяснилось, является постоянным спутником гипса (М. Ф. Викулова, 1935). Примерно то же положение, может быть несколько более близкое к доломиту, должен занять флюорит, который, как доказали исследования Л. В. Пустовалова (1937), встречается в Подмосковном бассейне в виде сингенетичных тонкорассеянных кристалликов среди доломитов каширского возраста и который в подавляющем большинстве других случаев также ассоциирует с галогенными отложениями, главным образом с доломитами же, а иногда и с гипсами, и т. д.

Хотя эти частности и детали имеют очень большое теоретическое и практическое значение, тем не менее сейчас нам было важно осветить не эту сторону вопроса, которая в значительной мере будет расширена и развита при описании типов осадочных пород, а показать принципиальную сущность химической осадочной дифференциации, которая, как мы видим, обнаруживается с полной отчетливостью даже при учете только самых главнейших компонентов осадочных образований.

Важно отметить, что химическая дифференциация вовсе не всегда доходит до своего конечного предела, т. е. проделывает весь намеченный выше ход своего развития. Очень часто она может прерываться; если, например, она останавливается на осаждении доломита, то это происходит в том случае, когда раствор, проделавший уже известный путь своего развития и высадивший из себя целый ряд компонентов, в силу каких-либо причин смешивается с более молодыми водами и, таким образом, «омолаживается». Ясно, что при подобных обстоятельствах химическая дифференциация может прерваться в каждом отдельном случае на любом этапе, после чего вновь повторяется какая-то часть дифференциации от определенной исходной точки, зависящей от степени омоложения раствора. Для полного завершения химической дифференциации требуется известное время.

Надо думать, что в реке, впадающей в очень соленый водоем, время дифференциации в общем весьма ограничено. Химические элементы, вступившие в миграцию в верховьях реки, очень быстро перемещаются в условия все большей и большей солености, или другими словами — в условия все большей и большей концентрации. Поэтому последовательное выпадение вещества в осадок из растворов быстро следует одно за другим, и все продукты химической дифференциации располагаются на сравнительно узком пространстве (река — концентрированная природная вода). В обычных же условиях химическая дифференциация протекает в значительно более длительные отрезки геологического времени, о чем подробнее будет говориться ниже.

Сейчас же мы коротко остановимся на *продолжительности* (сроке) *миграции* отдельных элементов, что чрезвычайно важно для

правильного уяснения возможных хронологических границ химической дифференциации.

Некоторые элементы, как железо, марганец, кремний, входя в круг миграции, очень скоро из нее выпадают; их срок миграции по земной поверхности крайне ограничен и вполне укладывается в небольшие отрезки геологического времени.

Другие элементы, к которым относятся, например, натрий и калий, обладают весьма длительным сроком миграции; они долго удерживаются в природных растворах и лишь с трудом, при соответствующих подходящих условиях, далеко не всегда осуществляемых в природе, выпадают из миграционных путей; но даже выпав из них, они чрезвычайно легко вновь возвращаются в них обратно.

Мы можем с полным основанием говорить о том, что в современной миграции практически не принимают участия атомы железа, вступившие в миграцию, например, в девоне или карбоне. Подавляющее большинство атомов этого элемента, включившихся в миграцию не только в палеозое, но и значительно позже, давно выбыло из миграционных путей и вошло в состав осадочных пород. Именно там, среди ископаемых минеральных осадков, а не среди мигрирующих в настоящее время элементов, следует искать палеозойские, мезозойские и большую часть даже кайнозойских атомов железа.

Совершенно в другом положении находится, например, атомы калия. Вступив в миграцию в начале палеозоя или еще раньше, подавляющее их количество до сих пор не выбыло из миграционных путей и лишь в общем незначительная их часть зафиксирована в калийных месторождениях или вошла в состав других осадков в качестве адсорбированного или другого калия. Современный мировой океан еще поныне содержит в себе исключительно древние атомы калия в том смысле, что многие из этих атомов начали свою миграцию в весьма отдаленное геологическое прошлое и до сих пор продолжают блуждать в гидросфере в растворенном состоянии.

Если перенести сказанное на геологическое прошлое, когда с выходом на земную поверхность свежего магматического материала химическая дифференциация новых продуктов разрушения материнских пород начиналась каждый раз снова, то мы должны будем признать, что химическая дифференциация ни одной порции вновь вступивших в миграцию атомов, при условиях, существовавших до сего времени на земном шаре, практически никогда не доходила и не доходит до сих пор до своего предельного конца. От дифференциации каждой новой порции вещества, вышедшего из недр Земли в зону осадкообразования, в миграционных путях каждый раз остается какое-то количество вещества, наиболее трудно поддающегося осаждению. Поэтому дифференциация каждой новой порции атомов начинается в иной обстановке, все более и более усложняющейся присутствием материала, остающегося от предшествующей дифференциации.

Это, несомненно, должно приводить к убыстрению темпа дифференциации, так как концентрация циркулирующих вод, включая сюда и морские воды, вследствие остаточных продук-

тов дифференциации с течением времени в общем все более возрастает. По этой же причине при каждой вновь повторяющейся химической дифференциации вещества процесс дифференциации стремится дойти все более и более полно до своего конечного предела.

Настанет, повидимому, такое геологическое время, когда количество атомов, вступивших в поверхностную миграцию, будет почти полностью соответствовать количеству атомов, выпадающих в качестве продуктов химической дифференциации, а сам процесс дифференциации будет совершаться в значительно более короткие промежутки времени, чем это наблюдается теперь.

Изложенное позволяет по-новому истолковать тот, казавшийся до сих пор загадочным факт, что весьма древние докембрийские осадочные породы почти полностью лишены карбонатов и многих других соединений, столь обычных в более молодых отложениях, а представлены почти исключительно кремнеземом и окислами железа. На заре земного осадкообразования условия химической дифференциации были существенно иными; вследствие общей малой концентрации земных вод того времени химическая дифференциация обычно не шла далее осаждения окислов железа и кремнезема, как она в настоящее время не заходит обычно далее осаждения карбоната кальция, только при исключительных обстоятельствах, продолжаясь вплоть до выпадения калийных солей, да и то лишь в виде их в общем небольших порций.

Следует, наконец, указать на связь, существующую между осадочной дифференциацией вещества с тектоническими процессами и с рельефом местности. Она обусловлена прежде всего тем, что тектонические силы обычно выводят в зону осадкообразования новые порции свежего ювенильного материала, который включается в поверхностные процессы, разрушается, переносится и дифференцируется по своим физическим или химическим признакам; таким образом, после каждого проявления тектонических усилий, вокруг выступов, создающихся при этом на земной поверхности, осадочная дифференциация более или менее сызнова повторяет свое развитие.

Кроме того, связь между тектоническими явлениями и осадочной дифференциацией осуществляется через посредство движения водных потоков, скорость которых обычно бывает разной при рельефе, омоложенном процессами горообразования, и при пенепленизированном рельефе.

Некоторые другие соотношения, существующие между проявлениями тектонических сил и осадочной дифференциации вещества, будут освещены впоследствии (см. стр. 279 и след.).

6. Причины, вызывающие химическую осадочную дифференциацию

Общие данные. Само явление химической осадочной дифференциации, как широко распространенного явления природы, как уже указывалось, стало известно лишь в самое последнее время; поэтому причины, ее вызывающие, могут быть освещены сейчас лишь в самых общих чертах; будущие исследования в этой обла-

сти должны значительно их расширить, уточнить и детализировать.

Совершенно, однако, несомненно, что основные причины химической дифференциации кроются в физико-химических особенностях зоны осадкообразования, т. е. как раз в той стороне осадкообразования, которая сейчас является наименее всего изученной. Сказанное вытекает, с одной стороны, из самой сути химической дифференциации, заключающейся в последовательном выпадении вещества из сложных природных растворов в твердую фазу; с другой же стороны, высказанное предположение наглядно иллюстрируется исследованиями физико-химических условий образования соляных месторождений; выпадение «морских солей» в осадок должно рассматривать как самые последние стадии значительно более продолжительного, длительного и разнообразного процесса химической дифференциации. Из работ Вант-Гоффа, Курнакова и других физико-химиков нам стало известно, что указанные последние стадии химической дифференциации, обратившие на себя внимание исследователей раньше, чем весь процесс поверхностной дифференциации, строго соответствуют законам физической химии. Нет никаких оснований думать, что выпадение в осадок предшествующих продуктов химической дифференциации зависит от каких-либо иных причин.

Совершенно несомненно, что законы Вант-Гоффа и Курнакова, *разработанные ими для легко растворимых солей*, в полной мере сохраняют свое значение и для трудно растворимых соединений, с которыми в основном приходится иметь дело при химической дифференциации, особенно в ее начальных стадиях. Законы же эти гласят:

Каждой системе из одного или нескольких компонентов присущи при определенных условиях температуры, давления и концентрации и определенные химические и физические свойства. Последовательность осаждения данного состава компонентов при данных термодинамических условиях определяется соответствующей диаграммой физико-химического равновесия.

Можно не сомневаться, что широкое приложение физической химии к учению о минеральном осадкообразовании, направленное именно в сторону разъяснения причин и условий химической дифференциации, наряду с геологическим изучением этого же вопроса, раскроет в непродолжительном будущем все основные закономерности образования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Сейчас же, пока не составлено еще упоминавшихся выше диаграмм физико-химического равновесия для самых разнообразных компонентов, мы вынуждены довольствоваться лишь самой первой приблизительной и далеко не совершенной наметкой в этой области.

Выше уже указывалось, что В. М. Гольдшмидт (1931), а вместе с ним и А. Е. Ферсман (1934) усматривают важнейшие причины разобщения вещества в зоне осадкообразования в двух основных моментах: а) в различной концентрации водородных ионов и б) в различном окислительном потенциале. Разберем отдельно каждую из этих причин.

Концентрация водородных ионов. В зависимости от количества и состава растворенных веществ природные воды могут иметь нейтральную, щелочную или кислую реакцию, в соответствии с чем меняется соотношение свободных ионов $H^{\cdot}$ и OH'. Если число их одинаково, то реакция является нейтральной, если ионов $H^{\cdot}$ меньше, чем ионов OH', то реакция является щелочной, если больше — кислой. Для нейтральной реакции характерно наличие десятимилионных частей грамм-эквивалента $H^{\cdot}$ (т. е. $n \cdot 10^{-7}$).

Если количество ионов $H^{\cdot}$ меньше в десять ($n \cdot 10^{-8}$), двадцать или иное количество раз, то реакция приобретает щелочной характер; если больше — то кислый характер. Обычно степень насыщения (p) водородными ионами ($H^{\cdot}$), или иначе величину pH, дают не в этих цифрах, а в их логарифмах; следовательно, при нейтральной реакции pH = 7, при щелочной pH > 7, а при кислой pH < 7, причем, чем больше отклоняется значение pH от 7 в ту или иную сторону, тем реакция будет более кислой или соответственно более щелочной.

Говоря иными словами, величина pH, выражаемая в условных единицах от 1 до 13, указывает на характер реакции водной среды от максимально кислой (при pH = 1) до максимально щелочной (при pH = 11—13), причем значение pH = 7, как уже говорилось, указывает на нейтральную реакцию.

Из самых элементарных курсов аналитической химии вместе с тем, известно, какое большое значение имеет реакция среды на удержание в растворе или, напротив, на осаждение из них различных химических элементов и соединений; достаточно напомнить, например, что группа трехвалентных «полуторных окислов» (Fe, Al, Cr . . .) выпадает в осадок в виде гидроокисей при слабо щелочной реакции, но удерживается в растворе в кислой среде; на этом основано отделение трехвалентных металлов при помощи осаждения их аммиаком.

Гидролиз соли, приводящий к образованию гидроокиси и выпадению того или иного компонента из раствора, как известно, можно себе представить как своего рода вытеснение катиона ионом воды $H^{\cdot}$; такова, например, реакция: $FeCl_3 + 3[H^{\cdot} + OH'] = Fe(OH)_3 + 3HCl$ и множество ей подобных.

Чем прочнее в растворенной соли связь катиона с анионом, тем труднее протекает такое замещение, или иначе говоря, чтобы произошла такая реакция, должно быть выше значение pH. Прочность же связи между катионом и анионом зависит, во-первых, от щелочности катиона (металла) и, во-вторых, от характера кислотного радикала; следовательно, чем щелочнее металл и чем энергичнее анион, с которым он связан, тем больше должно быть pH, чтобы он выпал из раствора. Известно, что у одновалентных щелочных металлов щелочные свойства выражены наиболее сильно, у двухвалентных щелочноземельных — слабее и т. д. Поэтому Na, K и другие металлы этой группы требуют для своего осаждения гораздо большей величины pH, в общем редко наблюдаемой в природе, нежели Mg, Ca и другие щелочноземельные металлы, которые осаждаются при меньших значениях pH, сплошь и рядом встречающихся в естественной обстановке; этим, между прочим, объясняется, почему скопления калийных солей распространены среди осадочных

пород значительно реже, чем, например, скопления солей кальция и т. д.

На основании сказанного А. Е. Ферсман (1934) приходит к выводу, что осаждение гидроокисей металлов из водных растворов, будучи тесно связано с величиной pH, зависит от валентности металла и радиуса ионов (последняя величина, т. е. радиус ионов у элементов с одинаковой валентностью увеличивается с увеличением основности их окислов, но с повышением валентности падает).

Для ознакомления с величинами pH, потребными для осаждения гидроокисей различных металлов, в табл. 68 приведены соответствующие цифры, заимствованные из монографии Х. Бриттона (1936).

Таблица 68

Значения pH при осаждении гидроокисей из разбавленных растворов

(По Х. Бриттону, 1936)

Гидроокиси металлов	pH	Гидроокиси металлов	pH
Железа (окиси)	ок. 2,0	Свинца	6,0
Алюминия	4,1	Никеля	6,7
Цинка	5,2	Кобальта	6,8
Хрома	5,3	Марганца (закиси) . .	ок. 8,7
Меди	5,3	Магния	10,5
Железа (закиси) . . .	5,5		

Выше уже отмечалось, что величина pH, при которой происходит выпадение из раствора гидроокиси одного и того же металла, может колебаться в зависимости от того, с каким анионом связан этот металл. Для иллюстрации этого положения приводится табл. 69, где даны значения pH, при которых происходит осаждение гидроокисей алюминия и железа, связанных с различными кислотными остатками.

Таблица 69

Величины pH, при которых выпадают гидроокиси железа и алюминия, связанные в растворе с различными анионами

(По С. Кравкову, 1937)

Анионы	Al или Fe выпадают из раствора нацело в виде $R(OH)_3$ при значении pH	
	Al	Fe
PO_4 . . .	3,2	—
SO_4	4,8	3,8
Cl	5,8	5,5
NO_3 . . .	6,0	5,4

Резюмируя сказанное, можно притти к выводу, что *если в природном растворе присутствует некоторый комплекс солей металлов, то величина pH показывает, какие из них могут еще сохраняться в растворенном виде и, следовательно, продолжать дальнейшую миграцию, а какие должны перейти в гидратную или иную форму и выпасть в осадок.*

Иначе говоря, *величина pH есть показатель выпадения в осадок (осаждения) определенных химических элементов и их соединений.*

Дело в том, что переход вещества из раствора в твердую фазу, в каком бы виде не происходило осаждение — в виде гидроокисей или его солей, всегда требует строго определенной величины pH; это дает возможность распространить сказанное не только на выпадение в осадок гидроокисей, но и различных солей металлов. В качестве примера можно указать, что по Х. Бриттону (1936) фосфат кальция осаждается в лабораторной обстановке при pH = 5,5 (приблизительно) сначала в виде $CaHPO_4$, который при pH = 5,9 переходит в основной фосфат — $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot Ca(OH)_2$, т. е. приближается к составу апатита, и т. д.

А. Е. Ферсман (1934) совершенно справедливо замечает, что, конечно, процесс выпадения в осадок ра творенных веществ не происходит так просто, как это может показаться сначала на основании вышеизложенного; переход вещества в твердую фазу может значительно усложняться обменными реакциями между раствором и осадком, адсорбционными и другими явлениями; но, тем не менее, совершенно исключительное, так сказать, ведущее значение величины pH при осаждении молекулярно- и коллоидно-дисперсного вещества не подлежит никакому сомнению. И прав указанный автор, отмечая, что дальнейшее серьезное изучение процессов осадкообразования невозможно без изучения величины pH, ее изменения и роли в явлениях миграции.

Для того чтобы расшифровать осаждение различных веществ из природных растворов, нам необходимо знать не только величину pH, при которой происходит выпадение в осадок того или иного соединения, но и величину pH природных вод. В этом отношении мы можем наметить лишь самые общие положения, так как планомерной и систематической работы в этом направлении еще не проводилось.

А. Е. Ферсман (1934) считает, что значение величины pH заключается не столько в ее колебаниях в разных участках земной поверхности, т. е. в ее, так сказать, территориальном изменении, сколько в особой изменчивости этой величины, могущей испытывать суточные и годовые колебания в зависимости от инсоляции, климатических факторов и других причин.

С этим положением вряд ли можно согласиться; мелкие колебания каких бы то ни было условий, в том числе и величины pH, всегда будут сливелированы в процессе чрезвычайно длительного осадкообразования; поэтому, чтобы уловить принципиальную суть явления, нам несоизмеримо важнее не мелкие, быстро преходящие колебания величины pH, а средние ее значения и пределы ее колебаний для определенных территорий, для определенных фаций, для определенных типов природных вод.

С этой точки зрения представляет значительный интерес недавняя небольшая по размеру, но весьма важная работа М. Н. Годлевского (1937). Этот исследователь обратил внимание на то обстоятельство, что миграция растворов из зоны осадкообразования вглубь Земли, в толщу горных пород, сопровождается понижением концентрации водородных ионов (т. е. повышением величины pH) и понижением окислительного потенциала природных растворов.

Такая закономерность объясняется тем, что в зоне осадкообразования, вследствие разложения органического вещества (например, гумусовые кислоты) или вследствие окисления (например, при разложении колчеданов), создаются кислые растворы, которые по мере их проникновения вглубь литосферы взаимодействуют с окружающими породами, имеющими, как правило, щелочную реакцию; поэтому сначала они нейтрализуются, а затем становятся щелочными; другими словами, величина pH, отображающая реакцию воды, по мере продвижения поверхностных вод из зоны осадкообразования к центру Земли становится все больше (воды становятся щелочнее).

Точно также природные воды в зоне осадкообразования насыщаются кислородом, т. е. приобретают высокий окислительный потенциал; при движении поверхностных вод в толщу горных пород они расходуют свой запас кислорода на окисление разнообразных закисных соединений, с избытком встречающихся в горных породах, а потому окислительный потенциал вод понижается. Надо заметить, что окислительный потенциал и величина pH сопряжены между собою в том смысле, что при возрастании значения pH потенциал окисления снижается (щелочная среда менее обладает окислительными свойствами, нежели кислая).

Попутно отметим, что совершенно аналогичную закономерность М. Н. Годлевский установил и для вод, мигрирующих вглубь литосферы из районов магматической деятельности; так, например, при вулканических извержениях воды насыщаются ионами серной, сернистой, соляной, фтористой, борной и других кислот и приобретают кислую реакцию; проникая в литосферу, они сначала нейтрализуются, а затем становятся щелочными (величина pH возрастает).

Для нас, изучающих явления осадкообразования, протекающие на поверхности планеты, представляет особый интерес изменение характера вод при их миграции не вглубь земного шара, а в горизонтальном направлении, т. е. в том направлении, в каком происходит перенос вещества при процессах осадкообразования.

При этом прежде всего необходимо учесть, как это сделал уже М. Н. Годлевский, что воды, возникающие при разложении как минеральных, так и органических продуктов, обычно обладают повышенной кислотностью; по мере их продвижения по земной поверхности, в результате их взаимодействия с породами, по которым они протекают, и с теми минеральными частицами, которые они транспортируют, эти «молодые» кислые воды зоны осадкообразования постепенно нейтрализуются, а затем делаются щелочными; наиболее резко выраженные щелочные свойства присущи «старым» поверхностным водам, прошедшим по земной поверхности значительный путь и испытавшим сложную историю своей эволюции под влиянием взаимодействия с литосферой[1]. Таким образом, по мере миграции поверхностных вод в зоне осадкообразования, их реакция

[1] Представление о «молодых» и «старых» водах с точки зрения петрографа-осадочника подробнее развивается на стр. 315.

все ближе и ближе стремится приблизиться к реакции литосферы, которая, как уже указывалось, имеет щелочную реакцию.

Подобные изменения реакции вод во времени присущи вообще всем поверхностным водам, но выражаются в зависимости от местных условий с различной степенью ясности. Наиболее четко изложенная закономерность проявляется для особо кислых вод, сопутствующих зонам окисления сульфидных месторождений и вулканическим извержениям: резко кислая реакция таких вод очень быстро, буквально на наших глазах, сменяется нейтральной и щелочной; в других же случаях закономерное изменение реакции поверхностных вод, а следовательно, и их величины pH, менее наглядно, а потому мало обращало до сих пор на себя внимания.

В табл. 70 приведены значения pH некоторых, наиболее типичных природных вод; из нее легко видеть, что по мере «старения» поверхностных вод их величина pH возрастает, т. е. воды постепенно становятся щелочнее.

Таблица 70

Значение pH некоторых природных вод

(По W. Atkins, 1922)

Наименование природной воды	pH
Вода сернокислого кратерного озера (Ява)	1,5
Вода в черном торфе	4
Вода в коричневых болотных торфах	4,5
Дождь в открытой местности	5,9
Источники в известковой местности	6,0—6,6
Речная вода не известковая	6,5—7,0
Речная вода известковая	8,0—8,4
Морская вода поверхностная	8,1—8,4
Морская вода в запрудах [1]	8,6
Вода в солончаковых почвах (Судан)	10,0

Подводя итог сказанному, приходится признать, что *цифровое значение величины pH неуклонно возрастает по мере перехода от вод, циркулирующих в районах разложения минеральных и органических продуктов, к речным водам, далее — к морским и, наконец, к резко засоленным водам*. Вместе с тем, именно по этому пути происходит миграция растворенных веществ; следовательно, *по мере своего движения растворимый материал переходит в среду с прогрессивно возрастающей величиной* pH, т. е. в условия, которые становятся все более и более благоприятными сначала для осаждения тяжелых трех- и четырехвалентных металлов (Fe, Mn), далее SiO_2, еще далее — двухвалентных щелочноземельных (Ca, Mg) и, наконец, одновалентных щелочных металлов (Na, K). Такая последовательность выпадения в осадок растворенных веществ вполне

[1] Очевидно, имеется в виду морская вода с несколько повышенной концентрацией солей в участках, более или менее изолированных от открытого моря.

соответствует уже известному нам правилу, что *чем щелочнее металл, тем дольше он удерживается в растворе и тем большая величина* pH *требуется для его осаждения.*

Если обратиться теперь к рис. 65, на котором изображена схема химической осадочной дифференциации, то нетрудно видеть полное совпадение этой схемы с только что сказанным.

Здесь уместно будет отметить, что раньше, чем последовательное выпадение в осадок различных растворенных в воде компонентов обратило на себя внимание петрографов-осадочников, оно стало известно лицам, изучавшим зону окисления сульфидных месторождений; так как изменение реакции рудничных вод, как уже указывалось, проявляется с исключительной наглядностью, то и связанное с этим изменение их химического состава не могло пройти мимо наблюдателей незамеченным (рис. 66); принципиально совершенно то же самое явление, протекающее, однако, в колоссальных масштабах всепланетного процесса осадкообразования, долго оставалось необнаруженным и только сейчас оно вырисовывается перед нами во всем его исключительном значении.

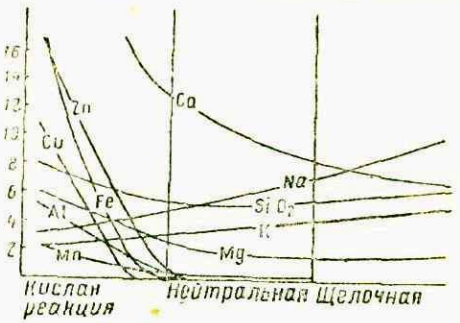


Рис. 66. Диаграмма, показывающая содержание отдельных элементов и SiO_2 в кислых, нейтральных и щелочных рудничных водах сульфидных месторождений (*по E. T. Hodge, 1915*).

Пространственное размещение вод с различным значением pH в зависимости от рельефа местности. Если бы мы высчитали средние значения pH для вод различного типа, то увидели бы, что континентальные воды в общем характеризуются самой низкой средней величиной pH, далее континенты как бы оказались опоясанными ореолом вод с промежуточным значением pH; еще на большем расстоянии от берегов располагалась бы область водных растворов с наибольшей величиной pH. Каждая из этих последовательных зон связана с соседними зонами постепенными переходами и характеризуется осаждением определенного комплекса химических соединений, которые становятся неустойчивыми и вновь могут переходить в раствор в условиях соседней зоны.

Все три главнейшие обрисованные зоны природных растворов (континентальных, промежуточных береговых и морских) не занимают какого-либо постоянного, определенного места, а с течением времени мигрируют в пространстве, то сужаясь вокруг континентов, то расширяясь вокруг них; лишь зона континентальных вод с наиболее низкой величиной pH всегда более или менее совпадает с площадью континентов.

Указанная миграция зон с различной величиной pH зависит

от количества вод, сносимых в море с континента, что в общем соответствует средней скорости течения рек. Чем уровень континента выше, чем больше средний уклон текущих по его поверхности рек, тем больше выносят они пресной воды в море и тем дальше от берега сказывается их опресняющее действие; совершенно очевидно, что в эти же моменты происходит максимальное расширение промежуточной зоны, а воды с максимальным значением pH оттесняются от берегов, сообразно с чем передвигаются вглубь морей все фации и изменяются границы осаждения различных типов осадков, растягиваясь на большие пространства вокруг приподнятых материков.

Напротив, в моменты пониженной средней высоты континентов реки стекает с них медленно. Значительная часть воды задерживается на пенепленизированных континентах, пропитывая собою почву и образуя болота и другие мелкие континентальные водоемы; опресненный пояс вокруг материков сильно сужается; воды с высоким значением pH приближаются к берегам, входят даже в область эпиконтинентальных морей, которые при других условиях бывают в той или иной мере опреснены и, таким образом, создают здесь фации, характерные в другое время для более глубоких и открытых водоемов.

Интересно отметить, что с этой миграцией в пространстве геохимических фаций совпадает перемещение и фаций обломочных пород, которые также то чрезвычайно сужаются вокруг континентов, то расширяются вокруг них.

Отсюда, между прочим, следует весьма важный вывод, что устанавливать глубину бассейна по аналогии осадочной породы с типом осадков, распространенных на определенных глубинах в современных морях и океанах, не представляется возможным и неминуемо может привести к крупным ошибкам; более подробно это положение будет развито на следующих страницах.

Сейчас же для нас важно отметить, что *пространственное положение продуктов механической и химической дифференциации*, из которых по существу слагаются все осадочные породы, *зависит в конечном итоге от состояния лика Земли, от рельефа нашей планеты*. Поскольку рельеф континентов, как нам известно из исторической геологии, в его среднем выражении периодически меняется от одной геологической эпохи к другой, то сообразно с этим каждый раз при изменении среднего уровня континентов, *периодически происходит пространственное перемещение районов накопления всех продуктов осадочной дифференциации*.

Из табл. 67 мы видели, что водам торфяных болот принадлежит одно из самых низких значений величины pH; поэтому эти воды обладают максимальной способностью к переносу самого разнообразного материала в растворенном состоянии. Это наиболее медленные, наиболее лениво передвигающиеся воды. Они присущи совершенно равнинным, почти идеально пенепленизированным областям. Выше уже отмечалось, что именно таким спокойно текущим водам свойственна минимальная механическая работа по передвижению минеральных обломков и максимальная химиче-

ская работа по выщелачиванию и растворению продуктов разложения материнских пород.

Естественно, что указанный только что тип вод возрастает в своем количественном значении на континентах к моменту их геоморфологической старости, что связано с общим понижением к этому времени среднего уровня материков и древностью их речной сети. В связи с этим, в те моменты, когда континенты переживают свою геоморфологическую старость, средняя величина pH для всех их материковых вод снижается и последние производят в это время наибольшую работу по транспортировке молекулярно-(ионно)-растворимого материала.

Таким образом, мы можем констатировать, что *средняя величина pH континентальных вод, а следовательно, также их растворяющая способность и совершаемая ими химическая работа, испытывает пульсацию, которая совпадает по времени с ритмом геотектонических явлений.*

Отметим, что необходимым следствием из сказанного вытекает то обстоятельство, что в моменты геоморфологической старости континентов, с них сносится наибольшее количество растворимых веществ при крайне ничтожном выносе механических обломков. Но так как в это же время к таким континентам максимально приближаются воды с высоким значением pH, обладающие весьма высокой способностью к осаждению разнообразных растворимых соединений, то в эти же моменты близ пенепленизированных материков создаются условия, особенно благоприятные для накопления пород, почти целиком состоящих из продуктов химической дифференциации и носящих явный характер своего петитогенного («химического») образования. Впоследствии мы увидим, что, действительно, в те геологические эпохи, которые ознаменовывались средним низким уровнем континентов, петитогенные отложения приобретали в неритовой зоне наибольшее распространение.

В заключение отметим, что периодическое возрастание среднего значения pH для вод вообще всего земного шара, равно как одновременное возрастание средней концентрации солей также во всех водах нашей планеты, возможно, связано еще и с эпохами оледенений, которые превращают огромные количества воды в твердое состояние; поэтому общий объем жидкой воды на земном шаре становится в моменты максимальных оледенений значительно меньше, а средняя концентрация природных мировых растворов в связи с этим возрастает. Происходит как бы хорошо нам знакомый процесс вымораживания, осуществляющийся в данном случае в грандиозных планетарных масштабах.

Особенно выдающиеся эпохи оледенения по современным представлениям более или менее приурочены к наиболее значительным эпохам горообразования; если это действительно так, то в данном случае планетарное вымораживание мировых природных вод и связанное с ним возрастание их общей концентрации и их среднего значения pH хронологически более или менее совпадает опять-таки с наиболее выдающимися проявлениями тектонических сил.

Потенциал окисления. Исключительное значение кислородного потенциала для химического разобщения вещества в зоне осадкообразования было впервые подчеркнуто В. М. Гольдшмидтом (1931).

Очень наглядно дифференцирующее значение окислительного потенциала проявляется на примере ж е л е з а, степень валентности или иначе — степень окисления которого оказывает преобладающее влияние на выпадение его соединений из растворов. Так, трехвалентное железо осаждается уже при значении pH = 3, двухвалентное же железо только при значении pH = 7. Ясно, что при этих обстоятельствах осаждение или переход в раствор данного элемента зависят не только от величины pH, но и от окислительного потенциала.

Если ионы двухвалентного железа, находящиеся в растворе, будут переведены при помощи какого-либо окислителя, например, свободного кислорода, в трехвалентное состояние, то они не будут более в состоянии оставаться в растворе, и железо выпадет в виде гидрата окиси; это объясняется тем, что значение pH природных вод, как правило, не спускается ниже 4—5; следовательно, железо, находящееся в растворе в двухвалентной форме, должно осаждаться тотчас, как только начинает проявляться окисляющее действие кислорода.

Аналогичным путем, при помощи совместного действия изменяющейся концентрации водородных ионов и окислительного потенциала в зоне осадкообразования во многих случаях может осуществляться дифференциация тех или иных металлов.

Так, м а р г а н е ц, подобно железу, тоже выделяется из растворов в местах высокого окислительного потенциала. При постепенно возрастающем окислении из раствора сначала выделяется железо, а затем марганец, что обусловливает раздельное возникновение промышленных месторождений этих элементов; самые важные марганцовые месторождения возникли именно таким образом.

Если железо и марганец осаждаются в местах высокого окислительного потенциала и, наоборот, удерживаются в путях миграции при низком потенциале, то для некоторых других металлов наблюдается обратная зависимость, а именно предпочтительное растворение в условиях высокого окислительного потенциала и осаждение в условиях низкого окислительного потенциала. Примером такого рода металла является в а н а д и й.

В магматических породах ванадий присутствует исключительно или почти исключительно в трехвалентной форме и ведет себя аналогично железу, вследствие чего железо и ванадий обычно здесь не дифференцируются. В зоне же выветривания, под влиянием высокого окислительного потенциала, ванадий переходит в пятивалентную форму, что делает возможным разобщение ванадия и железа, так как образующиеся при этом щелочные соли ортованадиевой кислоты легко растворимы.

Перемещаясь в растворенном виде, ванадий уходит от трехвалентного железа; попадая же вновь в места с низким потенциалом окисления, ванадий снова переходит в трудно растворимую трех-

валентную форму и может поэтому выпасть в осадок; таким путем иногда возникают промышленные скопления ванадия.

Подобным же образом высокий потенциал окисления способствует переводу в раствор соединений х р о м а. Благодаря высокому потенциалу окисления, вообще очень трудно растворимый и инертный к реакциям хром, находящийся в магматических породах в трехвалентном состоянии, окисляется до шестивалентного и дает начало растворимым хромовокислым солям; это делает понятным, почему хромовокислые соли часто сопутствуют залежам селитры (например, в южноамериканских пустынных странах — Чили и др.). Хромовокислые соли, достигая в силу тех или иных причин областей с низким потенциалом окисления, вновь переходят в трехвалентное состояние и могут образовывать местные концентрации хромовокислых соединений среди осадочных пород. Таково, например, происхождение хромового минерала *волконскоита*, залегающего среди верхнепермских пород Приуралья; его выделения приурочены к остаткам древесины, рассеянным среди песчаников, которые создавали вокруг себя низкий потенциал окисления, благоприятный для перевода растворимых хромовокислых солей в трудно растворимую трехвалентную форму и, следовательно, для фиксации хрома; растворимые же хромовокислые соли поступали в верхнепермский бассейн вместе с континентальными водами с близлежащего Палеоурала, где, очевидно, господствовали процессы резко окислительного химического разложения широко развитых здесь основных магматических пород, обогащенных, как известно, соединениями хрома.

Благодаря действию окислительного потенциала в зоне осадкообразования становится возможной дифференциация железа и м е д и; железо остается при этом в трехвалентной форме в местах наивысшего потенциала окисления (например, в областях окисления сульфидных руд); растворы же, содержащие медь, передвигаются далее и, достигая областей с низким потенциалом окисления, здесь осаждаются, образуя месторождения меди среди осадочных отложений. К этому типу относятся, очевидно, приуральские, донецкие, мансфельдские верхнепермские и другие медистые песчаники и сланцы. В частности, для приуральских медистых пород железо, от которого отделилась химическим путем в пермское время медь, следует искать в области Урала с его ныне окисленными, а частью вовсе уничтоженными сульфидными месторождениями; соли же меди, пройдя с водными потоками, спускавшимися с Уральского хребта на русскую платформу, путь в несколько десятков километров, выпали в осадок в областях с низким кислородным потенциалом; связь выделений меди, находимых среди осадочных пород, с растительными остатками и битуминозными породами общеизвестна.

С е р е б р о также обычно концентрируется в местах с низким окислительным потенциалом. Среднее содержание серебра в магматических породах, как известно, составляет примерно 0,05 *г* на тонну породы. При окислении серебро переходит в растворимую форму и в этом виде поступает в водные пути миграции; в морской

воде его содержится еще около 0,0003 *г* Ag на тонну. Однако, в местах с низким потенциалом окисления серебро переходит в нерастворимые соединения, и поэтому обогащает собою породы, богатые органическим веществом. Так, например, зола большинства каменных углей содержит до 10 *г* металлического серебра на тонну; в диктионемовых сланцах Скандинавии обнаруживается несколько граммов серебра на тонну породы и т. д.

Изложенные соображения и факты приводят В. М. Гольдшмидта к заключению, что *изменения окислительного потенциала и концентрации водородных ионов делают возможным разобщение в зоне осадкообразования даже химически родственных металлов* с образованием их местных скоплений, нередко дающих промышленные концентрации тех или иных руд.

В. М. Гольдшмидт справедливо замечает, что потребуется, вероятно, очень много работы, чтобы получить точные и детальные цифровые данные об окислительном потенциале, необходимом для образования различных минералов, и о концентрации водородных ионов природных вод. Расширение знаний в этой области приведет к более глубокому пониманию минералообразующих процессов вообще и процессов минерального осадкообразования в частности.

Пространственное размещение вод с различным потенциалом окисления. По понятным причинам средняя насыщенность природных растворов свободным активным кислородом снижается в том же направлении, в каком повышается значение pH, т. е. от речных вод к береговым и далее к морским; особенно резко эта закономерность должна выступать для придонных вод, отделенных от атмосферы некоторой водной толщей, тогда как поверхностные воды, в силу их тесного соприкосновения с атмосферой, всегда более или менее насыщены кислородом. Правда, если мы будем прослеживать содержание активного кислорода в придонных морских водах, то увидим, что оно, как правило, постепенно падает до известного расстояния от берега и максимально снижается там, где накапливается в осадке наибольшее количество органического вещества, не «разбавляющегося» большим количеством обломочного материала; затем содержание активного кислорода вновь возрастает и на больших океанических глубинах, в области распространения красной глубоководной глины, куда почти вовсе не доходит органическое вещество, его содержание вновь становится большим. Таким образом, содержание свободного кислорода в морских придонных водах, если двигаться от берега по направлению к наибольшим океаническим впадинам, сначала падает, а затем вновь возрастает.

Мы можем, однако, не принимать во внимание вторую часть этой кривой, связанную с возрастанием свободного кислорода в абиссальных глубинах, так как осадочные образования, известные нам в ископаемом состоянии, как мы уже знаем, являются в основной своей массе осадками мелководных наплатформенных морей и неритовой области (т. е. до глубины около 200 *м*).

Поэтому, обсуждая условия образования осадков, с которыми нам постоянно приходится иметь дело в ископаемом состоянии, мы

можем принять, что *среднее содержание активного кислорода* (или иначе — кислородный потенциал) *падает от континентальных вод к придонным водам открытого моря.*

Падение окислительного потенциала в указанном направлении, совпадающее опять-таки с общим направлением миграции поверхностных растворов, фиксируется в осадках последовательным выпадением гидроокисей металлов, затем их закисных соединений (например, карбоната железа) и, наконец, сульфидов. Именно в таком порядке мы можем ожидать встретить обогащение осадков теми или иными минералами при прослеживании их от континента к открытому морю.

Континенты как бы окружены ореолом придонных морских вод с повышенным содержанием кислорода, причем этот ореол может то значительно расширяться и отодвигаться вглубь моря (в моменты наибольшего поднятия среднего уровня материков и максимального стока с них пресных вод), то сильно сужаться, образуя крайне узкую береговую ленту (в моменты, когда континенты сильно пенепленизированы, а речные воды текут крайне замедленными темпами). При последних обстоятельствах морские воды, практически лишенные у дна кислорода, заходят в область эпиконтинентальных морей и на их дне начинает господствовать преимущественно восстановительная, анаэробная обстановка.

Таким образом, в пространственном расположении вод с различным средним потенциалом окисления и в их миграции в пространстве и во времени мы наблюдаем весьма большую аналогию с тем, что уже говорилось про воды с различным средним значением pH. Это и вполне понятно, так как, как уже отмечалось, потенциалы окисления с возрастанием величины pH убывают.

Особые причины химической дифференциации. Вышеприведенные рассуждения о значении величины pH и окислительного потенциала относятся к типичным водным процессам, в которых выпадение вещества в осадок связано с действием ионов воды H и OH и наличием активного кислорода.

А. Е. Ферсман (1934) обратил, однако, внимание на то обстоятельство, что в зоне осадкообразования, наряду с выпадением гидроокисей металлов при известных обстоятельствах протекает осаждение свободных металлов и сульфидов.

Таблица 71

Потенциалы выпадения свободных металлов

(По В. М. Гольдшмидту)

Элементы	Вольты	Элементы	Вольты
Au . . .	+1,5	Ni . .	−0,25
Ag . . .	+0,81	Fe . .	−0,44
Cu . . .	+0,52	Zn . .	−0,76
Sb . . .	+0,20	Na . .	−2,71
Pb . . .	−0,13	Ca . .	−2,76
		Li . .	−3,02

Для первых В. М. Гольдшмидт дает следующую таблицу потенциалов выпадения металлов, которая намечает собою не только последовательность их образования, но и границы выпадения элементов в металлическом виде из кислых растворов (табл. 71).

Не трудно видеть, что при прослеживании в этой таблице элементов от первого к последнему вероятность нахождения металла в самородном виде падает. Действительно, первые три встречаются среди осадочных пород, последние же четыре вовсе не известны в земной коре.

Что касается осаждения сульфидов, то, по указанию А. Е. Ферсмана, для них можно выяснить порядок их выпадения в осадок в зависимости от концентрации ионов S и HS (поскольку среда насыщена сероводородом — H_2S) совершенно так же, как для водной среды это делается в отношении концентрации ионов H и OH. Такое построение, к сожалению, пока еще совершенно не выполнено, хотя несомненно, что оно будет иметь огромное значение для понимания процессов осаждения в восстановительных фациях сульфидов и гидросульфидов (как, например, пирита, марказита, мельниковита, сульфидов меди, ванадия и т. д.).

Мы указали и обсудили, насколько это позволяют имеющиеся данные, два главнейших ведущих фактора химической осадочной дифференциации — концентрацию водородных ионов и окислительный потенциал. Это дает о б щ е е представление о силах, регулирующих закономерное пространственное расположение и выпадение пегнитогенных [1] образований из природных растворов в зоне осадкообразования.

Следует, однако, еще раз со всей силой подчеркнуть, что процесс осадочной дифференциации вещества, равно как и силы, ее вызывающие, если не считать условий осаждения растворимых солей, начали служить предметом изучения лишь в самое недавнее время. Здесь предстоит еще огромная исследовательская работа, в важности и плодотворности которой вряд ли можно сомневаться.

7. Практическое и теоретическое значение осадочной дифференциации

Всякий процесс накопления минеральных осадков предусматривает собою наличие: а) области разрушения материнских пород и б) области накопления продуктов и их разрушения. Высотные отметки первой области всегда выше, чем второй, так как иначе не могло бы происходить переноса продуктов разрушения, что является обязательным этапом в образовании почти всякой осадочной породы.

Но во время транспортировки и отложения материала, как мы знаем, на поверхности Земли всегда осуществляется его дифференциация, проявляющаяся с различной степенью наглядности. В зависимости от геологической обстановки, которая имела место в том или ином районе и в тот или иной геологический момент, результаты, к которым приводит осадочная дифференциация, могут быть весьма различны. Эта разнохарактерная обстановка должна выясняться специальными работами для каждого отдельного пункта и для каждого отдельного стратиграфического горизонта. Но несмотря на это, общий принцип осадочной дифференциации вещества в той или иной форме должен, очевидно, выдерживаться буквально повсюду.

Если это так, то, прослеживая петрографический состав осадочных образований какого-либо строго определенного возраста по простиранию, от источника сноса по направлению к области на-

---

[1] «Пегнитогенный» — выпавший из раствора; синоним терминов «галогенный», «химический».

копления осадков, мы, как правило, должны ожидать встретить закономерную смену осадков, с последовательным изменением их механических и химико-минералогических свойств в соответствии с приведенными выше схемами механической и химической осадочных дифференциаций. Разумеется, что такая правильная территориальная последовательность осадочных пород, особенно, если бы ее можно было предвидеть заранее, имела бы огромное значение в деле поисков полезных ископаемых осадочного происхождения.

Для того, чтобы показать, что такая закономерность среди осадочных пород действительно существует и, повидимому, значительно чаще, чем это известно до сих пор, мы рассмотрим коротко в качестве примера размещение различных типов осадочных пород верхнепермского возраста на территории Татарской республики.

Верхнепермские отложения, развитые на северо-востоке Европейской части СССР, избраны в данном случае потому, что они представляют собою разительный пример древней дифференциации вещества. Напомним, что верхнепермское море носило характер замкнутого, или, во всяком случае, полузамкнутого бассейна, простиравшегося на восток вплоть до Уральского хребта, который в то время был высокой горной страной. Уральские горы, слагавшие восточный берег моря, являлись областью разрушения материнских пород; продукты их разрушения транспортировались водными потоками в прилежащее верхнепермское море, которое, вследствие своей замкнутости, сохраняло в себе все или большинство продуктов дифференциации.

Так как противоположный западный берег носил характер равнины и не доставлял заметного количества материала для построения осадочных пород, то почти весь процесс осадкообразования в верхнепермском бассейне протекал под знаком приноса, дифференциации и отложения продуктов разрушения пород именно восточного уральского берега. Это значительно упростило пространственное размещение различных типов осадков внутри моря и привело к тому, что мы можем прослеживать результаты дифференциации продуктов разрушения береговых пород лишь в одном направлении, а именно с востока, от Урала, на запад.

Следует заметить, что водные потоки, сбегавшие с Урала, имели значительный уклон дна и обладали большой живой силой, о чем мы можем судить по значительному количеству материала, доставленному ими за сравнительно короткое геологическое время для построения верхнепермских осадочных пород; вливаясь в морской бассейн, они не могли не вызывать его опреснения у восточных уральских берегов. Таким образом, живая сила водных потоков постепенно падала с востока на запад, а средние величины pH пермских вод, как континентальных, так и морских, в том же направлении повышались; к тому же следует иметь в виду, что в то время в области Урала происходило разрушение сульфидных месторождений, что обусловливало несколько повышенную кислотность континентальных вод; перемещаясь затем на запад сначала по суше, а затем внутри морского бассейна, воды эти постепенно нейтрализовались и, наконец, приобретали щелочную реакцию, как это свойственно воде всякого морского бассейна.

Такое распределение живой силы водных потоков и величин pH, не нарушаемое поступлением иных водных масс со стороны, великолепно запечатлелось в характере верхнепермских отложений.

Действительно, общеизвестным является тот факт, что средняя крупность минеральных обломков, входящих в состав верхнепермских отложений, постепенно снижается по мере движения от Урала на запад. В этом зафиксировано ослабление живой силы верхнепермских потоков в указанном направлении.

Если у восточных берегов происходила преимущественно механическая дифференциация, то далее к западу, начиная примерно с восточной границы Татарской республики, которая тогда была покрыта морем, начинала рельеф-

но проявляться и химическая дифференциация, продукты которой сначала примешиваются к продуктам механической дифференциации, а затем, по мере освобождения вод от механической мути, далее на запад приобретают уже доминирующее значение.

И действительно, в восточной половине Татреспублики проходит полоса пород, обогащенных соединениями меди (так называемые пермские «медистые песчаники», в действительности приближающиеся по крупности

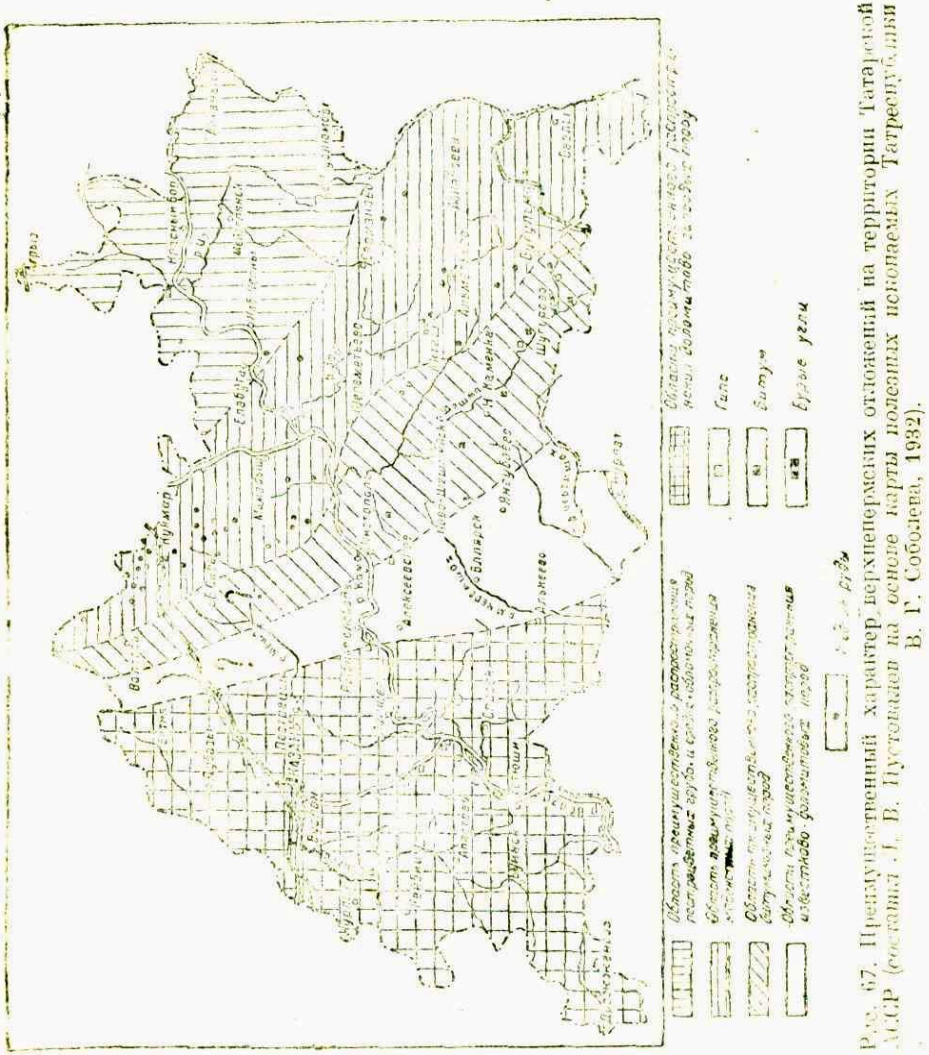


Рис. 67. Преимущественный характер верхнепермских отложений на территории Татарской АССР (составил А. В. Пустовалов на основе карты полезных ископаемых Татреспублики В. Г. Соболева, 1932).

зерна к алевролитам); полоса эта протягивается не строго параллельно Уральскому хребту, а в направлении с северо-запада на юго-восток, что, очевидно, обусловлено направлением и распределением водных потоков, впадавших в тогдашнее море (см. рис. 67).

Восточнее полосы медистых песчаников, т. е. ближе к источнику сноса, на территории Татреспублики располагаются преимущественно грубообломочные породы (песчаники с прослоями конгломератов), включающие в себе прослои сажистого и углистого материала (Мамадышский, Елабужский,

Челнинский, Бугульминский, Мензелинский районы). Очевидно, обломки растительного материала, сносившиеся с уральского берега наряду с другим «геологическим мусором», пройдя путь в воде до восточных границ Татреспублики, настолько набухали, что опускались на дно вместе с минеральным материалом. Любопытно, что частицы, составляющие здесь уголь, равно как изолированные обломки древесины, находимые среди верхнепермских пород этих районов, всегда значительно крупнее, нежели окружающий их минеральный материал; это связано с пониженным удельным весом древесины, которая при прочих равных условиях может транспортироваться дальше, чем более тяжелые минеральные частицы.

С запада к полосе медистых песчаников примыкает полоса преимущественного распространения битуминозных пород; к этой полосе, прослеживающейся далее на юг, уже за пределами Татреспублики, приурочено недавно открытое Бугурусланское месторождение нефти, которая, как известно, залегает среди верхнепермских отложений. Коллоидный органический материал, приносившийся в верхнепермский бассейн, очевидно, также с уральского берега, по понятным причинам должен был углубиться в море далее, чем крупная растительная труха, и должен был осесть после нее, образовав следующий, более западный пояс отложений, что мы и наблюдаем в действительности.

Положение медистых пород между поясом *углистых и битуминозных* осадков вполне соответствует тому, что медистые соединения, как уже говорилось выше, требуют для своей фиксации в осадке не только повышенной величины pH (по сравнению с pH речных вод), но и, главным образом, низкого потенциала окисления (ср. стр. 283). Поэтому естественно, что обогащение осадка медью наблюдается в верхнепермском бассейне на стыке углисто-*сажистых и битуминозных пород*, где потенциал окисления был достаточно низок и, следовательно, благоприятен для перевода солей меди в нерастворимые соединения.

Продвигаясь еще далее к западу, мы вступаем в полосу преимущественного распространения известково-доломитовых, а еще далее — доломитово-гипсовых осадков; ею и заканчиваются верхнепермские отложения в пределах Татреспублики. То обстоятельство, что именно самая западная и, следовательно, наиболее удаленная от уральских берегов часть Татреспублики служила местом преимущественного накопления гипса, подтверждается наличием именно в западных частях республики его наиболее крупных промышленных месторождений, которые располагаются главным образом по р. Волге от г. Казани до г. Тетюши и по самому нижнему течению р. Камы между г. Рыбная Слобода и г. Лаишевым.

Рассматривая карту, воспроизведенную на рис. 67, легко видеть, насколько четко отразилась в характере верхнепермских *отложений осадочная* дифференциация. Перечисленные выше пояса последовательно сменяют друг друга, уходя на севере и на юге за пределы Татреспублики.

При составлении этой карты в основу положена, с одной стороны, карта полезных ископаемых Татарии (В. Г. Соболев, 1932), а с другой, — существующие, достаточно подробные, сведения о характере верхнепермских *отложений*, развитых в этом районе (*М. Э. Ноинский, 1924 и 1932*, Л. В. Пустовалов, 1937 и др.). Это дало возможность наметить на карте приблизительные границы преимущественного распространения различных типов пород и связанных с ними полезных ископаемых.

Следует оговориться, что границы, показанные на карте, нельзя рассматривать не только как геометрические, но даже как приближающиеся к ним демаркационные линии. Помимо того, что границы проведены с точностью, позволительной на карте, составленной для учебных целей, с недостаточно исчерпывающим учетом всех месторождений полезных ископаемых и выходов различных типов пород, линии эти по самой сути дела и не могут быть намечены совершенно точно, поскольку речь идет о преимущественном распространении тех или иных осадочных образований. Области различных поясов пород не только заходят друг в друга, но взаимно перекрываются и дают постепенные переходы, которые, несмотря на их расплывчатость, все же улавливаются достаточно ясно. К тому же карта, воспроизведенная на рис. 67, составлена не для какого-либо одного стратигра-

фического горизонта, а для всех верхнепермских отложений Татреспублики в целом; вместе с тем известно, что в отдельные моменты верхнепермской эпохи отдельные фации занимали различное пространственное положение, мигрируя внутри бассейна то на восток, то на запад, что зависело от состояния уральского берега, мощности речных артерий, уровня моря и др. причин. Это вносит еще большую схематизацию в рис. 67; если бы он был составлен для какого-либо одного, строго определенного, достаточно узкого стратиграфического горизонта, то точность карты значительно возросла бы.

Взаимное перекрытие смежных поясов более ясно и четко видно из схемы дифференциации вещества в верхнепермском бассейне (рис. 68). Эта схема, в отличие от ранее приведенных аналогичных схем, является уже не теоретической, а вполне реальной схемой, основанной на эмпирических наблюдениях; она относится к отложениям совершенно определенной области и совершенно определенного геологического возраста.

В ней расчленены продукты механической и химической дифференциации, что дает возможность наглядно видеть, что в первые этапы дифференциации механические и химические ее продукты, выпадая одновременно, образуют между собою смеси, давая начало сложным осадочным скоплениям; сложность эта увеличивается исключительной пестротой обломочной части пород, которая отображает разнообразный петрографический состав пермского Полсоурала. По мере дальнейшего развития дифференциации минералого-петрографический состав осадков постепенно упрощается и как бы стремится к образованию одноминеральных (мономинеральных) осадков; таковы, например, значительные прослои более или менее однородных доломитов и гипсов в окрестностях г. Казани у западной границы Татреспублики, вдали от источника сноса.

Первые, наиболее восточные продукты механической и химической дифференциации образуют пояс приуральских красноцветов или пестроцветов, состоящих, главным образом, из конгломератов и песчаников с примесью окиси железа и кремнезема; последние два соединения согласно новейшим данным имеют здесь характер метаколлоидов; присутствие окиси железа обусловливает пестрый, преимущественно кирпично-красный цвет пород. Отдельные продукты дифференциации образуют здесь тесные и сложные смеси и плохо разобщены между собою; это можно поставить в связь с их накоплением в прибрежной зоне, в области дельт, как это считает Л. В. Пустовалов (1937), где, как мы увидим далее, дифференциация вещества обычно не дает чистых продуктов.

В западных частях пояса красноцветов крупные изолированные древесные остатки сменяются более мелкими и постепенно начинают встречаться небольшие сажистые примазки и выделения солей меди; эти минералогические и петрографические разности наряду с прослоями алевролитов количественно возрастают к западу, тогда как роль конгломератов и грубых песков в том же направлении падает; таким образом, продвигаясь на запад, мы постепенно вступаем в область преимущественного распространения медистых пород, выходя в то же время из пояса типичных приуральских пестроцветов.

Дальнейшее плавное чередование поясов с взаимным их перекрытием отчетливо видно из рис. 68.

Если сопоставить теоретическую схему химической дифференциации (см. рис. 65, стр. 263) со схемой дифференциации вещества в верхнепермское время, то легко обнаружить, что в последней не указаны некоторые продукты, фигурирующие в теоретической схеме; так, например, на рис. 68 не указано выпадение окислов марганца, силикатов железа, карбоната закисного железа. Это объясняется тем, что схема дифференциации для верхнепермского бассейна учитывает лишь главнейшие продукты, но не фиксирует внимания на второстепенных минералогических выделениях; при учете последних мы получили бы почти полную теоретическую схему.

На самом деле, в последние годы среди верхнепермских пород были найдены типичные марганцовые конкреции, не имеющие, однако, пока практического значения (личное сообщение И. И. Крома); силикаты железа, в частности глауконит, многократно обнаруживался среди средне- и тонкозернистых песчаников работниками Прикамнефти, Востокнефти и Москов-

ского нефтяного института; карбонат железа в виде небольшой примеси всегда содержится в зеленовато-сероватых глинах, распространенных на стыке красноцветных и карбонатных отложений (неопубликованные анализы Московского нефтяного института). Судя по местам, где были сделаны пока немногочисленные находки указанных минералов, можно думать, что территориально они займут среди верхнепермских пород то самое место, которое им надлежит занять по схеме химической дифференциации.

Надо вообще отметить, что при изучении распределения продуктов дифференциации среди отложений какой-либо области осадконакопления легко может создаться впечатление об отсутствии или выпадении некоторых из них. Кажущееся выпадение некоторых продуктов дифференциации связано с тем обстоятельством, что

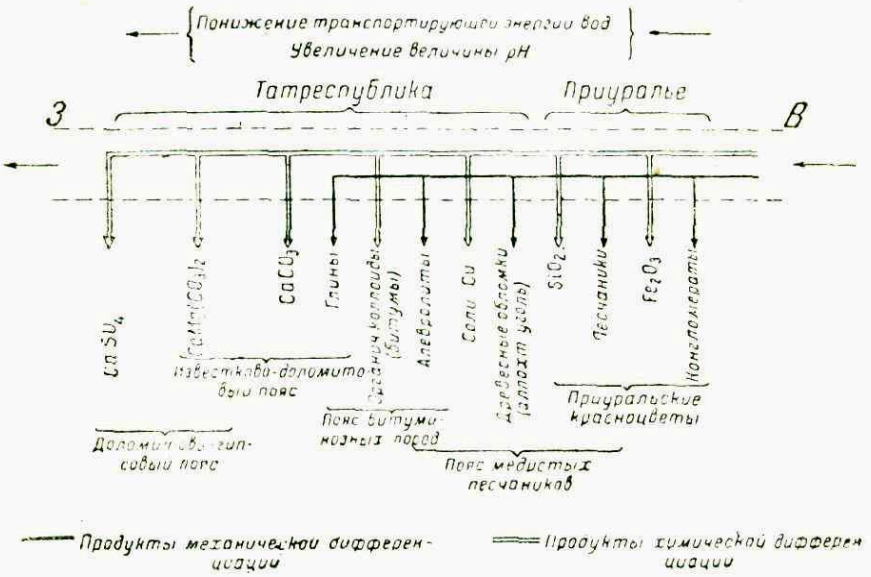


Рис. 68. Схема осадочной дифференциации вещества в верхнепермском море в направлении от Урала к г. Казани (по Л. В. Пустовалову, 1937).

отдельные пояса, возникающие при дифференциации, могут иметь весьма различное территориальное развитие, что зависит в каждом отдельном случае от многих причин и в частности от количественного взаимоотношения продуктов разрушения материнских пород или, иначе говоря, от их первоначального состава. Разумеется, что вещества, поступающие в бассейн в большем количестве, дадут широкие и легко обнаруживаемые пояса их преимущественного распространения, тогда как материал, приносимый в малом объеме, может вызвать незначительное обогащение пород соответствующим минеральным продуктом и притом на ограниченном пространстве, что легко может привести к его пропуску при геологической работе.

Поясним это аналогией с резиновой лентой, на которой буквами одинакового размера написано какое-либо слово, например, «фация». В верхней строке на рис. 69 изображено нормальное начертание этого слова, что как

бы соответствует также нормальной, идеальной схеме последовательного чередования продуктов дифференциации; каждая буква, которая условно может быть уподоблена тому или иному продукту дифференциации, занимает равное пространство. Растягивая и сужая в отдельных участках резиновую ленту, на которой мы написали слово «фация», мы будем деформировать буквы, с одной стороны сильно увеличивая их в длину, с другой — сильно сокращая занимаемое ими пространство. Таким путем мы можем добиться, что некоторые буквы будут почти совершенно сливаться между собою и не будут видимы издали, тогда как другие расширятся за их счет; при рассмотрении на некотором расстоянии 2 и 3 строк на рис. 69 кажется, что здесь написано «фац» и «фия», тогда как более внимательное рассмотрение тех же строк показывает, что и там, и здесь полностью начертано слово «фация».

Надо иметь в виду, что в силу особенностей полевой геологической работы исследователь всегда как бы рассматривает изучаемые образования «на некотором расстоянии»: он ориентируется на отдельные шурфы, буровые скважины, естественные обнажения и пр., которые всегда бывают более или менее удалены друг от друга; это легко может привести к пропуску тех или иных слабо развитых поясов и к впечатлению, что среди отложений той или иной области осадконакопления вовсе выпадают некоторые продукты поверхностной дифференциации. Изложенное обстоятельство значительно усложняет выявление правильностей в размещении осадочных образований и долго скрывало от исследователей имеющиеся в этой области закономерности.

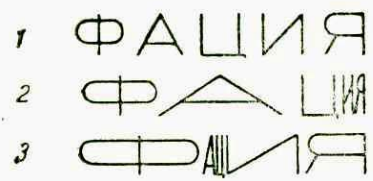


Рис. 69. Кажущееся выпадение некоторых букв (аналогия с кажущимся выпадением некоторых продуктов осадочной дифференциации).

Необходимо, однако, подчеркнуть, что наряду с описанным к а ж у щ и м с я выпадением отдельных продуктов дифференциации возможно д е й с т в и т е л ь н о е их отсутствие, связанное, например, с тем, что то или иное вещество может вовсе не поступать в данную область осадконакопления или в ней может не создаваться условий, благоприятных для фиксации того или иного соединения; естественно, что это еще больше усложняет осадочную дифференциацию, протекающую в природной обстановке, и делает ее отличной от теоретической схемы. Наконец, практическое усложнение химической дифференциации может быть вызвано уже отмечавшимся «омоложением» вод, когда дифференциация прерывается на каком-то этапе и начинается сызнова.

Можно сказать, что *характер осадочной дифференциации и размещение ее продуктов в пространстве имеет некоторые индивидуальные черты для каждой области осадконакопления и для каждого отдельного геологического момента*, в силу чего каждый раз происходит то или иное отклонение от теоретической схемы поверхностной дифференциации.

Одной из важнейших задач будущих исследований осадочных пород является выявление особенностей осадочной дифференциации и пространственного размещения ее продуктов в пределах каждого

отдельного стратиграфического горизонта и каждой отдельной области осадконакопления. Само собою ясно, насколько большое значение могут иметь подобного рода работы для наиболее целесообразной ориентировки поисково-разведочных работ и для прогноза о возможном нахождении тех или иных полезных ископаемых в пределах определенных территорий.

При осуществлении практических исследований в области осадочной дифференциации существенную помощь может оказать весьма подробное и тщательное изучение отдельных крупных опорных обнажений, вскрывающих породы интересующего возраста. Это значение опорных обнажений основывается на законе соотношений фаций И. Вальтера, где наряду с другими положениями говорится: *только такие фации могут лежать друг над другом, которые могут располагаться рядом друг с другом.*

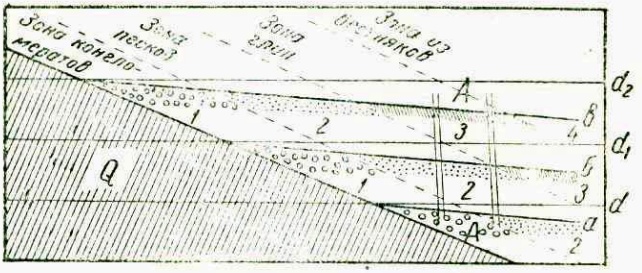


Рис. 70. Схематическая иллюстрация закона И. Вальтера.
А — А — место естественного обнажения.

Рис. 70 представляет собою схематическую иллюстрацию к формулированному закону И. Вальтера; в левой его части помещается склон континента (Q), в правой — осадочные образования, соответствующие различному уровню (d, d_1, d_2) трансгрессивно наступающего моря; в каждый определенный момент осадки сменяются по простиранию в известной последовательности; в нашем простейшем случае ближе всего к берегу располагаются конгломераты (*1*), далее пески (*2*), глины (*3*), наконец, известковые отложения (*4*). Так как уровень моря повышается и береговая линия перемещается в сторону континента, то по мере накопления осадков они не только перемещаются вверх, что связано с увеличением их мощности, но также и в сторону континента. Поэтому над конгломератами, отложившимися при наиболее низком уровне моря d, при уровне d_1 будут накапливаться уже пески, а при уровне d_2 — глины и т. д.

Если в последующем геолог будет изучать естественное обнажение, вскрывающее серию отложений A—A, то он обнаружит здесь снизу вверх конгломераты (*1*), пески (*2*), глины (*3*), т. е. найдет ту самую вертикальную смену пород, которая наблюдается каждый раз и в горизонтальном направлении. Разумеется, что при регрессии моря осадки будут перекрывать друг друга в обратном порядке; но смена пород в вертикальном направлении всегда будет соответствовать смене пород по простиранию, так как уровень

бассейна в разрезе геологического времени никогда не остается постоянным и, следовательно, на площади, занятые одним типом осадков, в следующий момент приходят другие, обязательно с о с е д н и е типы отложений.

Таким образом, мы приходим к выводу, что *вертикальные разрезы дают представление о смене пород в горизонтальном направлении*. Конечно, это правило может быть применено лишь к определенной области, где осадконакопление протекает непрерывно и не прерывается полным осушением бассейна или, наоборот, приходом на данную территорию совершенно нового морского бассейна, что, как известно, бывает связано с появлением генетически совершенно иных отложений, чему может предшествовать даже разрушение ранее образовавшихся осадочных пород.

Это чрезвычайно важное положение, прямым образом вытекающее из закона Н. Вальтера, к сожалению, далеко не всегда учитывается геологами при их полевых исследованиях и, можно сказать, совсем не принимается во внимание при поисковых работах. Вместе с тем, оно способно в значительной мере не только пролить свет на дифференциацию вещества в изучаемой области осадконакопления, но и значительно облегчить труд геолога-поисковика, ориентируя его внимание в определенных направлениях.

Для иллюстрации сказанного и в дополнение к приведенному уже примеру верхнепермских отложений, можно указать на разрез верхнепермских же пород близ г. Елабуги, на правом берегу р. Камы, детально изученный в последнее время Л. В. Пустоваловым (1937); об его географическом положении можно составить себе представление из карты Татреспублики (см. рис. 67).

В упрощенном виде елабужский разрез дан на рис. 71, на котором можно видеть, что низы его слагаются пестроцветными, преимущественно грубообломочными породами (толщи А, Б, В); выше их залегают серые сланцеватые глины, в нижней части слабо обогащенные соединениями меди (толща Г); еще выше располагается свита карбонатных пород, нижние члены которой обладают местами серым цветом и битуминозным, а иногда керосиновым запахом (толща Д); более верхние отложения пермского возраста в елабужском разрезе не сохранились.

Сопоставляя обнажения близ г. Елабуги с преимущественным территориальным распространением различных петрографических типов верхнепермских отложений (ср. рис. 71 с рис. 67 и 68), легко обнаружить, что аналоги пород, составляющие верхнюю часть елабужского обнажения, развиты главным образом к западу, а аналоги пород, слагающие низы того же обнажения — к востоку от окрестностей г. Елабуги.

Если бы нам было дано задание отыскать среди верхнепермских отложений область распространения медеиосных пород, то, основываясь на характере елабужского обнажения и зная, что материал транспортировался и дифференцировался с востока на запад, мы должны были бы уверенно направить свое внимание именно на запад от г. Елабуги, так как только здесь можно встретить наиболее значительные скопления медных соединений; то же самое можно сказать и о битуминозных породах.

Некоторое, пусть даже незначительное, обогащение пород тем или иным материалом, занимающее определенное, закономерное положение в разрезе, должно ориентировать геолога-поисковика на поиски более значительных скоплений этого материала в совершенно определенном направлении. Хотя при этом и могут быть не обнаружены промышленные концентрации с необходимыми для

эксплоатации запасами, но результаты направленных таким образом поисковых работ все же должны быть значительно более эффективны, нежели поиски вслепую, без всяких предпосылок, методом «дикой кошки».

При этом, конечно, чрезвычайно важно каждый раз предварительно устанавливать, залегает ли данное минеральное образование на месте своего первоначального образования или оно перемещено в результате последующих процессов и занимает сейчас место, первоначально ему не свойственное. Об этом всегда можно судить с достаточной степенью достоверности по соответствию горизонтального или вертикального порядка напластования принципам осадочной дифференциации; в случае закономерной последовательности пород, которая могла возникнуть в результате поверхностной дифференциации, можно говорить о синхроничности минеральных выделений вмещающим их породам и наоборот.

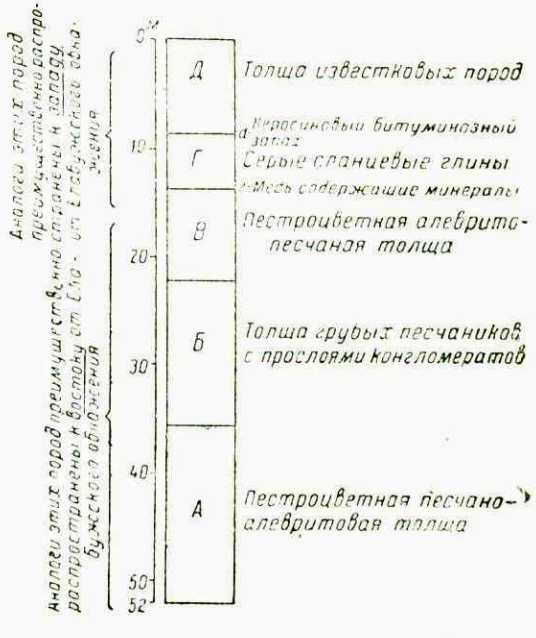


Рис. 71. Схема разреза верхнепермских отложений близ р. Елабуги, на правом берегу р. Камы. Вертикальная смена пород дает представление об их преимущественном горизонтальном распространении; ср. с картой на рис. 67 (по Л. В. Пустовалову, 1937).

Таким образом, *изучение осадочных образований с точки зрения поверхностной дифференциации помогает также различать между собою синхроничные и эпигенетические минеральные выделения, в них встречающиеся.*

Даже одно это обстоятельство, взятое вне связи со всем тем, что говорилось выше, имеет очень большое значение для геолога-поисковика и еще раз подчеркивает практическую важность применения к осадочным породам учения о поверхностной дифференциации.

Если представление об осадочной дифференциации вещества, очевидно, окажет в недалеком будущем весьма существенную помощь практической геологии, то не меньшее значение оно имеет для наших теоретических представлений об осадочных образованиях. Ко всему тому, что уже говорилось по этому поводу выше, следует добавить еще следующее.

Кажущаяся пестрота и сложность осадочных пород долгое время затрудняли выявление существующих закономерностей в

их составе и территориальном распространении. Это приводило некоторых авторов к заключению, что такие закономерности вообще не свойственны осадочным породам, а потому и не могут быть обнаружены.

Такие теоретические «установки», естественно, расхолаживали исследователей, пытавшихся установить правильности в составе и распространении осадочных образований; этим, равно как и сложностью вопроса, в значительной мере объясняется малочисленность работ в интересующей нас области, которые к тому же в подавляющем большинстве относятся лишь к самым последним годам.

К сожалению, среди широких геологических кругов по традиции до сих пор продолжает еще господствовать представление об отсутствии закономерностей в составе и территориальном размещении осадочных образований, а следовательно, и связанных с ними полезных ископаемых. Нечего говорить о том, насколько пагубно это отражается на состоянии как наших теоретических представлений, так и на развитии практической геологии.

Очень резко и определенно выразил ходячее, но неверное представление об осадочных породах известный петрограф Г. Розенбуш (1923). Он утверждает, что:

а) за исключением группы «химических» осадков во всех других осадочных породах «состав материи не находится во внутренней *причинной связи со всем существом породы*»;

б) «в то время как в группе изверженных и химически осажденных пород закономерное сообщество родственных типов пород является совершенно ясным и выступает с такой резкостью, что по наличию одной определенной породы возможно предугадать, какую из других можно ожидать встретить рядом, — в группе кластических осадочных пород подобные соотношения н е в с т р е ч а ю т с я с о в е р ш е н н о»;

в) «не химические законы управляют вещественным составом (осадочных пород), но чисто механические причины обусловливают его; поэтому здесь о т с у т с т в у е т к а к о е б ы т о н и б ы л о п р а в и л о минералогической ассоциации и какая-либо норма относительных количеств аналитически распознаваемого главного вещества породы».

После того, что было сказано об осадочной дифференциации, вряд ли стоит останавливаться специально на доказательствах ошибочности процитированных утверждений Г. Розенбуша. На *самом деле*, мы уже знаем, что так называемые «химические» осадки, для которых Г. Розенбуш признает существование правильностей в их составе, составляют лишь конечные продукты химической дифференциации; зависимость между их образованием и их химическим составом выступает наиболее наглядно, а потому и давно была осознана исследователями; все другие выделения, не относящиеся к «морским солям», но выпадающие из молекулярно-ионных и коллоидальных растворов, также подчинены химическим законам, но более деликатным и тонким, а потому более трудно улавливаемым. Этим опровергается утверждение, будто бы не хи-

мические законы управляют вещественным составом осадочных пород и будто бы состав осадочных пород не находится во внутренней причинной связи со всем *существом породы*.

Как для кластических, так и для пегнитогенных осадочных образований, равно как для промежуточных между ними типов, в полном соответствии с осадочной дифференциацией, мы постоянно обнаруживаем совершенно правильные сообщества осадочных пород, настолько резко выраженные, что присутствие одного типа заставляет предполагать наличие ряда других соседних типов. Поэтому *распространенное ныне представление*, будто бы правильные сообщества осадочных пород не встречаются совершенно, по меньшей мере не соответствует действительности.

Мы видим, таким образом, что *учение об осадочной дифференциации побуждает нас коренным образом пересмотреть наши теоретические представления о размещении и составе осадочных пород и отбросить пессимистический взгляд на якобы вообще отсутствующие закономерности в этой области*.

Правда то, что закономерности, регулирующие состав и территориальное распределение осадочных образований, достаточно сложны и часто трудно обнаруживаются; это связано с тем, что осадочные породы образуются в результате одновременного приложения к одним и тем же объектам как химических, так и механических сил, усложняющихся еще более участием иных поверхностных факторов, как, например, участием организмов. С этой точки зрения осадочные породы представляют собою несравненно более сложные и значительно более трудные для углубленного изучения минеральные системы, нежели магматические породы, которые являются почти исключительно продуктами химических и физико-химических равновесий.

Можно утверждать, что законы осадконакопления сложнее и многообразнее законов образования магматических пород, вследствие чего они и становятся известными значительно позже, чем законы возникновения магматических выделений; но эти законы *все же существуют; они уже начали выясняться* и, конечно, будут раскрыты до конца, несмотря на их сложность.

Перед петрографами-осадочниками раскрывается в этой области совершенно безграничное поле деятельности, чреватое своими важными теоретическими и практическими последствиями; один из самых первых относящихся сюда шагов сделан учением об осадочной дифференциации.

ГЛАВА VI

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОТДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

1. Общие замечания

Отдельные области или фации земной поверхности характеризуются сочетанием ряда условий осадконакопления. Различный потенциал окисления, различная скорость и мощность водных и воздушных потоков, та или иная величина pH, давление, температура и т. д. обусловливают в своей совокупности различный ход накопления минеральных осадков и различное течение осадочной дифференциации. В результате каждая область приобретает свои особенные черты осадконакопления, которые так или иначе запечатлеваются в образующихся отложениях.

Ниже дается короткий обзор лишь самых главнейших, основных черт осадконакопления для отдельных главнейших фаций. Этот обзор преследует цель осветить только условия осадконакопления, но не ставит своей задачей охарактеризовать те или иные фации, которые освещаются в иных геологических дисциплинах и должны быть уже знакомы читателю. Различные структурные и текстурные признаки осадочных образований, возникающие при той или иной фациальной обстановке, сейчас также либо вовсе не затрагиваются, либо отмечаются коротко лишь попутно; более же детальное их рассмотрение будет сделано во II части, в главах, трактующих о структурно-текстурных особенностях осадочных пород.

2. Осадконакопление на склонах и у подножий гор

Накопление осадков у подножий и особенно на склонах гор связано главным образом с сухими обвалами раздробленных пород под влиянием силы тяжести. Разумеется, что при этих условиях механической дифференциации детритуса, равно как и окатывания обломков, произойти не может, а потому в фации обвалов и осыпей скопляется беспорядочно нагроможденный, не слоистый, остроугольный материал размером от тончайшей пыли до огромных глыб, причём по понятным причинам превалирует грубообломочный материал (см. рис. 72). Будучи одной стороной прислонен к склонам гор, подобный обломочный материал с другой стороны, обращенной к равнине, сгружается под углом, близким к углу

ественного откоса, который может меняться в зависимости от личины и формы обломков; углы эти колеблются от 5—4° до ° и более и постепенно выполаживаются по направлению от гор равнине.

Так как каждый очередной обвал может доставлять несколько ичный материал, то возникает некоторое подобие весьма гру- й слоистости; ее наклон в одну сторону может неправильно быть ставлен в связь с тектоническими явлениями.

Некоторая механическая дифференциация материала, та или ая стратификация и известная окатанность материала постепен- проявляются все более и более по мере удаления от горных

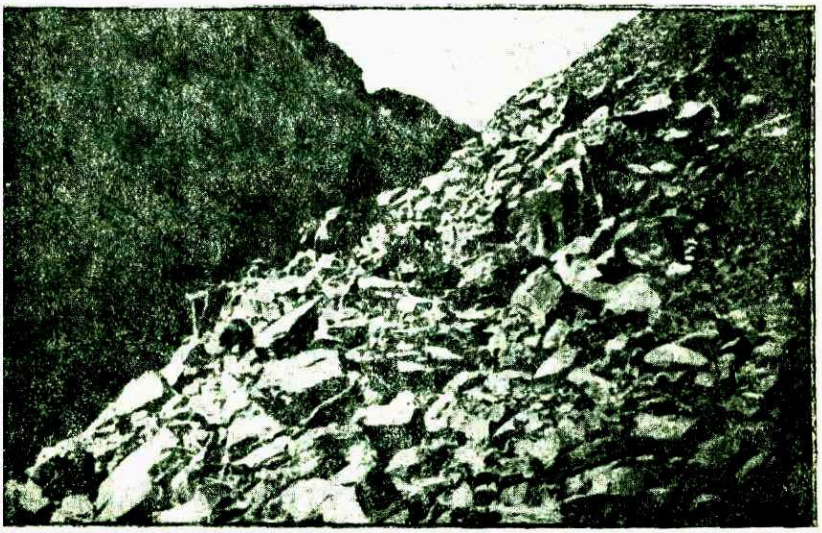


Рис. 72. Фация горных обвалов на склоне Памирских гор.

оружений, доставляющих материал для обвалов; здесь над сор- ровкой продуктов сухих обвалов начинает работать вода, сте- ющая с гор, а иногда и ветер, причем их деятельность проявля- я все более наглядно по мере удаления от гор, тогда как у самых ных склонов, благодаря частым обвалам, осадки постоянно ддерживаются в недифференцированном состоянии.

Естественно, что мощность осадков на склонах и у подножий о может быть весьма различной, что зависит от высоты гор, кру- зны склонов, частоты и силы обвалов и других причин. Вообще говоря, мощность таких отложений довольно быстро снижается гор к равнинам, вследствие чего в разрезе они имеют вид клиньев. ибольшая мощность осадков на склонах и у подножий гор до- дит до нескольких километров (сиваликские слои Индии, юрские ложения вдоль обоих склонов Тянь-Шаня и др. местами стигают по мощности 4—5 км), но обычно оценивается сотнями десятками метров.

Пожалуй, можно принять, что осадконакопление на склонах и у подножий гор по сравнению с осадконакоплением в других областях свойственны максимальные темпы, так как за один короткий момент обвала возможно образование отложений весьма внушительной мощности.

Площадь, занятая осадками, образующимися у склонов и подножий гор за счет разрушения последних, в ширину бывает равна примерно высоте гор,, а по длине соответствует протяженности разрушающихся горных хребтов (Д. Баррелл, 1906).

Так как поверхностная дифференциация на склонах и у подножий гор проявляется весьма слабо и приводит лишь к некоторой, обычно далеко не совершенной механической рассортировке материала, то химическая дифференциация, рельефно проявляющаяся, как мы уже знаем, значительно позднее механической, вовсе не дает себя здесь знать. Чистые продукты химической дифференциации на склонах и у подножий гор поэтому вовсе отсутствуют; здесь нет никаких шансов найти вновь образованные в процессе осадконакопления марганцовые или железные руды, известняки, доломиты и т. д.

Петрографический состав и цвет фации осыпей и обвалов почти в точности соответствует составу и цвету разрушающихся пород, что находится в связи с отсутствием дифференциации исходного вещества; лишь на некотором удалении от гор, где происходит некоторая рассортировка материала, осадки могут приобретать некоторые специфические особенности своего состава, одновременно с чем может изменяться и их окраска.

Заслуживает специального упоминания тот факт, что среди осадочного материала, прилегающего к горам, сохраняется много нестойких минералов, вследствие чего широко здесь развитые песчаные разности приобретают характер аркозов или граувакк (состоят из кварца, полевых шпатов, слюд или других минералов, входящих в состав изначальных пород). Поэтому нахождение аркозовых пород нельзя всегда рассматривать как признак сухости климата и указание на пустынный способ образования осадков; аркозовые образования чаще образуются близ молодых горных цепей в любых климатических условиях и говорят в этом случае лишь о том, что слагающие их минералы прошли в зоне осадкообразования путь, очень короткий как во времени, так и в пространстве, а потому не успели испытать на себе воздействия естественного «химического отбора».

Отложения на склонах и у подножий гор или содержат крайне спорадические органические остатки, притом наземного происхождения, или чаще вовсе не содержат таковых.

Естественно, что осадконакопление на склонах и у подножий гор усиливается каждый раз после проявления тектонических сил и возникновения на земной поверхности горных сооружений; поэтому наибольшее развитие соответственных осадков наблюдается сейчас же после так называемых геологических революций.

Пригорным отложениям обычно сопутствуют осадки дождевых намывов, временных и грязевых потоков, аллювиальные веера,

конусы выноса, оплывины, оползневые отложения и пр. Совокупность всех этих отложений, которые рассматриваются в курсах общей геологии, и характеризует собою, как известно, фацию предгорий.

3. Осадконакопление в ледниковых областях

Осадконакопление, связанное с деятельностью континентального льда, как такового, по отсутствию дифференциации минеральных продуктов может сравняться лишь с отложениями на склонах и у подножий гор. Но осадкообразующая деятельность ледников всегда неизбежно в той или иной мере сопряжена с деятельностью вод, образующихся при таянии льда.

Поэтому, прослеживая отложения ледников, приуроченных к долинам, почти всегда можно без особого труда установить, что разнозернистый, недифференцированный, остроугольный материал морен постепенно переходит в более дифференцированные флювиогляциальные, ледниково-речные отложения, а еще далее — в типичные речные осадки. Таким образом, ледниковый материал, по

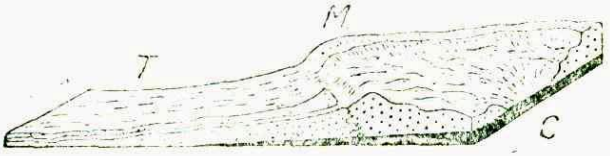


Рис. 73. Ледниковая серия отложений (по Пенку).
C — центральная впадина; *M* — моренный амфитеатр; *T* — переходный конус.

мере удаления его от ледника, для чего требуется известное время, все более подвергается поверхностной дифференциации, которая, однако, никогда не заходит в ледниковых областях далее самых первых стадий. Хорошо рассортированный водою материал, если даже он прошел стадию транспортировки льдом, мы не назовем уже ледниковыми отложениями, а причислим к субаквальным образованиям. Следовательно, отсутствие дифференциации вещества является одним из основных признаков собственно ледниковых отложений.

Осадки, образующиеся при покровном оледенении, занимающем значительные пространства, распределяются сложнее, чем в случае долинных ледников. При стаивании ледника конечная морена, слагающаяся из весьма слабо или вовсе не дифференцированного материала, остается в виде моренного амфитеатра, с внутренней стороны которого, обращенной к прежнему местоположению передовой части ледника, располагается так называемая центральная впадина (рис. 73); в ней обычно помещается бассейн или ряд мелких бассейнов типа озер, куда ручьи и речки сносят окружающий материал ледникового происхождения. Разумеется, что в таких водоемах, как в любом другом континентальном бассейне, может осуществляться достаточно четко выраженная меха-

ническая дифференциация, которая сейчас же отражается на характере осадков.

Поскольку транспортирующая деятельность ручьев и речек, связанных с ледниками, то возрастает, то снижается в зависимости от смены теплых и холодных времен года, в водоемах отлагается поочередно то более тонкий, то более грубый материал, имеющий весьма четкую стратификацию и относительно высокую степень отсортированности; таким путем в области ледниковых отложений возникают ленточные глины, каждый глинистый прослой которых соответствует зимнему периоду (замедленная транспортировка материала), а каждый опесчаненный — летнему периоду (ускорение таяния льдов и усиление в связи с этим транспортирующей деятельности вод, стекающих в бассейн); более толстые прослои песка (рис. 74) указывают на более жаркое лето. Каждые два соседних прослоя (песок + глина) соответствуют осадконакоплению в течение одного года.

Моренный амфитеатр обычно круто падает к леднику, но имеет отлогий склон в противоположную сторону, так как на его конфигурации сказывается деятельность вод, сносивших обломки вниз; следовательно, здесь мы имеем уже более или менее плавный переход от ледниковых образований к речным.

К материалу, слагающему переходный конус (см. рис. 73), может прилагаться дифференцирующая сила не только воды, но и ветра: тонкий обломочный материал может выдуваться и образовывать по периферии ледниковых отложений толщи лёсса; в пределах же самого переходного конуса наряду с речными отложениями могут возникнуть песчаные дюны, иногда с зернами, хорошо отвеянными по своей величине.

Таким образом, вокруг и внутри области распространения собственно ледниковых или моренных образований, всегда весьма плохо дифференцированных, возникает целый комплекс продуктов их дифференциации, что связано уже с сортирующей деятельностью атмосферы и воды в жидкой фазе. Продукты дифференциации моренного материала могут очень тесно соприкасаться, а иногда внедряться и перекрываться собственно ледниковыми отложениями, что связано с периодическими отступлениями и наступлениями ледников; это дает повод причислять уже рассортированный материал моренного происхождения к ледниковым отложениям, что, строго говоря, не совсем правильно: собственно ледниковым образованиям не свойственна дифференциация слагающих их обломков.

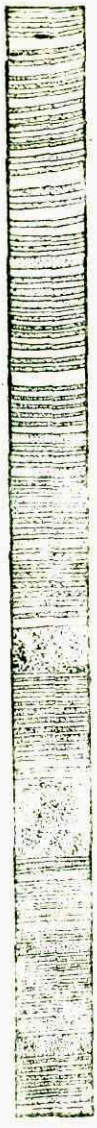



Рис. 74. Колонка ленточных глин; темные полосы — тонкозернистый песчаный материал, светлые ленты — глинистые прослои (по Д.В. Наливкину, 1933).

Мощность ледниковых отложений обычно редко превышает 100—200 *м*; площадь их распространения зависит от пространства, *охваченного оледенением. Известно, что значительная часть* Европы и Северной Америки в недавнем геологическом прошлом была покрыта льдом, оставившим здесь после себя чрезвычайно широко распространенные моренные отложения.

Петрографический состав ледниковых отложений может быть весьма разнообразен и зависит всецело от петрографического состава исходного материала. Следует отметить, что в случае, если ледник проходит *в области развития известковых пород, то моренные* отложения могут приобретать несколько своеобразный состав, либо обогащаясь в той или иной мере карбонатом кальция, либо даже нацело состоя из него; в этом случае можно говорить об известковых породах ледникового происхождения.

Так как явления регионального оледенения, как известно из курсов исторической геологии, связаны с эпохами усиленных горообразовательных процессов, то ледниковые отложения получают наибольшее распространение в эпохи, приблизительно совпадающие с геологическими революциями. Любопытно замечание Д. В. *Наливкина* (1933), что часть ледниковых отложений, которые считаются четвертичными, на самом деле могут оказаться третичными; если это действительно имеет место, то последнее массовое появление на Земле ледниковых осадков еще более сблизится в хронологическом отношении с последней альпийской революцией, как известно, имевшей место в третичное время.

4. Осадконакопление в области пустынь

Наиболее характерными условиями осадконакопления в области пустынь являются: а) транспортирующая и сортирующая деятельность преимущественно ветра, б) недостаток влаги, в) очень высокий потенциал окисления, г) повышенная средняя температура.

Транспортирующая деятельность атмосферы уже была разобрана выше; *сейчас нам надлежит коротко* рассмотреть ее дифференцирующую работу, которая, естественно, сводится лишь к механической дифференциации.

Пути воздушной миграции, особенно интенсивно проявляющейся в области пустынь, как уже отмечалось, не имеют каких-либо строго определенных границ, чем они отличаются от путей водной миграции, которые по крайней мере на континентах ограничены дном и берегами потока и имеют обычно форму лент. Поэтому, *если* при водной транспортировке переброска материала из одного речного бассейна в другой, даже соседний бассейн невозможна, то при *эоловой транспортировке* обломочные частицы подходящего размера могут уноситься в любом направлении и по сути дела — безгранично.

Движения атмосферы, проявляющиеся в пустынных областях, конечно, выходят за их пределы и увлекают с собою наиболее тонкий материал; мы уже знаем, что таким путем, например, в Европе может отлагаться атмосферная пыль африканского про-

исхождения. Если в пределах пустынь, при достаточно сухом воздухе, тонкие частицы легко могут удерживаться в атмосфере, то, выходя за пределы засушливых местностей, они отяжеляются вследствие конденсации на них паров воды или же просто увлекаются на Землю ниспадающими дождями. Другими словами, в пустынях миграция мелких минеральных частиц весьма значительно облегчается сухостью воздуха; в этих условиях они настолько подвижны, что легко покидают пустынные местности, выходя за их границы.

Это приводит к тому, что все наиболее мелкие, глинистые обломки при достаточно продолжительном господстве сухого климата выдуваются из пустынных областей; поэтому поверхность пустынь покрыта, как правило, песчаным материалом, тогда как глинистые отложения для сухих пустынных районов не являются характерными и встречаются здесь лишь спорадически в местах, более или менее обогащенных влагой.

Мы видим, таким образом, что в областях пустынь осуществляется в огромных региональных масштабах дифференциация песчаного и глинистого материала, причем в самих пустынях сохраняется лишь первый, наряду, конечно, с еще более крупными гравийными и другими обломками. Сказанное вполне подтверждается наблюдениями над современными пустынями, среди которых мы знаем *песчаные* и *каменистые*, но не знаем пустынь глинистых.

Отсутствие или, во всяком случае, подчиненное значение глинистых отложений для типичных пустынных осадков должно служить одним из критериев для распознавания ископаемых их аналогов. Надо иметь чрезвычайно веские иные доказательства, чтобы утверждать, что какая-либо осадочная толща, содержащая многочисленные глинистые прослои, является пустынным образованием. С этой точки зрения распространенный взгляд на пестроцветные верхнепермские и другие отложения, среди которых глинистые разности повсеместно играют весьма значительную роль, как на отложения древних пустынь, является, между прочим, весьма мало вероятным.

Помимо описанной региональной дифференциации песчаного и глинистого материала, в пустынях протекает дифференциация, имеющая более местный и ограниченный характер.

Если господствующие ветры дуют в одном направлении с достаточно постоянной скоростью, то это приводит к разобщению частиц разного размера: более мелкие уносятся далеко вперед, а более крупные задерживаются где-то сзади; таким путем возникают хорошо отсортированные дюнные пески, с очень небольшими колебаниями в диаметре слагающих их зерен.

Следует, однако, подчеркнуть, что общее представление об эоловых песках, как о превосходно отсортированных осадках, справедливо лишь для тех дюнных отложений, которые подвергались весьма длительному и многократному перевеванию; «молодой» же дюнный материал, только недавно вступивший в стадию эолового бытия, далеко не всегда хорошо механически отдифференцирован; таковы, например, прибрежные дюны, обычно слагающиеся из разнозернистого морского песка, только что выброшенного при-

боем на берег и увлеченного вглубь континента ветром. Отсюда вытекает следствие, что *хорошая отсортированность не может еще служить бесспорным доказательством пустынного образования песков, тогда как и плохая* их отсортированность не противоречит такому образованию.

В еще меньших масштабах механическая дифференциация материала совершается около каждой дюны, как бы велика или мала она ни была. Склон дюны, обращенный к ветру, обычно имеет иной угол наклона, нежели противоположный ему склон; благодаря этому дюны, как правило, имеют в разрезе асимметричный вид, как это изображено на рис. 75. Для того, чтобы какой-либо обломок мог продвинуться под влиянием давления ветра вперед,

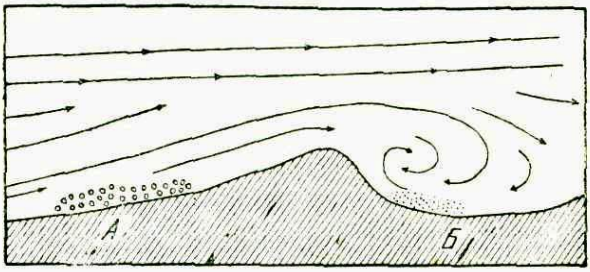


Рис. 75. Схема дифференциации крупного и тяжелого (*А*) и мелкого и легкого (*Б*) материала под влиянием воздушных течений (по К. Рейборну и Г. Мильнеру, 1927).

он должен преодолеть возвышенность, образованную дюной. Это могут сделать лишь достаточно мелкие и легкие частицы, тогда как крупные и тяжелые задерживаются на том склоне дюны, откуда дует ветер.

Легкие же частицы, достигая вершины дюны, скатываются вниз по ее крутому склону и могут здесь концентрироваться, будучи защищены дюной от воздействия прямого ветра; необходимо очень сильное движение атмосферы, чтобы вихревым движением они могли быть вновь подхвачены и переброшены на пологий склон следующей дюны и т. д. Места концентрации крупных (тяжелых) и мелких (легких) частиц близ каждой дюны показаны на рис. 75. Таким путем иногда образуются «сухие» россыпи золота и драгоценных камней.

Забегая несколько вперед, следует отметить, что совершенно аналогичная дифференциация тяжелого и легкого материала совершается и в водной среде там, где дно покрыто знаками ряби, состоящими из миниатюрных дюноподобных возвышений; даже на дне ручья между валиками ряби можно почти всегда обнаружить скопления более темного песчаного материала; это рудные песчинки (гематита, ильменита, магнетита и т. д.), которые вследствие своей тяжести задерживаются в углублениях между знаками ря-

бя, не будучи в состоянии быстро подняться на вершину следующего хребтика.

Попутно следует коротко остановиться на цвете пустынных отложений, поскольку он в значительной степени связан с механической дифференциацией. По справедливому замечанию У. Х. Твенхофела (1932), часто повторяемое ошибочное утверждение, будто бы красный цвет осадков свидетельствует о сухости климата и о пустынной обстановке, относится к числу идей, затуманенных традициями и допущениями, но не обоснованных фактами.

На самом деле, мы знаем, что когда обломочная порода обладает красной окраской, то ее цвет зависит от тончайшей железистой «рубашки» (пленочки), покрывающей собою каждое зерно. Естественно, что такая железистая пленка должна быть очень быстро удалена с поверхности песчинок благодаря их постоянному трению друг о друга при эоловом способе переноса как во взвешенном состоянии, так и путем перекатывания; известно, что при воздушной транспортировке не только может соскабливаться железистая пленка, но могут полироваться даже весьма твердые кварцевые зерна.

Если даже в области пустынь по тем или иным причинам появляется песчаный материал с железистой рубашкой, то очень скоро он от нее освобождается; образующаяся при этом железистая пыль вместе с другими мельчайшими частицами уносится прочь, часто даже за пределы пустыни, а остающийся песчаный материал должен приобрести окраску, свойственную составляющим его минералам. Таким образом, механическая дифференциация более или менее исключает образование в сухом климате, в условиях эоловой обработки материала, образование красноцветных и пестроцветных пород.

И действительно, лучшее знакомство с современными пустынями, чем это было несколько десятилетий тому назад, показывает, что превалирующей окраской пустынных отложений являются светлые тона — светложелтый, нежнорозовый, сероватый, чаще же всего белый, что зависит от белого цвета кварцевых и некоторых других минералов, составляющих эоловые отложения.

Заметим, что опять-таки и с этой точки зрения пестроцветные верхнепермские отложения восточных районов Европейской части СССР, нанчаще приводящиеся в качестве примера ископаемых пустынь, мало похожи на эоловые осадки.

Из сказанного можно сделать заключение, что в пустынной обстановке возможно местное накопление достаточно чистых продуктов механической дифференциации вещества. Не менее рельефно может проявляться здесь также и химическая дифференциация.

В том ограниченном количестве влаги, которая циркулирует в области пустынь, растворяется вся та масса различных солей, которая при других климатических условиях переводится в раствор несравненно большим объемом воды; это обусловливает исключительно высокую концентрацию пустынных вод.

Вместе с тем, даже эти концентрированные растворы могут перемещаться на очень небольшие расстояния, так как вскоре испаряются. Поэтому выпадение из них твердого вещества или, иными словами, вся химическая дифференциация должна каждый раз укладываться на очень узком пространстве и в относительно очень узкие рамки времени, которые соответствуют ограниченному пространству и ограниченному времени миграции растворов в пустынных условиях. Это приводит к исключительной минералогической пестроте химических выделений пустынь, среди которых мы находим самые разнообразные продукты химической дифференциации от железистых, марганцевых, кремневых корок и выделений до известковых, гипсовых, хлорнатровых и даже еще более легко растворимых селитряных и других выцветов и корок, не говоря уже о более редких выделениях ванадиевых, радиевых, баритовых и других образований.

Размещение всех этих продуктов химической дифференциации в области пустынь бывает крайне причудливым, что связано со столь же причудливыми, быстро иссякающими, взаимно перекрывающими путями миграции пустынных растворов. Единственное направление движения вод, которое более или менее постоянно сохраняется в сухих областях, это вертикальное поднятие грунтовых вод по капиллярным порам и трещинкам, влекомых наверх в силу усиленного испарения влаги с поверхности. Такие растворы, стремящиеся кверху, далеко не всегда достигают поверхности и испаряются уже на некотором расстоянии от нее, образуя подземные, подпочвенные выделения тех солей, которые были в них растворены ($CaCO_3$, $CaSO_4$, SiO_2 и т. д.). Этим путем нередко достигается цементация рыхлых пустынных отложений.

Если рассматривать осадконакопление в пустынных областях в очень грубых, схематичных чертах, то несмотря на отмеченную выше пестроту в характере отложений, согласно У. Х. Твенхофелу (1932), все же можно заметить некоторые правильности в накоплении отложений; именно, обычно пустыни окаймляются гористым или во всяком случае возвышенным поясом, некоторые участки которого могут быть достаточно влажными; горный или возвышенный замкнутый пояс постепенно переходит в пологий склон, а далее в равнину или даже в участок земной поверхности, располагающийся ниже уровня моря; здесь обычно располагается бассейн или ряд бассейнов, часто очень мелких, с повышенной концентрацией вод, нередко периодически высыхающих; сюда, в эту пониженную центральную часть, сносится с окружающих возвышенностей более тонкий обломочный материал и всевозможные растворимые соли. Если, таким образом, по краям пустынных областей происходит разрушение горных пород, то в их центральных частях протекает накопление осадков.

Изложенный взгляд, несомненно, навеян представлением о пустынях, как о местностях, лишенных стока к открытому морю. Однако надо иметь в виду, что не всякая бессточная область и не все части таковой могут быть причислены к пустыням. Достаточно одного взгляда на карту областей без стока, воспроизведен-

ную на рис. 76, чтобы убедиться в этом; действительно, например, Москва располагается в области, лишенной стока в открытое море, тем не менее никак нельзя сказать, что она располагается в пустынной области.

Приведенная схема У. Х. Твенхофела, может быть, и верна как очень грубый набросок для некоторых пустынь; но даже и в этом случае капризность и прихотливость размещения продуктов осадочной дифференциации при более внимательном рассмотрении все же сохраняет свою силу.

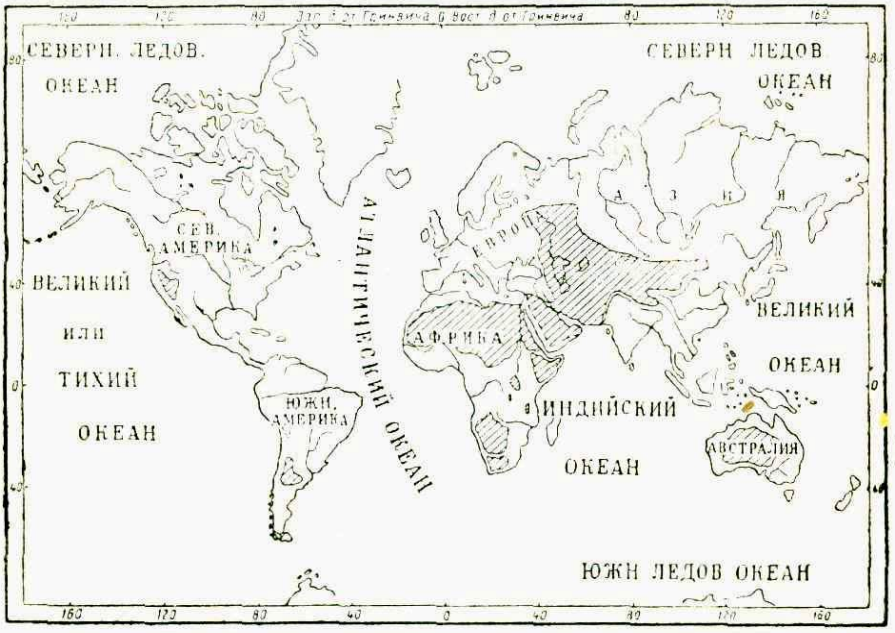


Рис. 76. Карта главнейших областей без стока (по Неймайеру). (Области без стока заштрихованы).

Высокий потенциал окисления и повышенная средняя температура со своей стороны накладывают свой отпечаток *на ход химической дифференциации* в пустынях. Высокий окислительный потенциал делает возможным перевод в раствор соединений таких элементов, которые при других обстоятельствах обычно остаются в нерастворимом виде; так, например, магматические хромсодержащие минералы (хромит, фуксит и др.) могут дать при этих обстоятельствах растворимые хроматы, что в свою очередь может привести к необычно усиленной миграции хрома в растворенном виде, а в дальнейшем — к образованию специфичных только для осадочных пород хромсодержащих минеральных новообразований, и т. п. Тот же повышенный кислородный потенциал

обусловливает нахождение среди типичных пустынных отложений парагенезиса минералов исключительно окисленного характера.

Возвращаясь вновь к верхнепермским пестроцветным отложениям Приуралья, приходится констатировать, что они заключают в себе минеральные новообразования, которые могли возникнуть только в восстановительной обстановке; таковы, например, соединения меди, хрома, ванадия, требующие для своей фиксации закисной среды; о последней, т. е. о восстановительной среде говорит также частое наличие среди верхнепермских краснопветов растительных остатков, которые при высоком окислительном потенциале, свойственном пустыням, не могли бы сохраниться в таком массовом количестве; следовательно, и с этой стороны верхнепермские отложения не удовлетворяют нашим знаниям о пустынной обстановке.

Следует вообще отметить, что помимо того, что действительные пустыни крайне скудно населены растениями и животными, условия сохранения их остатков в пустынных отложениях крайне неблагоприятны. В частности, немногочисленные обитатели пустынь, как известно, в особенно жаркие и засушливые периоды, повторяющиеся ежегодно, собираются около остатков воды и у временных озер, где они оставляют многочисленные отпечатки своих ног; здесь же они в большом количестве и гибнут. Ввиду недостатка пищи их трупы сейчас же пожираются плотоядными, оставшимися еще в живых; при этом кости также часто ими изгрызаются. Но если остатки скелетов даже и сохраняются от поедания, то они находятся либо на поверхности, либо погребаются в сильно пористых осадках; и в том и в другом случае остатки животных быстро разрушаются под влиянием атмосферы и имеют очень мало шансов на длительное сохранение. Поэтому для пустынных отложений характерно обилие (по крайней мере, местами) отпечатков ног животных при крайней скудности их скелетных частей, которые находятся среди пустынных осадков только спорадически и обычно в очень плохой сохранности.

Отметим, что верхнепермские отложения не удовлетворяют и этому требованию, так как среди них, как известно, довольно часто находятся цельные скелеты позвоночных и их разрозненные части (например, знаменитые раскопки Амалицкого на Северной Двине), но ни разу не было сделано находки отпечатков их ног; это указывает, что животные, которым принадлежат кости, не ходили по тем породам, в которых ныне погребены их остатки, а их трупы тем или иным путем были сюда принесены со стороны.

Что касается влияния повышенной температуры, то она сообщает поверхностным химическим процессам пустынь слабо термальный характер и в ряде случаев приводит к возникновению минералов, которые минералоги привыкли находить в гидротермальных месторождениях (А. Е. Ферсман, 1924). Здесь же вследствие недостатка влаги и повышенной температуры образуются мало гидратизированные или вовсе безводные окисленные соеди-

нения (гематит, красные гидраты железа вместо лимонита, диаспор и пр.).

Для полноты картины следует отметить, что в осадконакоплении в области пустынь наряду с атмосферой принимает участие и вода, особенно в виде временных потоков и временных мелких бассейнов, возникающих после хотя и редких, но зато часто весьма сильных ливней. Такие временные потоки за короткое время могут передвигать огромные массы минерального материала, часто снося в одно место из разных пунктов обломки самой различной величины и тем самым нарушая в известной мере ту дифференцирующую работу, которую успел до того проделать ветер.

Площадь распространения пустынных отложений обычно бывает весьма значительной и совпадает с территорией пустынь; напомним, что площадь Сахары исчисляется более чем в 9 млн. $км^2$, площадь же всех современных пустынь равна приблизительно 30 млн. $км^2$, что составляет около 6% поверхности всего земного шара.

Мощность пустынных осадков никогда не бывает очень значительной и измеряется обычно десятками метров, достигая лишь местами 275—300 *м*.

Небезынтересно произвести теперь сопоставление основных признаков пустынных отложений с соответствующими чертами верхнепермских образований Европейской части СССР, которые, как уже указывалось, до сих пор продолжают рассматриваться многими исследователями как типичные представители ископаемых пустынных образований. Такое сопоставление, приводящееся ниже в виде сравнительной таблицы, заслуживает внимания с методической точки зрения, а также представляет специальный интерес для геологов-нефтяников, так как породы, о которых идет речь, широко развиты на территории новых восточных нефтяных районов.

Основные черты пустынных отложений	*Соответственные черты верхнепермских построений*
1. Весьма значительная площадь распространения.	1. Весьма значительная площадь распространения.
2. Небольшая мощность, редко превышающая 250—300 *м*, обычно исчисляемая десятками метров.	2. Очень большая мощность, достигающая в некоторых пунктах 7,2 *км* (например, по р. Нугуш в Башкирии) и постепенно снижающаяся к западу.
3. Обычно светлая окраска отложений.	3. Превалирует темнокрасная и кирпично-красная окраска пород.
4. Ограниченное распространение глинистых отложений при небольшой мощности их прослоев.	4. Повсеместное распространение глинистых разностей, увеличивающихся к тому же в своем количестве к западу.

5. Нахождение комплекса окисленных минеральных новообразований, что связано с высоким потенциалом окисления пустынных областей.	5. Нахождение комплекса минеральных тел, для образования которых требуется восстановительная среда (соединения меди — медистые песчаники, ванадия — фолбортит, хрома — волконскоит, растительные остатки — остатки древесины, сажистый и углистый материал). Все это свидетельствует, что весьма значительная часть верхнепермских отложений образовывалась в закисной обстановке, в условиях низкого потенциала окисления.
6. Весьма причудливое и капризное *размещение продуктов* химической дифференциации.	6. Весьма закономерное территориальное размещение продуктов химической дифференциации, что говорит о более или менее равномерном снижении скорости транспортирующей среды и возрастании величины pH с востока на запад (ср. рис. 67 и 68 на стр. 288 и 291).
7. Наличие следов сухопутных животных, местами весьма обильное.	7. Полное отсутствие отпечатков ног сухопутных животных.
8. Крайне редкое нахождение скелетов сухопутных животных, притом всегда разрозненных и плохой сохранности.	8. Частое нахождение полных и разрозненных скелетов позвоночных, притом хорошей сохранности.

Таким образом, если не считать ни о чем не говорящего признака — широкой территориальной распространенности, — общего как для пустынных отложений, так и для верхнепермских отложений, между ними мы не обнаруживаем общих черт.

Различие между верхнепермскими породами и осадками типичных пустынных областей подчеркивается еще больше разницей в их текстурных и структурных особенностях, которых здесь по причинам, изложенным выше, мы не касаемся.

Мы видим, следовательно, что представление о верхнепермских пестроцветах, как о пустынных отложениях, является хотя и широко распространенным мнением, но основанным на неверных традиционных допущениях, а не на современных научных данных.

Если надо было бы привести пример несомненных пустынных ископаемых отложений, развитых на территории СССР, то сделать это было бы крайне затруднительно. Еще не так давно, когда пустынные образования были изучены лишь поверхностно и неполно, геологи склонны были под влиянием работ И. Вальтера принимать за таковые очень многие осадочные образования. Сейчас же, когда мы можем дать более глубокий и всесторонний анализ процессов осадконакопления, свойственных сухим пустынным областям, приходится признать, что их древних аналогов мы по существу не знаем; выявление их — дело будущего.

5. Осадконакопление в области речных долин

Известно, что соотношение между транспортирующей силой рек и массою влекомого ими рыхлого материала в основном может быть трояким: 1) живая сила воды больше, чем это необходимо для передвижения рыхлого материала; река в этом случае не только совершает транспортирующую работу, но также разрушает берега и размывает свое ложе; 2) живой силы реки хватает только на передвижение рыхлого материала; в этом случае река осуществляет только перенос, но не обладает разрушительной энергией, и 3) живой силы воды не достаточно для переноса всей массы минеральных обломков, вследствие чего последние осаждаются; ни о какой эффективной разрушительной работе рек при этом, естественно, не может быть и речи.

У каждой реки в различных частях ее течения имеются все три, только что указанные соотношения: в своих верховьях вся-

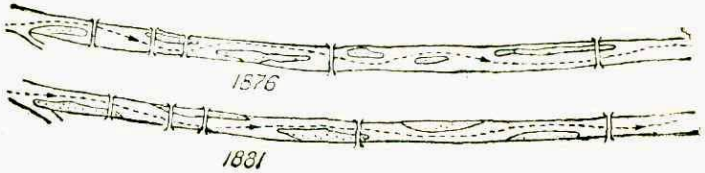


Рис. 77. Перемещение островков и мелей в р. Дунае, около г. Вены, происшедшее с 1876 г. по 1881 г.

кая река совершает как разрушающую, так и транспортирующую работу, и лишь в небольшой мере осадконакапливающую (осаждение наиболее крупных валунов), в среднем течении — преимущественно транспортирующую, а в нижнем — транспортирующую и осадконакапливающую работу. Таким образом, с точки зрения осадконакопления основной интерес представляет главным образом нижнее течение реки. Надо заметить, что по мере старения реки и выполаживания ее русла, область осадконакопления постепенно увеличивается, как бы продвигаясь вверх по реке, к ее истокам.

Осадки, образующиеся в реках, по своей массе не являются очень значительными: У. Х. Твенхофел (1932) считает, что они бывают совсем ничтожны в том случае, если река не перемещается в боковом направлении и не оставляет рядом с собою своих отложений.

Там, где суммарная энергия водного потока относительно немного превышает энергию, затрачиваемую ею на перенос материала, достаточно ничтожной причины, замедляющей течение, как, например, камня, дерева и т. п., чтобы перенос осадка сменился его накоплением. Около каждого возвышающегося над дном предмета при этом начинают возникать отмели, которые позже могут превратиться в островки. Как отмели, так и островки обычно передвигаются вниз по течению, так как верхний конец их постепенно размывается, а передний нарастает. Это явление по своему харак-

теру довольно близко к перемещению дюн и барханов. На рис. 77 изображено перемещение речных островков на р. Дунае около г. Вены, совершившееся за пять лет.

Отмели, переходящие затем в косы, особенно часто возникают у излучин рек, близ выпуклого берега, где наблюдается замедленное течение.

Вокруг движущихся островков, отмелей и кос происходит местная дифференциация вещества по крупности и удельному весу обломков, что при подходящих условиях приводит к промышленным концентрациям минералов (аллювиальные месторождения золота, платины, драгоценных камней, оловянного камня и пр.).

В еще меньшем масштабе дифференциация протекает около каждого валика речной ряби; при этом происходит процесс, близкий к тому, который был описан для дюн (см. рис. 75).

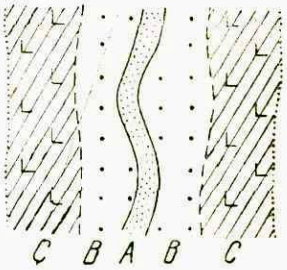


Рис. 78. Схема расположения речных отложений.

A — отложения русла; *B* — отложения долины; *C* — отложения половодий.

Отмеченные процессы осадконакопления по сути дела свойственны среднему течению рек, где выпадение осадка сменяется его транспортировкой и наоборот. Массовое же накопление материала происходит, как уже указывалось, в нижнем течении рек. Здесь более типично, чем в других участках реки, бывают выражены три типа осадков, симметрично располагающиеся один по отношению к другому (рис. 78).

A. Отложения русла реки, занимающие центральную часть и состоящие преимущественно из песка с линзообразными прослоями галечников и глин. Неправильная диагональная слоистость, многочисленные линзы, карманы, местные резкие несогласия, обусловленные размывом водным потоком своих же собственных отложений, характеризуют эти осадки.

B. Отложения долины примыкают с обеих сторон к отложениям русла, но в зависимости от очертаний долины могут не быть вполне симметричными. Здесь концентрируются отложения стариц, болот, небольших озер, миниатюрных дельт впадающих в реки ручьев и других притоков; иногда, при достаточной ширине долины, здесь же получают развитие дюнные отложения. Болотные и озерные осадки могут быть обогащены торфом, сапропелитом и иным органическим веществом; местами могут скопляться пресноводные известковые отложения типа известковых туфов. Все слои крайне непостоянны и залегают линзообразно.

C. Отложения половодий, составляющие самые края речных отложений, у некоторых рек могут достигать огромных размеров (например, у р. Нила); обычно они отличаются тонкозернистостью, более или менее правильной слоистостью и богатством органическими веществами.

Мы видим, таким образом, что хотя в реках достигается некоторая дифференциация отлагаемого материала, тем не менее она проявляется каждый раз в пределах лишь очень узкого и ограниченного пространства (в пределах одной линзы, слоя, около выступа дна и т. д.), тогда как вся масса речных отложений в целом носит характер плохо отсортированного и довольно беспорядочно отложенного вещества. Лучше дифференциация заметна при прослеживании речных отложений от истоков к устью; в этом направлении обычно можно заметить последовательное преимущественное накопление обломков от крупных валунов до тонкого ила.

В ископаемом состоянии речные отложения весьма похожи на дельтовые и распознаются здесь лишь с трудом; этим, очевидно, объясняется то обстоятельство, что бесспорных речных отложений мезозойского, палеозойского и более раннего геологического возраста почти неизвестно. Третичные речные отложения у нас в СССР широко развиты на юге, например по северным берегам Азовского моря (окрестности г. Таганрога, г. Мариуполя и др.). Осадки четвертичных рек распространены, как известно, очень широко и имеют строение, соответствующее описанному.

На плане речные отложения имеют вид более или менее узких извилистых лент самой разнообразной протяженности. Мощность их небольшая и измеряется обычно десятками метров, лишь в исключительных случаях достигая немногих сотен метров. Местами они могут содержать пресноводную фауну и остатки наземных растений и животных, попадающих в них с берега.

6. Осадконакопление в области болот и озер

Осадконакопление в озерах и болотах мы описываем совместно, исходя из того, что между этими типами континентальных бассейнов очень часто бывает трудно провести резкую границу; тем более ее затруднительно установить для ископаемых озерных и болотных отложений.

Известно, что болота могут рассматриваться как очень мелкие озера, причем между типичными озерами и типичными болотами существуют всевозможные переходы; к тому же, каждое озеро по мере своего высыхания сокращает свою глубину и, как правило, превращается в болото; исключение из этого, да и то не всегда, составляют лишь озера с резко соленой водой, которые могут высохнуть, не дав болот в их типичном развитии; возможно, впрочем, что и соленое озеро, высадив соли, в последние стадии своей жизни под влиянием опресняющего действия поступающих в него вод может развиться до типичного болота.

Процесс осадконакопления в болотах и озерах ввиду их ограниченного объема и краткого геологического существования в очень значительной мере определяется характером вод, в них втекающих; смотря по тому «старые» или «молодые» воды вливаются в водоем, в последнем происходит осаждение тех или иных продуктов. Возраст вод мы определяем в данном случае по пройденному ими пути дифференциации; так, например, воды, несущие еще в своем составе самые первые продукты химической диффе-

ренциации — кремнезем, железо и т. д. и не успевшие их еще высадить, мы считаем «молодыми» водами; воды, несущие значительные количества, например, хлористого натрия, что уже исключает содержание в них же заметных количеств первых продуктов дифференциации (того же кремнезема, железа и т. п.), с этой точки зрения приходится рассматривать как старые воды, проделавшие уже значительную эволюцию в своем составе.

Следует оговориться, что такое понимание возраста вод, очень удобное с точки зрения осадкообразования, далеко не всегда совпадает с действительным абсолютным возрастом вод, если исчислять его, например, с момента образования жидкой воды из пара.

Как мы уже знаем из главы о химической дифференциации, блуждание поверхностных вод в зоне осадкообразования, начиная с дождепада и кончая засоленными водоемами, сопровождается во многих случаях последовательным изменением их состава; изменению состава вод в свою очередь сопутствует последовательное выпадение в осадок тех или иных растворенных в них компонентов. Это и дает возможность судить о возрасте поверхностных вод по тем продуктам, которые они уже высадили, и по тем растворенным веществам, которые они еще содержат в своем составе.

При таком обычном, можно сказать, нормальном изменении состава вод по мере их блуждания по земной поверхности, их время миграции, время пребывания в зоне осадкообразования, а следовательно, и их абсолютный возраст, совпадают с возрастом, определенным по отношению к пройденному пути дифференциации.

Бывают, однако, случаи, когда абсолютно молодая вода попадает в условия, приводящие к ее очень быстрому старению с точки зрения дифференциации. На самом деле, предположим, что только что выпавшая дождевая вода просочилась по трещинам в толщу гипса или каменной соли и растворила в себе эти соединения. Абсолютный возраст ее остается, конечно, при этом крайне незначительным, но с точки зрения химической дифференциации она при этом крайне быстро стареет; она как бы минует все нормальные последовательные стадии изменения своего состава и все предшествующие этапы дифференциации, а включается непосредственно в один из промежуточных или даже конечных этапов; так, например, насыщаясь сульфатом кальция в гипсоносных толщах, она становится способной высадить его в осадок, т. е. быстро приобретает те свойства, которые при обычном развитии поверхностных вод присущи лишь действительно старым водам, длительно мигрировавшим по земной поверхности. Таким образом, при некоторых специальных обстоятельствах, абсолютно молодые поверхностные воды могут быстро становиться старыми с точки зрения способности их выделять из себя в осадок тот или иной продукт химической дифференциации. Разумеется, что для петрографа-осадочника определенный таким путем возраст вод, указывающий на их способность образовывать тот или иной осадок, гораздо важнее, нежели их абсолютный возраст, выраженный, например, в годах, на протяжении которых данная вода мигрирует в жидком состоянии по земной поверхности.

Так как мы различаем два вида поверхностной дифференциации — механическую и химическую, то возраст поверхностных вод можно определять по отношению как к одному, так и другому типу дифференциации. Так, например, воды, обладающие незначительной живой силой и способные транспортировать лишь мельчайший материал, можно всегда называть старыми вне зависимости от того, где они наблюдаются: в нижнем течении реки, где они действительно являются старыми, поскольку они прошли *уже значительный* путь, соответствующий *длине реки, или же они слагают* собою маломощный ручеек, текущий по очень пологой и ровной местности, хотя он и образовался только что после дождя. Для петрографа-осадочника оба эти потока являются одинаково «старыми», так как оба они не обладают достаточным запасом осадкообразующей и, в частности, транспортирующей энергии. В первом случае эта энергия растрачена водой в процессе ее перемещения по земной поверхности, что, между прочим, для спокойно текущих

вод чаще всего так и бывает; но эти воды были молодыми, обладали когда-то значительным *запасом энергии, но вложили ее в общий процесс осадконакопления*. Во втором же случае такой энергии у слабого ручейка, возникшего в равнинной местности после небольшого дождя, вовсе никогда не было; он как бы возник уже старым, немощным потоком, не обладающим достаточной живой силой, а потому и *не способным эффективно участвовать* в процессе осадкообразования.

Приведенные примеры достаточно разъясняют понятие о возрасте водных потоков в смысле, необходимом для исследователя, занимающегося изучением осадкообразования.

Из сказанного явствует, что характер отложений в замкнутых *континентальных водоемах в весьма значительной мере зависит от* возраста питающих их водных потоков. Другими словами, в таких бассейнах осаждаются те вещества, которые удерживались еще в растворенном или во взвешенном состоянии в водах, вливающихся в озера и болота. Таким образом, в озерах как бы продолжаются следующие, очередные этапы дифференциации, которые еще не успели проделать воды до своего впадения в озеро.

Так как возраст континентальных вод, питающих замкнутые водоемы, может быть самым разнообразным, то в отдельных озерах в зависимости от этого может приобретать особенно широкое развитие тот или иной этап дифференциации. Если водоем питается молодыми водами, то может отлагаться кремнезем, окись железа или окись марганца; если старыми — гипс или каменная соль; при промежуточном возрасте питающих вод возможна концентрация и выпадение в осадок карбоната кальция и т. д.

И действительно, среди озерных отложений мы находим и кремнистые, и железистые, и железисто-марганцевые, и известковые, и гипсовые, и соляные, и другие отложения. Любопытно, что какому-либо доминирующему типу осадка всегда сопутствует смежный, соседний член осадочной дифференциации.

Так, например, в железоосаждающих озерах, как современных (например, финляндских), так и ископаемых (например, липецких и тульских), наряду с лимонитом ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$) встречается коллоидальный кремнезем; из ископаемых озерных отложений тульско-липецких месторождений последний был описан П. А. Земятченским (1889) под названием *лярдита*; согласно исследованиям Л. В. Пустовалова (1933) последний представляет собою непостоянную смесь коллоидального свободного кремнезема и свободных *гидратов окиси алюминия*.

В соляных озерах каменной соли в осадке сопутствует большее или меньшее количество гипса; в озерах с преимущественно кремнистыми *отложениями всегда можно найти хотя бы в подчиненном* количестве бурые окислы железа и т. д. Все это лишь подтверждает установленную выше связь озерных отложений с возрастом питающих вод в *изложенном* выше понимании.

Естественно, что вещество, пройдя какие-то этапы осадочной дифференциации в доозерную стадию, сохранившееся еще в водах и попавшее в замкнутые водоемы, стремится здесь проделать все последующие этапы дифференциации. Однако, небольшой объем воды в озерных водоемах и их ограниченное пространство, наряду

с другими причинами (например, характер поступающих вод), накладывают свой отпечаток на дифференциацию вещества в озерной обстановке и придают ей специфические особенности, меняющиеся от одного озера к другому; в частности, некоторые продукты химической дифференциации могут вовсе выпадать из нормальной серии последовательных отложений; это может быть вызвано разными причинами, в частности отсутствием в данном конкретном водоеме соответствующего вещества или наличием особых причин, мешающих выпадению в осадок того или иного компонента и т. д. Несмотря все же на подобные, иногда весьма существенные отклонения от идеальной схемы химической дифференциации, осуществляющейся обычно в зоне осадкообразования в больших региональных масштабах, но могущей изменяться в отдельных мелких водоемах в зависимости от местных причин, осадочная дифференциация и в озерах проявляется обычно достаточно наглядно.

Так, обломочный материал, следуя законам механической дифференциации, располагается в озерах правильными концентрическими поясами, следуя конфигурации бассейна; у берегов располагается наиболее крупный галечный материал, далее следует пояс песков, а центральную часть водоема занимают тонкие илы. Подобное зональное расположение обломочного материала наблюдается в современных озерах сплошь и рядом. Особенно четко оно проявляется у тех бассейнов, которые не заросли по периферии водяной растительностью и берега которых остаются, следовательно, свободными для доступа в водоем обломочного материала с суши. В противном случае растительность задерживает обломочный материал, вызывает его более быстрое осаждение у берегов, выполняя, таким образом, роль своеобразного фильтра; в центральную часть водоема при этих условиях могут проникнуть лишь наиболее тонкие глинистые частицы.

Так как дно у берегов большинства озер, не говоря уже о болотах, часто бывает густо покрыто растительностью, то ввиду изложенного в открытых частях озер на значительных пространствах отлагается только глина; поэтому можно сказать, что основным, наиболее распространенным типом продуктов механической дифференциации в озерах и болотах являются широко здесь распространенные глинистые отложения.

Стоячие озерные и болотные воды обусловливают спокойное осаждение илистых и глинистых обломков на дно; поэтому правильная слоистость выражена здесь очень ясно.

Поскольку весь крупный материал задерживается у берегов растительностью, а вглубь водоемов проникают лишь наиболее мелкие обломки, приток каждой новой порции материала образует в осадке лишь весьма незначительный по мощности прослой; поэтому озерные и болотные отложения отличаются, как правило, тонкой и тончайшей слоистостью.

Разумеется, в озерах и болотах осуществляется не только механическая, но и химическая дифференциация. В качестве примера можно указать на соляные озера Баскунчак и Эльтон. Здесь происходит выпадение в осадок хлористого натрия, тогда как магне-

зиальные, бромистые и калийные соли остаются в растворе и постепенно концентрируются в жидкой фазе; этим путем достигается разобщение NaCl от других более легко растворимых солей.

Надо вообще сказать, что каждое озеро и болото всегда имеет много индивидуальных особенностей, что связано с расположением водоема в той или иной климатической зоне, с характером питающих вод, а через них и с *окружающими породами*, с *близостью* или удаленностью от морского берега и т. д.

Ниже дается краткая характеристика осадконакопления в главнейших типах континентальных водоемов; дать исчерпывающие данные по этому вопросу, ввиду отмеченного разнообразия, не представляется возможным.

Приморские болота располагаются на весьма низменных морских берегах и могут представлять собою либо мелководные участки моря, отделившиеся от последнего намытыми прибоем песчаными барьерами, либо береговые углубления, в которых задерживается морская вода при ее высоком уровне; помимо этого приморские болота могут получать пресную воду с континента.

Так как такие болота часто соединяются и перекрываются морем, то *морские и болотные* осадки могут в них многократно переслаиваться. Если по соседству на берегу имеются дюны, то в болотах может накапливаться песчаный и алевритовый материал, приносимый ветром; каждое значительное движение атмосферы будет отражаться появлением среди болотных отложений миниатюрных *линзочек равномернозернистого тонкого песчаного* материала. В поперечном разломе пород они обычно рельефно выделяются своим белым цветом на общем сером фоне глинистых болотных отложений.

В приморских болотах широко развита морская или иная растительность (водоросли, камышеобразные растения и пр.). Достигая зрелого возраста, они здесь же и гибнут, местами очень сильно обогащая отложения органическим веществом. На их разложение у дна может израсходоваться весь запас свободного кислорода, находящегося в воде в растворенном виде; это создает как внутри осадка, так и у дна болот резко восстановительную среду, что влечет за собою появление закисного комплекса минералов. Трупы растений приносит, кроме того, с собой в осадок некоторое количество серы, входящей обычно в состав протоплазмы, а также фосфора; железо, как самый распространенный тяжелый металл, присутствует повсеместно; *углекислый газ образуется при гнении* растительного вещества. Все это нередко приводит к возникновению характерного парагенезиса минеральных новообразований, в состав которого входят сидерит ($FeCO_3$), пирит или марказит (FeS_2), вивианит (фосфорнокислая соль закиси железа — $Fe_3P_2O_8 \cdot 8H_2O$) и др. При поступлении в водоем *соответствующих элементов* с берегов, в осадке могут появиться колчеданы меди, свинца, цинка и т. д., которые и находятся иногда в болотных отложениях в подчиненном количестве.

Указанный комплекс минералов, сопряженный с органическим веществом и углистыми частицами и носящий явно выраженный закисный характер, свойственен не только приморским, но и другим болотам, где, как известно, почти всегда нет недостатка в растительном веществе. Его обилие может приводить к образованию каустобиолитов, о чем более подробно трактуется *в соответствующих курсах* — в учении об образовании углей и нефти.

Мощность отложений приморских болот не может быть велика, если уровень моря остается постоянным; в условиях же опускания дна и одновременного возрастания песчаного барьера, отделяющего болото от моря, мощность может быть *достаточно большой. Однако, такое сочетание условий* редко наблюдается в природе и обычно по мере погружения берега ниже уровня моря, отложения болот перекрываются морскими отложениями, а полоса болот мигрирует в сторону континентов. При регрессии моря наблюдается обратная картина: полоса болот размещается там, где ранее было только что отступившее море.

Ископаемыми осадками, близкими по своему характеру к приморским болотам, у нас в СССР являются, например, каменноугольные отложения

Донецкого бассейна. Углистые, полуконтинентальные образования многократно чередуются здесь с морскими отложениями преимущественно прибрежного типа; судя по значительной мощности, осадконакопление протекало в условиях непрерывного погружения береговой зоны.

Пресноводные болота, так же как и приморские, требуют для своего возникновения низинных местностей; таковыми обычно являются берега озер и рек; здесь и размещаются чаще всего болота, окружая собою тот или иной водоем или ту или иную реку. Особенно широкое, повсеместное распространение болота получают в моменты, когда континент или его участок находятся в стадии геоморфологической старости, т. е. в условиях почти идеального пенеплена. Сильно пенепленизированные области обладают ничтожным наклоном к морю. Воды стекают с них крайне замедленно и значительная часть их задерживается на континенте, пропитывая собою почву и образуя трясины и болота. Частое перемещение и исключительная извилистость русел рек, что характерно для равнин, приближающихся к пенеплену, лишь способствуют умножению болотных пространств, так как при этом остаются многочисленные старицы, заводи и пр., довольно быстро перерождающиеся в типичные болота. Все это позволяет сказать, что *особенно пышное развитие болотной фации имеет место в тех местностях, где давно не проявлялись тектонические силы*, иначе рельеф был бы омоложен, воды устремились бы с континента и болота пересохли бы.

Характер осадков, накапливающихся в пресноводных болотах, в общих чертах очень сходен с характером отложений приморских болот. Здесь, однако, отсутствует вклинивание в болотные отложения морских слоев и частая перемежаемость болотных и морских осадков.

Вследствие обилия растительного материала в пресноводных болотах также накапливается органическое вещество, дающее начало торфу, который впоследствии может превратиться в ископаемые угли. Восстановительный характер среды сохраняется и здесь, а потому среди отложений пресных болот мы находим *опять-таки закисный комплекс минералов* (сидерит, колчеданы, вивианит, органический материал и пр.).

В некоторых случаях в болотах может создаваться окислительная среда, и тогда становится возможным накопление в осадке бурого железняка (болотные железные руды). Режим болот, в которых протекают процессы образования окисленных минералов, изучен в настоящее время совершенно неудовлетворительно; можно лишь предполагать, что в таких болотах либо изначально присутствует настолько мало растительного материала, что он быстро весь окисляется, либо растительного вещества в них и достаточно, но вследствие усиленной циркуляции вод или иных причин оно также все окисляется под влиянием кислорода воздуха, энергично проникающего к осадку.

Совсем недавно существовало общераспространенное мнение, что угленосные отложения Подмосковного бассейна являются ископаемыми аналогами современных пресных болот. В самое последнее время все более и более выясняется их связь с морскими отложениями. Поэтому возможно, что при дальнейшем развитии наших знаний подмосковные углистые отложения окажутся не пресноводно-болотными, а *приморско-болотными* осадками; если это будет доказано, то, ориентируясь на ограниченную мощность здешней угленосной толщи, придется признать, что она накапливалась в условиях довольно постоянного морского уровня; в этом и будет заключаться *одно из основных генетических различий* между нею и углистыми породами Донецкого бассейна, накопление которых протекало, как мы уже знаем, при непрерывном, хотя, очевидно, и скачкообразном, отрицательном движении этого участка земной коры.

Отметим, что комплекс минералов, заключенных в угленосной толще Подмосковного бассейна, вполне соответствует парагенезису болотных минералов: здесь находится помимо органического растительного материала, придающего всей толще закисный характер, сульфиды железа — FeS_2, сидерит, вивианит; из более редких минералов для западного крыла Подмосковного бассейна А. Е. Ферсман (1915) отмечает галенит (PbS), халькопирит ($CuFeS_2$), сфалерит или цинковую обманку (ZnS); аналогичный парагенезис был установлен А. И. Юловским (1935) и для южного крыла

того же бассейна. Это, конечно, ни в какой мере не решает вопроса о *приморском или пресноводном способе образования* подмосковных углей, а указывает лишь на закисный характер всей толщи.

Осадки пресных болот могут содержать пресноводную фауну и в частности — остатки рыб, заплывающих в область болот из соседних рек и озер, разливающихся во время весеннего половодья.

Ледниковые озера характеризуются осадконакоплением, материал для которого происходит из ледниковых областей; их осадки покоятся на моренных отложениях, переходят в них по простиранию и часто с ними переслаиваются; это тесное соседство озерных отложений с ледниковыми является одним из важных критериев для распознавания отложений ледниковых озер в ископаемом виде.

Одним из характерных образований ледниково-озерных отложений являются так называемые ленточные глины, о которых речь была уже выше (стр. 302; там же см. рис. 74).

Площадь ледниковых озер обычно не велика; по периферии они часто переходят во мховые болота, в которых вокруг ледниковых озер нередко происходит накопление торфяного материала.

Речные озера, располагающиеся близ рек, обычно имеют удлиненную и изогнутую форму, соответствующую некоторому участку старого русла реки. Их отложения в плане имеют, как правило, ту же самую конфигурацию; они подстилаются, перекрываются, а часто и переслаиваются с аллювиальными осадками соседней реки. Так как такие озера питаются главным образом за счет воды половодий, когда они заливаются и сливаются с рекой и, как правило, не имеют собственных притоков, то грубый материал — галечники, конгломераты и пр., в них почти всегда отсутствует.

В сухое время года площадь речных озер сильно сокращается; окраинный ил при этом высыхает и растрескивается; рядом с возникающими трещинами высыхания могут образоваться отпечатки капель дождя, а также следы животных, приходящих на водопой.

Каждый разлив соседней реки может заносить в близ лежащее речное озеро новые экземпляры фауны (рыбы и пр.), а также новые порции обломочного материала. Это приводит, с одной стороны, к нахождению среди озерных осадков речной фауны, а с другой, — к возникновению весьма четкой слоистости, причем каждый опесчаненный слой соответствует весне; в остальное время речные озера получают очень мало обломочного материала, а потому отлагают глину.

Мощность осадков речных озер не может быть велика и редко превышает 2—4 *м*; это связано с кратковременным их существованием, быстрым переходом их в болота, а затем и полным исчезновением с лика Земли.

Приморские береговые озера имеют то же происхождение, что и приморские болота, но обладают большей глубиной, а часто и большими размерами. Их отложения отличаются от осадков других озер тем, что они граничат с мелководными морскими отложениями того же геологического возраста, обычно ими же подстилаются и с ними же переслаиваются. Отличить ископаемые отложения приморских озер от отложений приморских болот часто весьма трудно.

Соляные озера распознаются в ископаемом состоянии наиболее легко по обилию в их отложениях конечных продуктов химической дифференциации — гипса, каменной соли, глауберовой соли, боратов и т. д. Процесс накопления в осадках этих соединений будет изложен более детально в связи с рассмотрением пегнитогенных образований.

Здесь же следует лишь отметить, что соляные озера никогда не содержат в своих отложениях грубого обломочного материала, так как выпадение в осадок легко растворимых солей происходит, как мы уже знаем, тогда, когда механическая дифференциация вовсе или почти закончилась. Впрочем, иных соотношений в данном случае и не может быть, так как грубые обломки могли бы поступить только с обильными быстро текущими, молодыми водами, которые, очевидно, опреснили бы и омолодили бы соленое озеро, а потому сделали бы осаждение растворимых солей невозможным.

Маломощные и спокойно текущие потоки, вливающиеся в соленые озера, могут приносить с собою только очень тонкую минеральную муть и кол-

лоидальный материал. Высокое содержание в воде электролитов вызывает их коагуляцию и осаждение около самых берегов, так что центральные части озер остаются совершенно прозрачными; этим объясняется часто наблюдаемая высокая степень чистоты галогенных образований. Они засоряются главным образом обломочным материалом, приносимым с суши ветрами, который распределяется по всей площади озера более или менее равномерно. Лишь при весенних разливах впадающих в водоем ручьев и речек наблюдается некоторое опреснение засоленных озер и занос тончайших илистых частиц в их центральные части; одновременно вследствие понижающейся концентрации вод осаждение соли в это время замедляется; в осадке появляется прослой, содержащий осевшую муть и отличающийся по цвету от вышеи нижележащих обычно белых галогенных образований. По количеству таких прослоев возможно определить абсолютное время, на протяжении которого накопилась данная толща соли, так как каждый цветной прослой соответствует очередной весне; поэтому такие прослои получили название годичных прослоев.

Если медленно двигающиеся воды, впадающие в соленые озера, не могут транспортировать сюда грубых обломков, то, *как было уже указано*, они в состоянии приносить в озера с суши коллоидный материал. Таким путем в соляные озера поступают иногда довольно значительные количества органических коллоидов, отличающихся, как известно, своей устойчивостью; в озере они быстро осаждаются на дно. Высокая концентрация солей благоприятствует консервации органического материала, вследствие чего осадки засоленных водоемов, как правило, лишенных собственных фауны и флоры, часто обогащаются органическим веществом, принесенным извне в коллоидальном состоянии. По тем же причинам галогенные толщи всегда имеют закисный характер, *нередко заключают в себе пирит* (результат восстановления гипса) и почти всегда содержат то или иное количество углеводородов, как газообразных, так и капельножидких; поэтому на свежих расколах они нередко обладают характерным битуминозным запахом. Известно, что при разбуривании соленосных толщ, например в районе знаменитого Соликамского калийного месторождения, нередко выделяется метан; разработка же их часто требует устройства специальной вентиляции, так как подземный рудничный воздух отравляется газообразными углеводородами.

К вопросу о накоплении в соленосных отложениях органического вещества, притом всегда битуминозного, а не углистого, мы вернемся еще раз в связи с рассмотрением условий образования нефтеносных пород (см. во II части).

Осадконакопление в гигантских озерах — морях, типа Каспийского моря, здесь вовсе не затрагивается, так как оно ближе стоит не к озерному, а к морскому типу осадконакопления.

7. *Некоторые общие данные об осадконакоплении в морских условиях*

Прежде всего кратко рассмотрим некоторые общие данные об осадконакоплении в морских условиях, а именно:

а) эффективность осадконакопления в зависимости от близости берега, «геологическую» и действительную мощность отложений;

б) береговой профиль равновесия и связанные с ним вопросы;

в) влияние морских течений на осадкообразование в море;

г) дифференциацию вещества в масштабе мирового океана.

Остановимся последовательно на перечисленных вопросах.

Эффективность морского осадконакопления в зависимости от близости берега. Д. В. Наливкин (1933) обратил внимание на то, что схема осадконакопления в морских бассейнах, в том числе в водоемах геосинклинального типа, представляется

многими авторами совершенно не верно. Так, например, довольно часто можно столкнуться с мнением, будто в процессе образования осадков на дне моря *в первую очередь заполняются наиболее* глубокие его части, чем достигается выполаживание дна, после чего слои осадочных образований располагаются уже непрерывным, сплошным слоем, протягиваясь от берега к открытому морю.

Так как наиболее глубокие части водоемов располагаются обычно вдали от берегов, то из изложенного неверного *представления* вытекает также неправильное следствие, будто бы осадки не удерживаются у берегов, а в основной своей массе уносятся в открытое море. Подобное представление, схематически отображенное для различных случаев на рис. 79, является совершенно гипотетичным, надуманным и не соответствующим действительности.

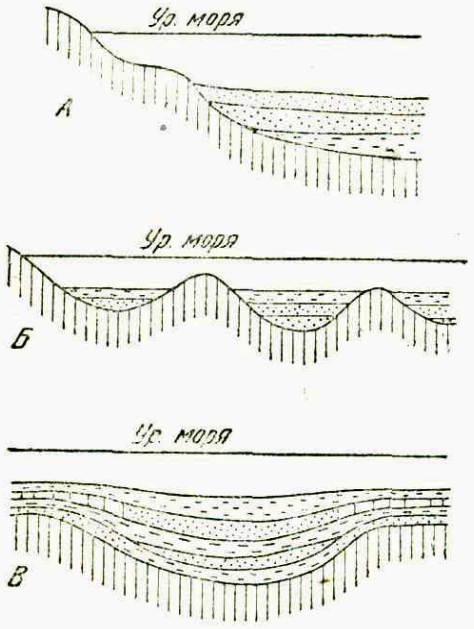


Рис. 79. Гипотетические (невозможные) схемы *накопления осадков в морских* условиях. (По Д. В. Наливкину, 1933).

А — невозможная схема накопления осадков вдали от берега; *Б* — невозможная схема накопления осадков при ингрессии моря; *В*—неправильная схема строения геосинклинали по Огу.

И на самом деле, наши самые элементарные знания о современных океанических отложениях говорят о противоположном: терригеновые осадки, окаймляющие непрерывным поясом берега континентов, как известно, накапливаются с максимальной быстротой, тогда как в абиссальных глубинах скорость осадкообразования, как, например, скорость накопления красной глубоководной глины, совершенно ничтожна. Материал, сносимый с берега, попадая в огромную массу довольно инертной морской или океанической воды, естественно, должен очень быстро осесть. Далеко от берега он может быть передвинут только либо придонными течениями, *действующими вовсе* не повсюду, либо силой волнения, которая, как мы уже знаем, сказывается на глубинах не более 150—200 *м*, т. е. ограничивается лишь неритовой зоной. Лишь весьма тонкий коллоидальный материал, который не скоагулировал в береговой полосе, а также сохранившиеся в воде растворимые соли, имеют шансы *продвинуться далеко в море*.

Сказанное заставляет признать, что *максимальная эффективность осадконакопления наблюдается в прибереговой полосе моря*, где отложения имеют почти всегда наибольшую мощность, постепен-

но выклиниваясь к открытому морю. Поэтому каждый слой морских отложений, какого бы значительного протяжения он ни был, имеет в разрезе линзовидную, клинообразную форму, широкую у берегов и тонкую вдали от них. Схемы же накопления осадков в различных случаях приходится представлять себе так, как это изображено на рис. 80.

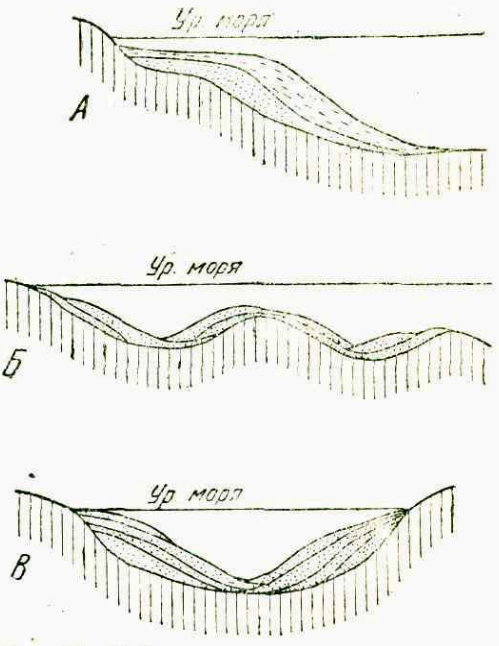


Рис. 80. Действительные схемы накопления осадков в морских условиях (по Д. В. Наливкину, 1933).

А — схема накопления осадков у берега; *Б* — схема расположения осадков при ингрессии моря; *В* — схема осадконакопления в геосинклинальной области.

Чем больше приносится материала с берега, чем скорее протекает процесс осадконакопления, тем менее успевает осадок распределиться по дну моря более или менее равномерным слоем и тем ярче выступает его линзообразное залегание. В результате могут возникнуть пачки косонаслоенных отложений, где плоскости напластования, соответствующие плоскостям естественного наклона линзовидных слоев, будут наклонены от источника сноса к открытому морю (см. рис. 81).

Имея дело с подобными отложениями в *ископаемом состоянии* и изучая их лишь по отдельным разрозненным обнажениям, их легко принять за свиту тектонически нарушенных, моноклинально падающих осадочных пород. Такие ошибки тем более возможны, что наибольший естественный наклон пластов создается у берегов морей, примыкающих к горным цепям, т. е. к областям с энергичным проявлением тектонических сил, так как именно отсюда поступает всегда наибольшая масса быстро отлагающегося обломочного материала. Под впечатлением действительных тектонических нарушений, развитых в соседней области, легко принять за них и естественные углы наклона, возникающие в процессе осадконакопления и ничего общего с тектоническими явлениями не имеющие.

Тот же рис. 81 показывает возможное соотношение между действительной мощностью линзообразно залегающих прибрежных осадков и их «геологической» мощностью. Геолог, видя в обнажениях слои, изображенные на рис. 81, но не имея возможности детально изучить их кровлю и подошву, определит их мощность путем суммирования максимальных мощностей отдельных линз; в этом

случае *общая геологическая* мощность пород определится как $к + к_1 + к_2$. В действительности же их мощность значительно меньше и равна только высоте S.

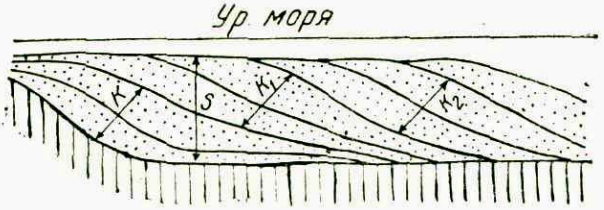


Рис. 81. Схема соотношения между «геологической» мощностью ($k + k_1 + k_2$) и действительной мощностью (S) осадков, а также между геологической *мощностью осадков и глубиной* бассейна (по Д. В. Наливкину, 1933).

Отмеченные возможные случаи ошибок, когда естественные углы наклона можно принять за тектонические, а одновременно неправильно определить мощность осадочной толщи, резко ее завысив, могут быть чреваты последствиями не только в теоретическом, но и в практическом отношении. Так, например, если разбуривается какое-либо полезное ископаемое, например, нефтеносные пески, залегающие под толщей косослоенных пород, то, сделав указанные ошибки, легко притти к выводу о нецелесообразности бурения, основываясь при этом на исключительно глубоком залегании полезного ископаемого, как это нередко бывает, если оно перекрыто мощной толщей моноклинально падающих пород. Сказанное наглядно поясняется рис. 82. Единственной надежной гарантией от подобных заблуждений является полный учет всей геологической обстановки и прежде всего — правильное выяснение условий накопления самих пород; в случае, если они являются *прибрежными* отложениями, слагаются крупным и плохо отсортированным обломочным материалом, что говорит об их *энергичном приносе* (крупные обломки) и быстром отложении (плохая сортировка), да вдобавок располагаются относительно недалеко от горной страны, послужившей *источником*

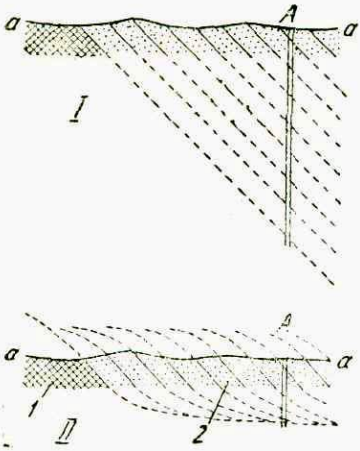


Рис. 82. Возможная различная интерпретация одного и того же геологического разреза наклоненных осадочных пород.

aa — поверхность земли; *I* — породы, заключающие в себе полезное ископаемое; *2* — «пустые» перекрывающие породы; *I* — наклоненные породы слагают собой моноклиналь; в точке *A* можно ожидать встретить породы с полезным ископаемым лишь на значительной глубине; *II* — обнажающиеся породы, имеют естественные углы наклона; в той же точке *A* породы с полезным ископаемым *можно ожидать встретить* на относительно небольшой глубине.

материала, то при прочих подходящих показателях становится более вероятным толкование разреза, указанное в нижней части рис. 82.

Следует иметь в виду, что осадочные породы, приобретя угол естественного наклона при своем образовании, могут впоследствии быть дополнительно наклонены в результате тектонических усилий. В зависимости от того, как проявят себя тектонические силы, естественные углы наклона могут либо еще больше увеличиться, либо стать более пологими; в первом случае естественные углы как бы просуммируются с тектоническими углами, направленными в ту же сторону; во втором случае произойдет обратное явление. Естественно, что интерпретация геологических разрезов становится в связи с этим еще более сложной.

Геологам-нефтяникам и другим лицам, работающим в областях проявления тектонических сил, особенно приходится быть осмотрительными при трактовке обнажений, вскрывающих грубозернистые и плохо отсортированные породы, наклоненные в одну сторону.

Чтобы закончить с вопросом о косослоенных толщах, следует отметить, что для накопления осадков с весьма значительной геологической мощностью вовсе не обязательна какая-то исключительная глубина бассейна или так часто предполагаемое медленное опускание его дна, по мере накопления осадков. Как показывает рис. 81, отложения с весьма значительной геологической мощностью $\kappa + \kappa_1 + \kappa_2$ могут в отдельных случаях образовываться при сравнительно очень небольшой глубине бассейна, лишь немного большей высоты S.

Береговой профиль равновесия. Круто наклоненный к морю берег, сложенный твердыми породами, и располагающаяся у его подножия масса морской воды, стремящаяся занять наиболее пониженные участки земной поверхности, представляют собою противоречивое сочетание, весьма далекое от равновесия. При такой комбинации условий поверхностные силы стремятся к устранению противоречия между высоким берегом и рядом располагающимся низким дном моря; это достигается путем разрушения береговых пород и отложением продуктов их разрушения на дне водоема. В результате постепенно происходит выполаживание берегового склона. Процесс выполаживания протекает до тех пор, пока не будет достигнут так называемый *береговой профиль равновесия*, при котором противоречие между ранее существовавшим высоким берегом и глубоким морским дном будет устранено. Естественно, чем береговой профиль будет положе, чем ближе будет он к идеальному профилю равновесия, тем меньше будут разрушаться береговые породы, и, следовательно, тем медленнее будет происходить осадконакопление в прилежащем море. Когда будет достигнут профиль равновесия между берегом и дном, иными словами — когда между ними будет полностью изжито противоречие, осадконакопление вовсе прекратится: породы, слагающие берег, не будут испытывать разрушения, а море не будет получать с берега материала для образования новых осадков.

Сказанное иллюстрируется рис. 83. В наиболее раннюю стадию берег имеет конфигурацию, соответствующую линии AA; в это время береговые породы энергично разрушаются, а в море за их счет идет столь же интенсивное осалконакопление. В следующий момент береговой профиль становится более пологим, что на рисунке соответствует линии BB: к этому моменту продукты разрушения пород K, слагавших ранее берег, образуют на морском дне отложения K_1. Далее достигается еще большее выполаживание и породы M вместе с частью более ранних отложений дают начало осадкам M_1 и т. д., пока не будет достигнут профиль равновесия DD.

Характерно, что по мере развития берегового профиля, стремящегося достигнуть равновесного состояния, часть и притом нередко весьма значительная, ранее накопившихся осадков размывается тем же морем, где они до этого отлагались. Продукты их раз-

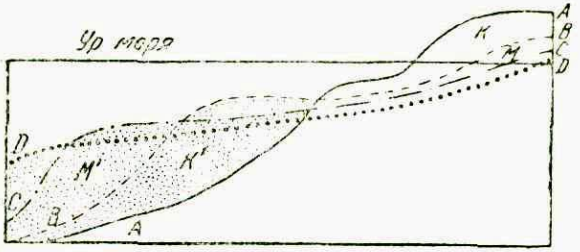


Рис. 83. Развитие морского берега, стремящегося достигнуть профиль равновесия в условиях постоянного уровня моря.

A—A, *B—B*, *C—C*, *D—D* — последовательные стадии берегового рельефа. Разрушению пород *K*, *M*... на берегу соответствует накопление за их счет в море осадков *K'*, *M'*... (Из У. Х. Твенхофела, 1932, с некоторыми изменениями).

рушения действием волнения, прибоя или течениями передвигаются далее вглубь моря, где они и переотлагаются. Таким путем *за счет более старых отложений образуются более молодые*; естественно, что между ними нередко наблюдается весьма близкое петрографическое сходство, что в ископаемом состоянии часто сильно затрудняет правильную расшифровку действительных стратиграфических взаимоотношений между ними; трудность этой расшифровки увеличивается еще тем, что подобные сходные осадочные образования, возникшие в одном и том же бассейне, бывают настолько близкими по своему геологическому возрасту, что содержат примерно один и тот же комплекс фауны, которая за короткий отрезок времени не успевает заметно продвинуться в своем эволюционном развитии. Следовательно, подобные осадочные образования, занимающие несколько разное стратиграфическое положение, бывают *сходны не только с петрографической, но и с палеонтологической точки зрения*, что еще более затрудняет их изучение. Можно без преувеличения сказать, что подобные объекты представляют собою одни из самых труднейших геологических образований; с ними всегда бывает связано множество спорных вопросов, как это имеет место, например, в отношении уфимских и татарских верхнепермских пестроцветных

пород, как известно, близких между собою и в петрографическом, и в палеонтологическом, и в стратиграфическом отношениях.

В зависимости от глубины бассейна, силы волнения, которое может перемещать обломки от берега вглубь моря, характера береговых пород, крупности обломков и целого ряда других, более мелких причин, конфигурация берегового профиля равновесия может быть весьма различной. Чем сильнее проявляется волнение, чем мельче частицы, слагающие осадок, и чем легче поддаются разрушению береговые породы, тем больше профиль равновесия приближается к горизонтальной линии, никогда, впрочем, полностью с ней не совпадая.

Представление о стремлении моря выработать береговой профиль равновесия имеет важное значение не только для правильного понимания процесса осадконакопления у «молодых» высоких берегов, весьма далеких от указанного профиля, и у «старых» пологих берегов, достаточно к нему близких; понятие о профиле равновесия может оказать существенные услуги при толковании генезиса осадочных свит, *сходных по своему петрографическому составу, но относящихся к различным, хотя и близким стратиграфическим горизонтам.*

Для примера укажем на предположительную роль профилей равновесия в образовании верхнепермских пород Европейской части СССР; схема эта была выдвинута Л. В. Пустоваловым и развита В. И. Данчевым в его дипломном проекте (Московский нефтяной институт, 1938).

Как известно, верхнепермские отложения в области Русской платформы слагаются из пестроцветных, преимущественно обломочных уфимских отложений, выклинивающихся на западе и сильно раздувающихся в мощности на востоке, в Приуралье. Как полагают теперь многие исследователи, им или значительной их части соответствуют по возрасту казанские (цехштейновые) отложения, представленные карбонатными и доломитово-гипсовыми породами, заключающими морскую фауну. Вышележащие татарские отложения, очень сходные по внешности с уфимскими породами, перекрывают как карбонатные казанские отложения (на западе), так, очевидно, и уфимские осадки (на востоке); близкое морфологическое сходство уфимских и татарских пород не позволяет, однако, точно расчленить их там, где они налегают друг на друга и сливаются в одну общую массу пестроцветных обломочных образований. Татарские отложения, подобно уфимским, считались и многими считаются до сих пор отложениями пустынь.

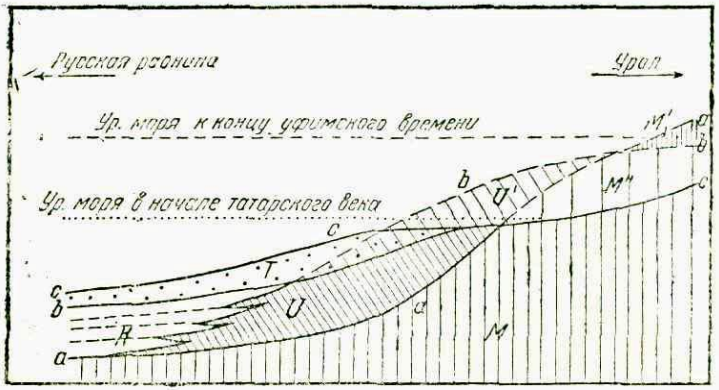
Относительно уфимских пестроцветных отложений Д. В. Наливкиным (1933) было высказано предположение, доказанное впоследствии Л. В. Пустоваловым (1937), что они представляют собою дельтовые осадки, синхроничные казанским[1] породам; материал для построения уфимских дельт доставлялся пермскими реками с Урала. Несколько более подробно об этом еще будет речь далее в связи с рассмотрением осадконакопления в дельтовых областях.

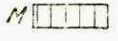
К началу уфимского времени на восточном берегу верхнепермского бассейна воздымался мощный Урал и береговой профиль был, следовательно, весьма далек от профиля равновесия (см. линию *aaa* на рис. 84). Это приводило к энергичному накоплению в прибереговой полосе продуктов

[1] С этой точки зрения основную массу уфимских пород можно рассматривать как дельтоватую терригеновую фацию казанского моря, а так называемое казанское и уфимское время, ранее считавшиеся за отличные друг от друга моменты в геологической истории русской платформы, хронологически почти сливаются между собой; поэтому это время может быть названо казанско-уфимским.

разрушения уральских пород, что и зафиксировалось образованием мощных уфимских отложений.

К концу уфимского времени выработался какой-то более пологий профиль равновесия *bbb*, соответствовавший как характеру береговых пород и морских отложений, так и тогдашнему уровню моря. Выражаясь несколько фигурально, уральские горы к этому времени в значительной мере оказались погребенными в виде их обломков на дне верхнепермского бассейна, образовав *уфимские пестроцветные дельтовые отложения*.





Доуфимские коренные породы

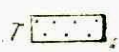
То же, разрушенные на протяжении уфимского времени

То же, разрушенные в начале татарского века

Уфимские отложения, сохранившиеся поныне

То же, разрушенные в начале татарского века

Казанские (спириферовые и конхиферовые) отложения



Отложения начала татарского века

Рис. 84. Схема предполагаемых профилей равновесия для некоторых моментов верхнепермской эпохи (по Л. В. Пустовалову, 1937).

aaa — береговой профиль перед накоплением уфимских и казанских отложений; *bbb* — профиль равновесия, выработанный к началу татарского века; *ccc* — профиль равновесия, выработанный в первой половине татарского века.

В связи с понизившейся высотой уральского хребта, доставившего огромную массу материала для создания уфимских пород, реки, впадавшие в бассейн с восточного берега, разработали к этому времени свои русла и стали течь более спокойно; поэтому они стали доставлять в пермское море значительно меньшее количество не только обломочного материала, но и пресной воды. Приток континентальных вод оказался поэтому меньше, чем количество воды, терявшееся верхнепермским бассейном вследствие испарения с его поверхности. Это вызывало в конце концов падение уровня моря.

Береговой профиль равновесия, выработанный к концу уфимского времени, при более низком уровне моря, что соответствует уже началу татар-

ского времени, оказался вновь нарушенным; по мере того, как уровень моря падал, профиль равновесия продолжал еще более выполаживаться, что сопровождалось разрушением части ранее образовавшихся уфимских отложений и некоторой новой порции коренных пород, как это показано на рис. 84 линией *ссс*. Таким образом, низы татарских отложений возникли в значительной мере за счет разрушения уфимских образований, чем и можно объяснить их близкое морфологическое сходство между собою. Весь этот *процесс протекал в одном* и том же бассейне, но при различных его уровнях, что вызывало изменение профиля равновесия и унос вглубь моря материала, слагавшего ранее береговые отложения.

Микроскопические исследования указывают, что петрографический состав как уфимских, так и происшедших за их счет татарских пород весьма близок, но окатанность обломочных минералов *татарских отложений более* совершенна, нежели тех же минералов уфимских пород; это лишь подтверждает высказанную точку зрения. Последняя подкрепляется также: а) постепенным переходом через так называемую «переходную толщу» казанских отложений в татарские, что указывает на непрерывность осадкообразования в одном и том же бассейне, но при изменившихся условиях, что, как уже указывалось, было, очевидно, связано с испарением бассейна и понижением его уровня; б) нахождением во многих пунктах в верхах казанских и в низах татарских отложений выделений хлористого натрия, то в виде отдельных изолированных его кристаллов или их отпечатков (например, в Казанском районе), то, очевидно, в виде более значительных скоплений, как о том можно судить *по многочисленным соленым источникам* и водам, приуроченным к верхам казанских и к низам татарских отложений в районе Костромы, Ярославля, Солигалича, Балахны, Кирова и в других местах; это указывает на возрастание концентрации морских верхнепермских вод к началу татарского времени, что совпадает с одновременным понижением его уровня; в) нахождением в низах татарских пестроцветов остатков, хотя пока и весьма редких, морской фауны (находки А. Г. Завидоновой криноидей и других типичных морских форм среди татарских пород в Куйбышевском крае и др.); это может служить доказательством, что морские организмы еще продолжали кое-где существовать в то время, когда начали уже накапливаться татарские породы, или иными словами, начали переотлагаться и уноситься вглубь моря ранее возникшие береговые уфимские отложения.

Очевидно, что дальнейшее испарение морской воды привело к полному исчезновению верхнепермского бассейна, так что на его месте стало возможно накопление континентальных пород, которые и слагают собою верхи *того же татарского яруса; в них* мы находим уже пресноводные организмы, обитавшие, очевидно, в мелких временных озерах, питавшихся поверхностными водами. Таким образом, изложенные рассуждения *относятся лишь к низам татарских отложений*, а не ко всей той серии пестроцветных отложений, которые объединяются сейчас под этим общим названием.

Схема *изменения береговых профилей в конце верхнепермской эпохи*, изображенная на рис. 84, носит сейчас лишь предположительный характер; будущие исследования покажут, насколько она близко соответствует действительности. Но вне зависимости от этого, приведенный пример демонстрирует, что при толковании генезиса многих отложений нельзя проходить мимо берегового профиля равновесия; учет его развития может пролить свет на многие образования, которые кажутся сейчас загадочными.

Отметим в заключение, что то или иное толкование генезиса татарских отложений влечет за собою разные практические выводы; действительно, если всю их совокупность признать, как это обычно делается сейчас, за континентальные пустынные образования, то вероятность нахождения в них значительных скоплений соли очень невелика; соль может быть в них заключена лишь в виде незначительных прослоев, оставшихся после упаривания небольших пустынных и озерных водоемов; если, напротив, рассматривать низы татарских отложений как осадки верхнепермского моря в последние моменты его усыхания, то возможность встретить здесь не только *хлористый натрий, но, может быть, калийные и другие соли*, очень сильно возрастает. Принимая во внимание широкое развитие татарских отложений и

близость района их распространения к населенным промышленным центрам, легко понять, насколько разрешение указанного «теоретического» вопроса имеет большое практическое значение.

При желании можно было бы значительно расширить число примеров, когда от того или иного разрешения на первый взгляд чисто отвлеченных вопросов древнего осадкообразования зависит промышленная геологическая оценка перспектив обширных районов и даже целых областей.

Влияние придонных морских течений на осадкообразование было в недавнее время подчеркнуто Д. В. Наливкиным (1927). Придонные течения, непосредственно соприкасающиеся с осадком, лежащим на морском дне, обладают собственной живой силой, способной дополнительно транспортировать и дифференцировать материал, уже принесенный и осажденный в море. В результате то закономерное пространственное расположение вещества, которое было бы достигнуто в случае отсутствия дополнительной силы морских течений, в той или иной мере нарушается и продукты осадочной дифференциации *приобретают более причудливое и сложное* размещение, чем это было бы в условиях совершенно спокойной морской среды. Таким путем дополнительная энергия, прилагаемая морскими течениями к принесенному в море или уже осажденному материалу, может вызывать в действительно природной обстановке значительные местные усложнения и отклонения от разобранных выше идеальных схем осадочной дифференциации. Самый принцип дифференциации вещества в зоне осадкообразования при этом, однако, нисколько не теряет своего значения и полностью сохраняет свою силу; но результаты дифференциации становятся сложнее и многообразнее. Каждый отдельный случай приложения дополнительной энергии к основному, наиболее простому (если только так можно выразиться) процессу осадкообразования приводит к своим индивидуальным, специфическим отклонениям и требует каждый раз особого изучения.

Сейчас мы познакомимся с общим случаем размывающего действия придонных течений и его отражением в геологических разрезах. Предположим (рис. 85), что в каком-то пункте морского дна (*1*), где полностью отсутствуют течения, отложились три слоя глинистых осадков — *A*, *B* и *C*. В соседнем пункте (*2*) во время накопления слоя *C* проявлялись слабые придонные течения, что должно было привести к вымыванию наиболее тонких глинистых частиц, увеличению крупности зерен, слагающих осадок, и к некоторому *сокращению мощности всего слоя*. В *следующем пункте* (*3*) эти течения стали проявляться несколько раньше, уже во время накопления серии *B*; во время же накопления слоя *C* они достигли такой силы, что все глинистые частицы уносились, а накапливались лишь относительно крупные песчаные зерна. В пункте (*4*) течения стали действовать еще ранее и проявлялись с большей силой, так что как слой *C*, так и слой *B* оказались представленными крупнопесчаными отложениями с включением гальки. Наконец, в последнем (*5*) пункте сила придонных течений была столь велика, что была размыта верхняя часть слоя *A*, а слои *B* и *C* оказались представленными конгломератом с песчаным цементом.

Прослеживая в отдельных обнажениях ископаемые осадки, возникшие при подобных условиях, и ориентируясь на прогрессивное возрастание крупности зерна в одном направлении, легко притти к ошибочному заключению, что передвигаясь от обнажения *1* к обнажению *5*, мы переходим к более мелководным, береговым осадкам. Однако, если учесть уменьшение в том же направлении суммарной мощности пород, то неправильность такого допущения станет сразу очевидной. На самом деле, если бы мы перемещались в сторону береговых пород, где осадконакопление, как мы уже знаем, протекает наиболее интенсивно, мы должны были бы наблюдать увеличение мощности осадочных образований; в действительности не только нет такого увеличения, но наблюдается обратная зависимость:

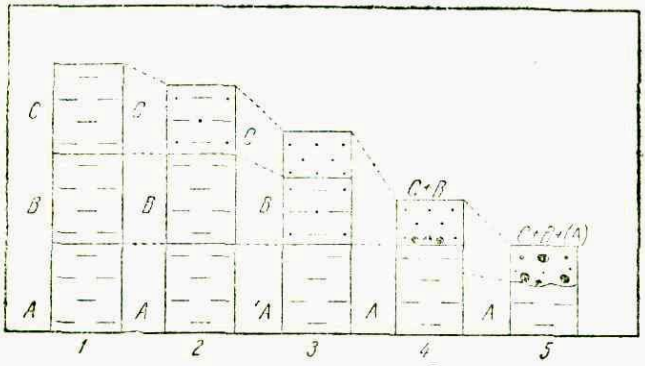


Рис. 85. Типы возможных геологических разрезов одного и того же возраста в зависимости от деятельности течений (по Д. В. Наливкину, 1927, с некоторыми изменениями).

укрупнение материала сопровождается снижением мощности. Это дает основание говорить о влиянии на осадкообразование морских течений.

На практике могут встретиться более сложные и запутанные соотношения; лишь всесторонний анализ условий древнего осадкообразования с учетом всех петрографических и чисто геологических показателей может помочь дать правильное толкование наблюдаемым фактам. Предусмотреть здесь все возможные варианты, конечно, нет возможности.

Таким образом, во многих случаях, когда по наличию среди осадочных толщ прослоев конгломератов и общему укрупнению обломков устанавливались трансгрессии и регрессии морей, последние в действительности могли и отсутствовать; крупные частицы в этом случае могли приноситься и накапливаться в условиях появлявшихся морских течений, которые, как известно, могут перемещаться по морскому дну, захватывая в области своей деятельности различные районы одного и того же бассейна.

В частности, Д. В. Наливкин (1927) полагает, что особенности разреза верхней части юры и частью нижнего мела Подмосковного

района, заключающиеся в последовательном появлении в разрезе крупнозернистых осадков, проще и естественнее объясняются не многочисленными предполагающимися здесь трансгрессиями, а появлением морских течений, менявших свою силу, направление и положение.

Напомним, что воздействие морских течений на осадки проявляется не только в механической, но и в химической работе. Массы морской воды, двигающиеся в областях морских течений, могут нести с собой огромные запасы свободного растворенного кислорода, углекислоты, тех или иных растворенных солей и пр. Поэтому морские течения обладают запасом не только механической, но химической энергии; в зависимости от характера двигающихся морских вод, природы вещества, с которым они приходят на своем пути в соприкосновение, а также от термодинамических факторов, морские течения могут либо выделять из себя те или иные твердые минеральные образования, а потому обогащать тем или иным материалом осадки, над которыми они проходят, либо, напротив, переводить в раствор некоторые составные части ранее уже накопившихся отложений.

В качестве примера химического воздействия морских течений на осадок обычно указывают на осадки двух глубоких впадин южной части Атлантического океана. Впадины эти располагаются на одной широте (15° ю. ш.), причем на западе, в Бразильской мульде осадки, залегающие на глубинах 5150—5900 *м*, содержат только 4—2% $CaCO_3$; осадки же мульды Конго примерно с той же глубины 5200—5600 *м* содержат 80—46% $CaCO_3$. Такое резкое различие в содержании карбоната кальция объясняют наличием на западе холодного антарктического течения, которое и производит здесь растворение $CaCO_3$; на востоке доступ ему закрыт подводным порогом, что обеспечивает накопление и сохранение в осадке углекислого кальция.

Другие особенности осадкообразования в области морских течений уже разбирались выше в связи с рассмотрением условий подводного разложения.

Дифференциация вещества в масштабе морского океана достаточно ясно улавливается даже при беглом взгляде на карту современных океанических отложений (рис. 86). В схеме по мере удаления от континентов располагаются:

терригеновые отложения → известковые илы → кремневые илы → красная глубоководная глина.

Однако, весь процесс осадконакопления в океанах, равно как характер дифференциации вещества имеют здесь существенно иные черты, чем в области эпиконтинентальных морей и в прибрежной зоне. Отличия эти в основном заключаются в следующем:

1. Эффективность осадконакопления, начинающегося где-то в области приподнятых частей континентов и у истоков рек, постепенно нарастает по направлению к пониженным участкам земной поверхности; так, в среднем течении рек осадков отлагается

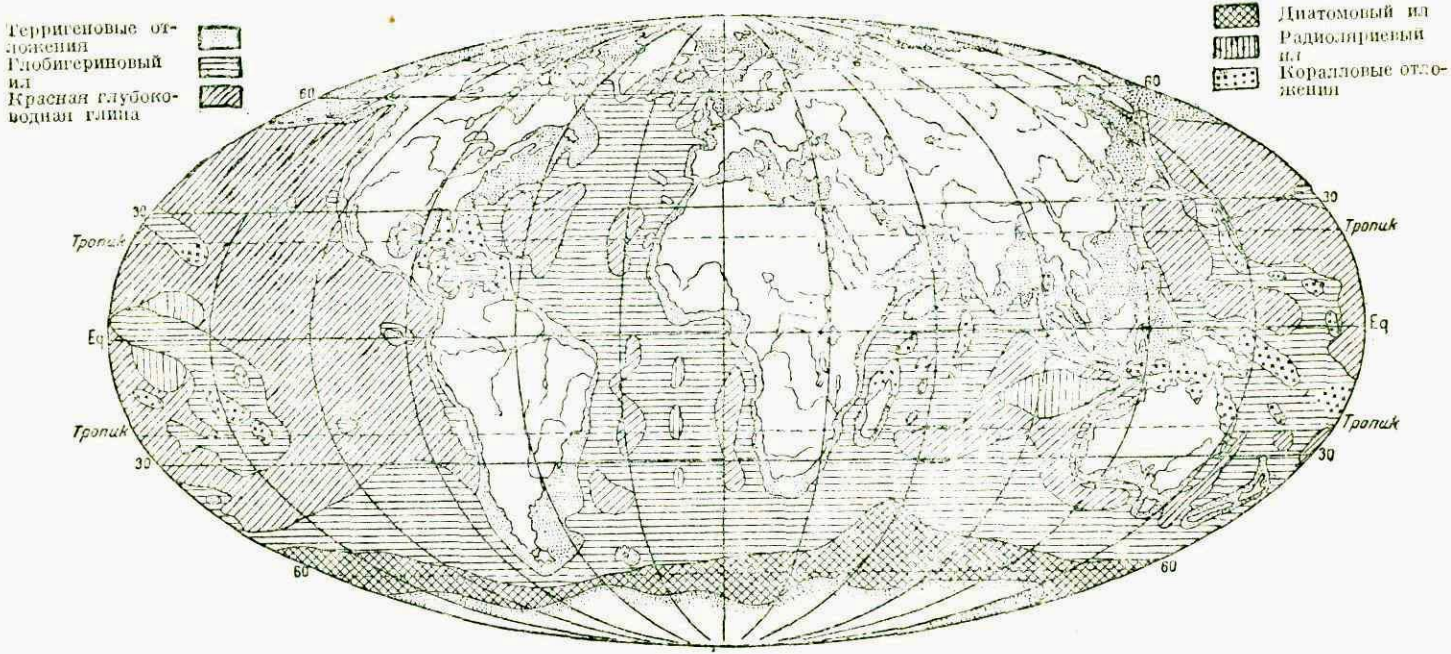


Рис. 86. Карта современных океанических отложений.

больше, чем у истоков, в нижнем течении еще больше, у дельт и в прибрежной морской зоне интенсивность осадконакопления достигает максимального предела.

Однако, далее наблюдается *обратное явление* и за пределами неритовой зоны происходит явственное с н и ж е н и е эффективности осадконакопления; известно, что известковые илы батиальных глубин накапливаются уже весьма замедленными темпами; скорость накопления еще более глубоководных кремнистых илов еще меньше и равна ничтожной величине. В области накопления красной глубоководной глины осадконакопление происходит столь замедленными темпами, что можно считать, что оно здесь практически вовсе отсутствует; известно, что остатки третичных (олигоценовых) организмов погребены здесь на глубине около 20—25 *см* от верхней поверхности осадка, что дает возможность утверждать, что, начиная с олигоцена и поныне, в области абиссальных глубин, т. е. за значительный геологический отрезок времени, превышающий миллион лет, накопилось всего около 0,2—0,25 *м* отложений; в прибереговой полосе пролой такой же мощности может образоваться за несколько месяцев, а потому не привлечет к себе такого внимания геологов, каким пользуются равные по мощности абиссальные осадки.

Мы можем констатировать таким образом, что *развитие* осадконакопления на протяжении весьма широкого пространства от истоков рек до абиссальных глубин успевает проделать полный «цикл» своего развития, достигнуть максимума в неритовой зоне, а затем далее постепенно перейти в свою п р о т и в о п о л о ж н о с т ь, т. е. в почти полное отсутствие осадконакопления.

Попутно заметим, что это обстоятельство еще лишний раз подчеркивает глубокое различие между осадконакоплением в неритовой области, с одной стороны, и в областях открытого океана, с другой (см. сравнительную таблицу на стр. 133).

2. Осадочная дифференциация вещества, осуществляющаяся в батиальной и абиссальной областях, также п р о т и в о п о л о ж н а по своему характеру осадочной дифференциации в области континентов и неритовой зоны. На самом деле, если в мелких континентальных и прибрежных водах *малая растворимость вещества* обусловливает его наиболее быстрое выпадение в осадок, то та же самая низкая растворимость вещества при осадкообразовании на больших океанических пространствах и в больших глубинах приобретает иное, обратное значение; она способствует здесь наиболее длительному сохранению вещества в твердом виде, предохраняет его от растворения при погружении на большие глубины и, следовательно, определяет ту глубину и *тот столб воды, которые минеральная* частица может преодолеть, не подвергнувшись по пути растворению.

Поэтому, если низкая растворимость в мелких водах обусловливает наиболее быстрое осаждение, то в открытом океане она же способствует наиболее длительному сохранению взвешенного вещества в твердом состоянии, а, следовательно, и уносу его наиболее далеко от берега и погружению на наибольшие глубины. При этих условиях приведенная выше схема *химической дифференциации*

(см. рис. 65 на стр. 263) для батиальных и абиссальных глубин приобретают как бы обратный, перевернутый вид. По мере удаления от неритовой зоны мы переходим к осадкам, обогащенным все более и более трудно растворимым веществом (известковые илы — кремневые илы — окислы марганца и железа в абиссальной глине).

Характерно, что процесс заканчивается накоплением вновь почти чистых продуктов механической дифференциации с ничтожной примесью продуктов химической дифференциации (известно, что в красной глубоководной глине содержание нерастворимого материала в среднем превышает 95%, т. е. абиссальные отложения в основном являются скоплением устойчивых минеральных зерен самого разнообразного происхождения, а не продуктов химического выпадения вещества в осадок).

Мы видим, таким образом, и в данном случае, что осадкообразование в открытом океане и в указанном отношении опять-таки достигает своей противоположности: в самом начале осадкообразования, на континентах и в мелких водах преимущественно накапливаются продукты механической дифференциации; точно также преимущественно продукты механической дифференциации слагают отложения глубочайших впадин мирового океана, т. е. знаменуют собою противоположный конец того же явления. Тем не менее, несмотря на эту общность, существенная разница между начальными и конечными образованиями ясна сама собою и не требует специальных пояснений. Природный процесс не может замкнуться: начальные и конечные стадии, несмотря на их сходные черты, имеют чрезвычайно резко выраженные отличия (начало характеризуется нахождением наиболее крупных обломков, конец — наиболее мелких и т. д.). Здесь мы встречаемся, следовательно, с рельефным проявлением закона единства противоположностей: явление осадкообразования само из себя, в процессе своего развития, вырабатывает свою собственную противоположность.

После всех этих замечаний, относящихся к общим вопросам осадконакопления в морской среде, мы можем перейти к краткому ознакомлению с обстановкой отдельных областей моря. Последующее изложение отмечает лишь наиболее характерные моменты только осадкообразования, но ни в какой мере не претендует на полное освещение отдельных фаций, которые подробно освещаются в других курсах.

8. Осадконакопление в литоральной зоне

Под литоральной зоной здесь понимается та часть морского дна, которая обнажается во время отлива[1]; поскольку она то заливается морской водой, то освобождается от нее, литоральная зона в равной степени может быть причислена как к морской, так и к континентальной обстановке; она занимает между ними промежу-

[1] Некоторые авторы именуют литоральной зоной прибереговую полосу с глубиной до 180—200 м, т. е. придают это название той области, которая в этой книге называется неритовой.

точное положение. Ее можно рассматривать как часть побережной зоны.

Из того, что говорилось выше, ясно, что осадконакопление в прибрежной зоне возможно лишь там, где морские берега представляют собою пологие пляжи, т. е. где их профиль приближается к уже известному нам береговому профилю равновесия; у крутых и и скалистых берегов, как мы тоже уже знаем, осадконакопления не происходит, а материал, слагающий берег, напротив, сносится в море; впрочем, литоральная область, периодически заливающаяся и обнажающаяся, здесь отсутствует и граница между морем и сушей у крутых берегов во время приливов и отливов не изменяется заметным образом.

В настоящий геологический момент литоральная зона представляет собою весьма узкую полоску, тянущуюся вдоль берега, а местами вовсе сходящую на-нет. По У. Х. Твенхофелу (1932) она лишь в редких случаях достигает ширины 1,5 *км*, а при исключительных обстоятельствах 10—12 *км*. Тот же автор справедливо отмечает, что такое ничтожное территориальное значение литоральной зоны свойственно лишь текущей геологической эпохе, когда континенты являются сильно приподнятыми над уровнем моря, благодаря чему они чаще образуют крутые, чем пологие берега. В геологическом прошлом, при изменном характере континентов, что, очевидно, периодически повторялось в истории Земли и наблюдалось каждый раз перед очередными геологическими революциями (эпохами горообразования), морские берега, в отличие от современных, в основном были представлены пологими пляжами, по которым, даже при незначительном подъеме уровня вод на 2,5—3,5 *м*, вода могла проникать далеко вглубь континентов; следовательно, ширина литоральной зоны и общая ее площадь в такие моменты должны были быть значительно больше современных. Суммарная площадь теперешней литоральной зоны определяется очень скромной цифрой около 160 000 *км*^{2}, что составляет только около 0,03% от всей земной поверхности.

Осадки литоральной зоны характеризуются ассоциацией признаков континентальных и морских отложений.

С одной стороны сюда доставляется материал с *суши* в виде различной величины минеральных обломков, трупов и скелетов животных, остатков наземных растений и пр.; ветер, нередко имеющий особую силу у морских берегов, особенно при их пологом рельефе, доставляет сюда же с суши тонкий обломочный материал воздушным путем. Наземные животные, заходя в литоральную зону во время отливов, оставляют здесь отпечатки своих ног; капли дождя и града также могут легко запечатлеться на почти всегда влажной поверхности литоральных отложений; во время отливов верхняя часть осадков может подвергнуться высыханию, вследствие чего возникают характерные трещины высыхания, погребающиеся при первом же очередном приливе морских вод. Все это — признаки наземных отложений.

С другой стороны, *море* также доставляет разнообразный материал для построения литоральных осадков. Во время приливов

оно тащит за собою на берег минеральные обломки, раковины морских организмов, часто раздробляя их по пути; *этим объясняется* исключительное обилие на некоторых пляжах битой ракуши, образующей сплошь и рядом целые линзообразные прослои, из которых впоследствии возникают прослои известковых пород, *в частности шламмовых* известняков. Море выплескивает с собою разнообразные и живые организмы, многие из которых погибают на берегу во время отлива; так возникают в литоральной зоне морские танатоценозы, т. е. скопления *остатков организмов*, обусловленные не их совместной жизнью, а последующим смешением различных органических видов, так сказать, насильственным путем [1]. Попутно отметим, что многие организмы, обитающие в крайне *неспокойной* литоральной зоне, как вообще в мелководной полосе, в качестве защиты от прибоя высверливают ходы в различных крупных предметах и селятся в них. Поэтому скалы, гальки, куски древесины и т. п. предметы, *источенные сверлящими* животными, являются характерными для мелководья, в том числе и для литоральных отложений. В пониженных участках литоральной зоны может задерживаться морская вода, которая при испарении дает начало выделениям морских солей или в виде изолированных кристаллов, или в виде тонких, обычно загрязненных, но иногда часто повторяющихся прослоев. Движение морской воды, столь характерное для *литоральной зоны*, запечатлевается в целом ряде текстурных признаков: в мелких желобках от струй стекающей воды, в знаках ряби на поверхности осадков и т. д.

Наконец, сама *литоральная зона*, главным образом в виде произрастающей на ней растительности, может также доставлять материал для местного осадкообразования. В низинах, постоянно остающихся влажными, здесь накапливаются скопления торфа, *переходящие* потом в углистые прослои. Мангровые заросли, свойственные литоральной зоне тропических местностей, также доставляют материал для углеобразования; деревья группы мангро, как известно, представляют собою *наземные растения*, *приспособившиеся* к существованию в морской воде; при приливе их нижняя часть заливается и над поверхностью моря остается лишь их зеленая крона, образуя лес, возвышающийся над морем; при отливе же сильно разветвляющиеся, голые, ходулеобразные корни мангровых растений обнажаются и создают весьма разнообразный и необычный пейзаж. Продукты разрушения растительного материала, остающиеся обычно *на месте среди корней мангровых* зарослей, подвергаются гниению и вместе с минеральными частицами дают начало вонючему черному илу, зараженному сероводородом; в нем могут возникать выделения колчеданов, сидерита и других закисных соединений.

Таким образом, в литоральное осадконакопление вовлекается материал континентального, морского и местного происхождения, *равно как в осадкообразовании участвуют здесь* морские, континентальные и местные силы. Значительный перевес не остается

[1] Естественные сообщества организмов называются *биоценозами*.

здесь на стороне ни тех, ни других, ни третьих; действительно, море проявляет себя здесь лишь периодически, перманентно покидая литоральную область. Низменная суша, лишенная мощных водных потоков, как это обычно бывает около низменных берегов, не в состоянии проявить себя достаточно интенсивно; местные силы обладают слишком небольшим запасом энергии, чтобы преодолеть и перекрыть воздействие моря и суши. Отсюда становится понятной исключительная петрографическая пестрота осадков, возникающих в литоральной зоне.

И на самом деле, литоральные отложения характеризуются частой сменой различных типов отложений: линзообразные прослои галечника сменяются такими же прослоями песков, глин, углистого материала, шламмовых известняков; отложения, несущие закисный комплекс минералов, сменяются отложениями с окисленным комплексом и т. д., и т. д.

В ископаемом состоянии литоральные отложения узнаются не только по этим признакам, но и по их пространственному положению; они должны располагаться внизу и вверху морских толщ: литоральные осадки следуют впереди наступающего и сзади регрессирующего моря. Однако, в действительности они далеко не всегда подстилают и перекрывают собою морские отложения, что связано с их положением, крайне неблагоприятным для их сохранения; они легко могут быть разрушены последующим действием либо морских (в случае трансгрессии), либо континентальных (в случае регрессии) сил.

9. Осадконакопление в области дельт

По удачному выражению У. Х. Твенхофела (1932) в процессе образования дельт происходит состязание между морем и сушей, причем самое существование дельты свидетельствует о преобладании континентальных факторов осадконакопления. Отложения дельт в зависимости от их расположения делятся на три группы (рис. 87):

1) поверхностные отложения:
   а) отложения надводной или субаэральной дельтовой равнины,
   б) отложения подводной дельтовой равнины,
2) отложения склона,
3) донные отложения.

Отложения надводной дельтовой равнины имеют поверхность, обычно очень слабо наклоненную в сторону морского бассейна и прорезанную целым рядом каналов, по которым растекается вода, поступающая с континента. Именно эта часть дельты иногда напоминает собою на географических картах греческую букву Δ; она составляет, однако, лишь небольшую часть дельтовых образований, которые простираются значительно дальше вглубь моря, будучи скрытыми под его поверхностью; если для географов, изучающих лик Земли, понятие дельты может ограничиваться лишь ее надводной частью, то для геологов тоже понятие включает в себя как видимую, так и подводную ее части.

Подсчитано, между прочим, что суммарная площадь, занимаемая современными дельтовыми отложениями, равна не менее 2 000 000 км², из которых на надводную равнину приходится лишь около 500 000 км², т. е. не более 25% всей площади.

Отложения надводной дельтовой равнины представляют собою как бы непосредственное продолжение обычных речных отложений, но имеют некоторые отличительные черты, обусловленные близостью моря. В соответствии с этим осадки в основном слагаются здесь обломочным материалом и представлены преимущественно галечниками, песками, песчаными глинами и пр. Отсортированность их столь же несовершенная, как и в речных отложениях; лишь в озерах, во множестве рассеянных по поверхности надводной

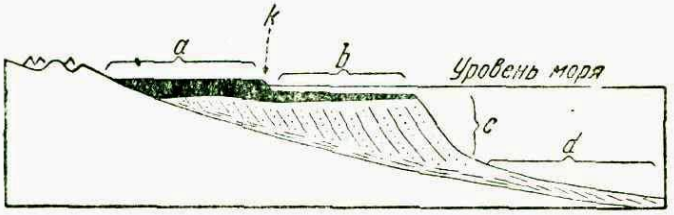


Рис. 87. Схема дельтовых отложений (по Барреллу, 1912).

a — отложения надводной равнины; *b* — отложения подводной равнины; *c* — отложения склона; *d* — донные отложения.

дельтовой равнины, что связано с частым перемещением дельтовых рукавов, оставляющих позади себя мелкие водоемы, могут накапливаться превосходно отсортированные глинистые и частью алевритовые осадки, что, как мы знаем, характерно для озерных бассейнов.

Озера, перерождающиеся в болота, часто служат местом развития той или иной растительности, остатки которой образуют в области субаэральной равнины скопления торфа. Помимо этого здесь же погребаются на месте своего произрастания более крупные одиночные растения, а также остатки пресноводной фауны, обитающей в озерах, и скелеты наземных животных, обитающих и гибнущих на равнине.

Отпечатки капель дождя, града, ног животных, эоловая рябь, возникающая под действием ветра, трещины высыхания, разнообразная окраска пород, обусловленная различными потенциалами окисления, при которых они создавались — все это нередкие характерные признаки осадков надводной дельтовой равнины.

К перечисленным особенностям отложений, связанных с их субаэральным способом образования, иногда прибавляются некоторые морские признаки; так, например, море, заливающее во время приливов значительную часть плоской равнины, может оставлять после себя морскую фауну; впрочем, такие случаи надо считать редкими, так как типичные морские организмы, приспособленные к жизни в соленой воде, не заплывают обычно в сильно опресненную дельтовую область.

Осадки надводной дельтовой равнины имеют очень мало шансов на сохранение в ископаемом виде; понижение уровня моря, или подъем его берегов, *что неизменно наблюдается в конце жизни* всякого морского водоема, приводит к выработке нового берегового профиля равновесия, причем образовавшиеся ранее осадки субаэральной части дельты обычно уничтожаются. Этим объясняется, что осадки наземных частей древних дельт с достоверностью среди осадочных пород не установлены.

Отложения подводной равнины располагаются ниже только что описанных отложений субаэральной дельтовой равнины лишь на немного (6—10) метров; иногда их разделяет довольно крутой обрывчик, примерно той же самой высоты (пункт *k* на рис. 87, изображенный в сильно утрированном виде); подводная равнина также имеет очень пологий наклон в сторону открытого моря. По характеру осадков она представляет как бы прямое, непосредственное продолжение отложений надводной равнины.

Здесь также господствует преимущественно грубообломочный материал, но распределение его уже несколько иное; на дне каналов, по которым продолжают течь воды, поступающие с континента и *которые являются продолжением водных дельтовых рукавов* субаэральной равнины, накапливается грубозернистый материал—галечники, грубые пески, алевритовые пески и пр.; он обладает неправильной косой слоистостью и карманообразным залеганием. Отложения каждого подводного рукава в разрезе имеют форму больших линз, величина которых соответствует размеру рукава; в плане же они имеют форму лент, вследствие чего легко могут быть ошибочно приняты за обычные наземные речные отложения; но петрографический состав типичных аллювиальных осадков, как правило, резко отличен от петрографического состава берегов, тогда как отложения дельтовых рукавов и окружающих их осадков, хотя и различны по своей крупности, но имеют одинаковый или чрезвычайно близкий петрографический состав, так как они возникают за счет осаждения одного и того же материала, приносимого данной рекой.

Рукава, проводящие речную воду вглубь моря, в подводной обстановке могут менять свое положение еще быстрее и легче, чем в области субаэральной равнины; при этом они размывают окружающие *отложения или иначе — подмывают свои «подводные берега»*, которые, между прочим, являются самыми низменными «берегами» из всех возможных образований подобного рода: они не только не возвышаются, но даже могут быть ниже массы движущейся воды. Если окружающие отложения, которые, как мы увидим ниже, обычно бывают представлены более тонким и более однородным алевритовым и глинистым материалом, успели уже в той или иной мере *отвердеть, то при перемещении подводных дельтовых рукавов в их* осадках появляются многочисленные гальки из окружающих мягких глинистых пород, которые при других условиях представляют довольно большую редкость; размер таких галек, более похожих на катуны, может быть весьма разнообразен и колеблется от микроскопических размеров до 20—50 *см* в поперечнике; мягкость слагающего их материала обусловливает очень часто совершенную их

окатанность. Если же подобные обломки недавно накопившихся глинистых пород, окружающих подводные рукава, после их отторжения сейчас же *засыпаются непрерывно поступающим песком*, то их остроугольные очертания могут сохраниться; при этом возникает своеобразный вид брекчии с мягким глинистыми крупными обломками и более тонкозернистым песчаным цементом, состоящим из твердых минералов (зерен кварца и пр.).

Перемещение подводных дельтовых рукавов по подводной равнине приводит к возникновению массы мелких местных несогласий в *залегании осадков*, а также может придать в разрезе их отложениям весьма причудливую, асимметричную форму, всегда, впрочем, приближающуюся к линзовидной. Происходящее при этом постоянное размывание и переотложение окружающих осадков еще более увеличивает петрографическое, а местами и структурное сходство между всеми отложениями подводной дельтовой равнины, так что иногда бывает трудно сказать, имеем ли мы дело с осадками *подводных рукавов* или с «межрукавными» отложениями.

Между подводными дельтовыми рукавами, где вода остается более спокойной, накапливаются более тонкие обломочные частицы и происходит выпадение наименее устойчивых, *легко коагулирующих* коллоидов (Fe_2O_3, SiO_2 и пр.); в результате межрукавные отложения приобретают относительно хорошую сортировку (по сравнению с рядом располагающимися осадками рукавов) и обычно бывают представлены мелкозернистыми глинисто-алевритовыми отложениями с той или иной примесью коллоидального вещества. Более или менее спокойная обстановка способствует возникновению в межрукавных отложениях довольно правильной горизонтальной слоистости, прослеживающейся нередко на большие расстояния. В этом состоит одно из важных отличий между межрукавными отложениями субаэральной и подводной дельтовых равнин: в первом случае горизонтальная слоистость, как правило, отсутствует или выражена лишь местами, для подводной же равнины она является характерной.

В отличие от осадков субаэральной равнины, отложения подводной равнины не заключают в себе прослоев торфа, угля и озерных отложений, равно как не несут следов высыхания и растрескивания осадков, отпечатков ног животных, дождевых капель, града и других подобных признаков, свойственных открытым континентальным местностям. Зато широкое развитие здесь приобретают знаки ряби от волнения и течения вод, перекрывающих подводную *равнину*.

Фауна редкая, преимущественно пресноводная (сильное опреснение под влиянием речных вод); могут встречаться редкие остатки наземных животных и обломки древесины, принесенные с берега, а также еще более редкие морские формы, доставленные со стороны моря.

Следует особо отметить, что осадки подводной дельтовой равнины, хотя далеко не блещут совершенством дифференциации слагающего их материала, все же явственно более выдержаны и не столь пестры, как континентальные отложения соседней субаэральной

части; степень дифференциации вещества здесь еще очень низкая, но все же несколько выше, чем в области надводной равнины.

Отложения подводных дельтовых равнин имеют значительно больше шансов на сохранение в ископаемом виде, чем осадки субаэральных равнин; но и они могут быть нацело уничтожены при понижении уровня моря или при воздымании береговой полосы под влиянием тектонических сил.

Отложения склона наиболее часто сохраняются в ископаемом состоянии, что связано, с одной стороны, с их весьма *значительной мощностью*, а с другой — с их более низким положением относительно уровня моря, чем отложений дельтовых равнин. Поэтому геологам очень часто могут встретиться случаи, когда реконструкцию древних дельт приходится осуществлять лишь по одним отложениям склона.

В области дельтовых равнин всегда в той или иной мере наблюдается движение вод в сторону моря; напор пресных вод, сливающихся под некоторым наклоном с континентов, у самого берега оказывается еще достаточным, чтобы оттеснить соленые морские воды вглубь бассейна и еще продолжать транспортировку обломочного материала. *Но под влиянием столкновения пресных дви*жущихся вод с огромной инертной массой морской воды энергия их быстро иссякает и у края подводной равнины почти становится равной нулю. Поэтому основная масса материала, который до этого мог перемещаться под напором континентальных вод, внезапно прекращает свое движение и выпадает в осадок; в данном случае было бы даже правильнее говорить не об осаждении материала, а об его «насыпании», так как это выражение лучше передает характер осадконакопления в области дельтового склона.

Как при всяком свободном насыпании рыхлого материала, он образует здесь крутые углы, наклоненные в сторону моря, т. е. в сторону свободного пространства; величина их близка к углам естественного откоса и зависит главным образом от крупности частиц, их формы и скорости накопления осадка (при быстром накоплении наклон слоев становится круче); если окружающая водная среда недостаточно спокойна и в ней проявляются сильные волнения, то крутой склон отложений может быть ею выположен благодаря *сносу обломков с крутых склонов в пониженные участки.* Углы наклона в 10—12° все же не составляют здесь редкости, а местами могут достигать 30° и более; крупнозернистый материал дает наибольшие углы естественного наклона, тогда как глинистый и алевритовый располагается более полого.

Так как в разные отрезки времени с суши могут приноситься обломки разной величины, что зависит, например, от смены дождливых *и засушливых климатических сезонов*, то *углы осадков*, образующихся на склоне дельт, могут варьировать; в ископаемом виде это может создать впечатление о наличии местных несогласий и привести к ложным представлениям о тектонической истории района.

Косое, но более или менее параллельное напластование в области дельтового склона может также привести к неправильным, сильно

преувеличенным подсчетам мощности, как о том уже говорилось выше (см. стр. 324), а в случае грубых ошибок — даже к нанесению на геологических картах тектонических структур там, где они в действительности отсутствуют. Надо иметь в виду, что рис. 87 изображает строение дельты и наклон слоев в одну сторону в поперечном разрезе; на самом же деле отложения склона наклонены в разные стороны и расходятся от устья реки более или менее веерообразно, как это схематично показано на рис. 88. Неопытный исследователь, не учтя всей геологической обстановки, может истолковать подобное залегание пород как результат *проявления тектонических сил* и «украсить» геологическую карту своего района несуществующей структурой.

Значительные углы наклона дельтовых отложений часто приводят к тому, что материал сам, под действием собственной силы тяжести, начинает скользить по склону, стремясь *занять более устойчивое положение*; так возникают многочисленные подводные оползни, приводящие к местному смятию осадков и столь характерные для отложений склона дельт (текстура пород, возникающая под влиянием подводных оползней, будет более подробно описана во II части книги).

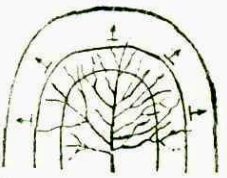


Рис. 88. Схема естественного наклона слоев в области дельт (по Л. В. Пустовалову, 1937).

Поскольку материал на склоне дельт просто насыпается, ни о какой совершенной дифференциации его не может быть и речи. Здесь накапливается обломочный материал самой различной крупности зерна; здесь же отлагаются остатки наземных растений, кости, а иногда и целые трупы животных, приносимых водными потоками с континента; быстрое засыпание их минеральными обломками способствует их удовлетворительной сохранности. В ископаемом виде нахождение наземных растений и животных может привести к ошибочному заключению о континентальном способе образования вмещающих их пород; учет других признаков *наряду с полным отсутствием отпечатков ног животных*, которым принадлежат скелеты, позволяет избежать эту, к сожалению, весьма еще распространенную ошибку.

Одновременно с более или менее крупными обломками на склоне дельт осаждается коллоидальный материал, коагулирующий под влиянием электролитов; лишь наиболее устойчивые коллоиды, как, например, органические, в той или иной мере могут продвигаться *еще дальше. Вода носит здесь уже явно солоноватый* характер, а иногда, особенно в нижних частях склона, приближается по солености к морской воде. В соответствии с этим местная, обычно всегда небогатая фауна также является по преимуществу солоновато-водной; типичные морские формы лишь случайно заплывают в эту, еще явно опресненную зону, а потому их остатки в нормальных отложениях дельтового склона могут встречаться как редкость.

Пестрота материала, накапливающегося на склоне дельт, вызывает и пеструю их окраску; если преобладают окислительные процессы, что бывает связано с поступлением с континента богатых

кислородом вод, то преобладающими тонами являются здесь бурые оттенки, которые вследствие дегидратации водных окислов железа впоследствии могут перейти в красновато-бурые и красные тона. Однако, в местах скопления органического материала окисные соединения восстанавливаются до закисных, в результате чего возникают серовато-зеленоватые пятна, линзы и прослои и все дельтовые отложения приобретают вид пестроцветов. В случае же рек, текущих по плодородным равнинам, они отлагают в своих дельтах значительные количества органического вещества, что придает дельтовым отложениям преимущественно серые и зеленоватые тона; у бурных рек, стекающих с высоких гор в близлежащее море, количество приносимого ими органического вещества снижается; к тому же, под напором вод оно может уноситься дальше в море, за пределы склона дельты, так что отложения склона, как было описано, приобретают преимущественную бурую и красную окраску, свойственную осадкам с высоким кислородным потенциалом. Следовательно, окраска дельтовых отложений не может считаться их характерным признаком; здесь возможны большие вариации в зависимости от вещественного состава осадков.

Донные дельтовые отложения накапливаются уже в типичных морских условиях, но состоят из материала, приносимого реками. Они отличаются тонкозернистостью, превосходной отсортированностью и нормальной горизонтальной слоистостью. В строении их большую роль играют наиболее устойчивые коллоиды, проходящие всю область дельты, но здесь обычно коагулирующие; к числу их, как мы знаем, относятся органические коллоиды. Их обилие вызывает появление закисного комплекса минералов (пирит, сидерит и пр.) и придает донным отложениям серый или зеленовато-серый цвет; последние поэтому же нередко напоминают собою горючие сланцы или даже являются таковыми.

Донные отложения содержат типичную морскую фауну; в ископаемом состоянии их описывают как обычные морские отложения. Убедиться в их принадлежности к дельтовым отложениям можно путем выяснения характера пород, в которые они переходят по простиранию.

Что касается до размеров современных дельт, то таковые могут быть весьма значительны. Наибольших размеров достигает гигантская полоса дельтовых отложений, располагающаяся в устьях рр. Хуан-Хо и Янцзе-кианга и соседних рек. Длина ее около 1100 *км* при ширине 300—400 *км*. В виде длинной полосы она вытягивается вдоль всего берега Желтого моря. Нет никакого сомнения, что весь Печилийский залив и западная часть Желтого моря представляют подводную часть дельты рр. Хуан-хо и Янцзе-кианга. Тогда ширина дельтовых отложений достигает 500—600 *км*, а общая площадь колоссальной цифры—500—600 тыс. *км*^{2}. Эта площадь и по форме и по размерам очень близка к Каспийскому морю и во много раз превышает площадь Кузбасса (30 тыс. *км*^{2}) и Донбасса (20 тыс. *км*^{2}). (Д. В. Наливкин, 1933).

Дельта р. Волги по самым скромным подсчетам занимает площадь не менее 18 тыс. *км*^{2}; дельта р. Нила — 200 тыс. *км*^{2}, р. Мисси-

сини — около 150 тыс. $км^2$ (длина надводной части 320 км, подводной — около 200 км, ширина — около 300 км) и т. д.

Большинство крупных дельт продолжает в настоящее время увеличивать свои размеры, углубляясь в открытое море. Судя по продвижению надводной равнины, можно считать, что, например, дельта р. Ho растет со скоростью 25—70 *м/год*, дельта р. Терека — со скоростью около 90 *м/год*, р. Куры—около 330 *м/год*, р. Дуная — 4 *м/год*, р. Нила — 4 *м/год* и т. д. Легко заметить, что реки, стекающие с молодых высоких горных хребтов, как, например, рр. Терек и Кура, сбегающие с Кавказских гор, образуют свои дельты особенно быстро.

Не менее значителен рост дельтовых отложений в вертикальном направлении (т. е. увеличение мощности отложений): он нередко достигает нескольких метров в год; в частности, у р. Миссисипи—до 6 *м/год*. Скорость осадконакопления в дельтах, следовательно, весьма значительна.

Общая мощность дельтовых отложений также велика; в точности она не известна, но, очевидно, может достигать нескольких сотен метров; наиболее глубокая буровая скважина в дельте р. Фрэзер прошла свыше 200 *м*, но основания дельтовых осадков не достигла. Судя по тому, что отложения склона опускаются у дельт некоторых рек на глубину более 1000 *м*, можно предполагать, что действительная максимальная мощность дельтовых отложений может превышать тысячу метров; геологическая же мощность их может быть значительно больше, что связано с косым наслоением.

Такова общая характеристика дельтовых отложений; мы видим, что они представляют собою весьма сложный комплекс осадков, которые легко принять, как это, повидимому, часто делается, то за субаэральные, то за пресноводные, то за морские отложения, в зависимости от преобладания в них тех или иных признаков. Правильная реконструкция древних дельт возможна лишь при подробном фациальном анализе и учете всех признаков на значительной территории; совершенно прав У. Х. Твенхофел, указывающий, что при этом нельзя полагаться на какой-либо отдельный показатель, а необходимо учитывать всю совокупность признаков и соотношения отдельных элементов между собою.

Следует особо подчеркнуть, что схема дельтовых отложений, воспроизведенная на рис. 87 и описанная выше, дает представление о характере дельтовых отложений лишь в какой-то один определенный момент. Поэтому, несмотря на ее сложность, она все же является сильно упрощенной против действительного положения вещей в природе. Дельтовые осадки накапливаются в крайне неустойчивой обстановке; их образование зависит от таких непостоянных факторов, как климатические условия, конфигурация наземной части дельты, интенсивность морского волнения, наклон русла рек, высота континентов, уровень моря и т. д., и т. д. Малейшее изменение того или иного фактора незамедлительно отражается на характере дельтовых отложений. Особенно чувствительны они: а) к изменению уровня моря или изменению рельефа прилегающей суши и б) к климатическим колебаниям.

Всякое поднятие уровня моря приводит к вторжению его в область дельтовых отложений, что отражается в появлении прослоев с морской фауной; при поднятии суши реки начинают работать интенсивнее, что, напротив, расширяет дельтовые отложения, которые углубляются при этом в море; если поднятия суши происходили *многократно, то пояс дельтовых отложений* соответственное число раз расширялся и сокращался, что запечатлевается в нескольких языках дельтовых осадков, клинообразно вторгающихся в морские отложения; наконец, увлажнение климата приводит также к расширению дельтовых отложений и т. д.

При каждом подобном изменении все составные части дельтовых отложений передвигаются либо в сторону моря, значительно при этом расширяясь, *либо в сторону суши, одновременно* испытывая сокращение. Пожалуй, в морской обстановке нет такой другой области, где бы фации мигрировали в пространстве так часто и в столь широких пределах, как это имеет место в области дельт. Разумеется, что от этого различные описанные выше типы дельтовых отложений могут образовать весьма путаное и сложное сочетание; расшифровка такого геологического образования, конечно, будет весьма трудной.

Мы остановились столь подробно на характеристике дельтовых отложений по трем причинам: 1) они редко освещаются достаточно полно в других курсах, 2) они представляют большой практический интерес, так как с ними часто связаны месторождения углей и особенно нефти, что подчеркивалось в свое время К. Крэгом (1923) [1], и 3) дельтовые отложения пользуются в настоящее время столь широким распространением и вместе с тем так мало известны в ископаемом состоянии, что можно утверждать, что многие геологи до сих пор не умеют еще различать их в ископаемом виде.

Выше уже указывалось, что площадь, занимаемая современными *дельтовыми осадками, определяется примерно в* 2 млн. *км*^{2}; площадь всей неритовой зоны подсчитана в 25,8—38,8 млн. *км*^{2}. Следовательно, дельтовые отложения занимают приблизительно 8—5% всего неритового дна. А это значит, что если бы неритовая область осушилась, а затем ее осадки были бы равномерно вскрыты естественными обнажениями, то в каждом десятом — двадцатом обнажении мы должны были бы найти дельтовые отложения. Ничего подобного для ископаемых осадков мы не знаем; *объяснить это только тем*, что в современную геологическую эпоху дельтовые осадки развиты больше, чем в иные геологические времена, нельзя; правда, исключительно высокий современный средний уровень континентов, возникший после альпийской эпохи горообразования, особенно благоприятствует интенсивной работе современных рек и, следовательно, широкому развитию дельтовых отложений; но нам известна и в геологическом прошлом довольно близкая обстановка, *возникавшая*, например, после варисцийской эпохи горообразования, когда

[1] Известно, в частности, что продуктивная толща Апшеронского п-ва многими геологами рассматривается как дельтовое образование (связь нефтеобразования с накоплением осадков в области дельт будет освещена более подробно во II части, в главе о битуминозных породах).

континенты также имели высокий средний уровень; однако, в соответствующих отложениях дельтовые осадки до последнего времени были совершенно неизвестны. Остается, таким образом, единственное предположение, высказанное еще Д. В. Наливкиным (1933), что очень многие дельтовые отложения еще не выделены и числятся *сейчас в общей массе так называемых лагунных, континентальных* и пустынных отложений.

Надо заметить, что дельты являются неотъемлемой частью рек; поскольку речные артерии существовали во все геологические эры, дельтовые отложения должны встречаться среди осадочных образований также всевозможного возраста — от архея до современной эпохи.

Значительное увеличение площади распространения дельтовых отложений должно совпадать с наиболее интенсивным проявлением горообразующих процессов и максимально высоким средним уровнем континентов. По справедливому замечанию У. Х. Твенхофела, в те времена геологического прошлого, когда мелководные моря покрывали собою обширные площади континентов, а на их берегах возвышались молодые горные цепи, существовали идеальные условия для развития больших дельт.

Из числа зарубежных ископаемых дельтовых отложений, которые известны в разных странах и принадлежат к различным геологическим системам от кембрия до третичной включительно, в качестве примера следует указать на американскую девонскую дельту, как давно известную и наиболее полно изученную. Она представлена катскилльскими (Catskill) отложениями, развитыми в штате Нью-Йорк и дальше к югу вдоль подножия Аппалачских гор. Это мощные, неясно слоистые, немые, красные сланцы, переслаивающиеся с оливково-зелеными и серыми песчаниками; иногда встречаются красноватые глинистые песчаники. Мощность осадков в Катскилльских горах достигает 900 *м*, но к юго-западу быстро уменьшается и переходит в чемунгские (Chemung) песчаники уже с морской фауной (*Д. В. Наливкин, 1933*).

У нас в СССР дельтовые отложения стали устанавливать, изучать и описывать лишь в самые последние годы. Так, почти одновременно появились работы, касающиеся девонской южноуральской дельты (Д. В. Наливкин, 1931) и *неогеновых дельтовых отложений* Палеоволги, Палеокуры, Палеосамура и Палеоузбоя (В. П. Батурин, 1931). Работы последнего автора по реконструкции ископаемых дельт только что перечисленных рек основаны преимущественно на изучении комплекса терригеновых минералов; поэтому содержание соответствующей работы В. П. Батурина, представляющей к тому же особый интерес для геологов-нефтяников, поскольку она касается продуктивной толщи Апшерона, будет подробно изложена ниже, как весьма типичный пример палеогеографических построений на основе ассоциации обломочных минералов (см. стр. 419).

Что касается до южноуральской девонской *дельты, то, по* Д. В. Наливкину, она развита на западном склоне Ю. Урала, где залегают огромные километровые толщи немых песчаников и сланцев, относящихся по возрасту к нижнему девону, а отчасти к верхнему силуру и среднему девону. Эти *толщи отличаются значительной* неустойчивостью и на расстоянии нескольких десятков километров уменьшают мощность с многих сотен метров до нескольких десятков метров, а иногда совсем выклиниваются. Слоистость очень разнообразная, нередко косая или неясная. Считается, что описываемые отложения образованы рекой или реками, текшими с запада, т. е. со среднерусской платформы. Чередующиеся с ними мощные толщи серых доломитов и пестрых ленточных, полосчатых мергелей предположительно рассматриваются как осадки лагун и озер, связанных с самой девонской дельтой.

В 1937 г. были подробно изучены и описаны дельтовые образования верхнепермского возраста, развитые в области новых восточных нефтеносных районов и вообще на северо-востоке Европейской части СССР (Л. В. Пустовалов, 1937); эти отложения, как уже упоминалось выше, рассматривались ранее как континентальные пустынные осадки. Этот традиционный взгляд, который, как мы уже видели (см. стр. 340), фактически ничем не обоснован, продолжает, между прочим, еще до сих пор разделяться многими исследователями *верхнепермских отложений*.

Дельтовый способ накопления верхнепермских пестроцветных пород аргументируется целым рядом фактических данных, на которых мы остановимся несколько более подробно, поскольку, с одной стороны, они касаются древних осадков, широко развитых в новых нефтеносных районах, и, с другой стороны, рассмотрение их имеет методическое значение. Под верхнепермскими пестроцветами или красноцветами мы будем понимать ниже только уфимские отложения; пестроцветы татарского возраста, перекрывающие казанские и уфимские породы, по крайней мере в нижней их части, являются, повидимому, продуктом переотложения некоторой части уфимских пород в условиях понижения уровня моря, как о том уже говорилось выше на стр. 327 (см. также рис. 84).

1. Верхнепермские пестроцветные отложения заключают в себе весьма значительное количество *коллоидального материала*; *выделение* SiO_2 и водных окислов железа, являющихся здесь постоянной составной частью пород, имеют типичную структуру метаколлоидов и представлены обычно мелкими округлыми тельцами размером в несколько тысячных долей *мм*; *местами они испытали* местные перемещения и в результате старения часто перекристаллизовались; указанные два компонента, как показывают лабораторные исследования многочисленных образцов, составляют в среднем около 50% цементирующей массы пород. Есть основания думать, что кроме них, в момент накопления пород, выпадали в коллоидальном состоянии также карбонат кальция, доломит и небольшое количество свободных окислов алюминия; если это предположение правильно, то приходится признать, что цемент верхнепермских пестроцветов, составляющий около 30—40% всей массы пород, почти нацело состоит из метаколлоидов. Столь обильное содержание коллоидального материала в породах, распространенных на огромной территории и имеющих значительную мощность (сотни, а местами тысячи метров), нам известна лишь для дельтовых отложений; почвенные образования, которые также могут содержать много коллоидов и занимать *огромные территории*, *никогда не обладают столь большой мощностью*, какая наблюдается для верхней перми.

О постоянном участии в составе верхнепермских пестроцветных пород коллоидального материала говорят также многие их чисто морфологические особенности: трещиноватость, оскольчатость, округлые формы отдельностей, способность растрескиваться в воде и т. д. (ср. свойства метаколлоидов — стр. 195).

2. Минералогический состав кластической части верхнепермских пород, представленной главным образом обломками кремнистых и сложнокристаллических пород, указывает на их уральское происхождение и, следовательно, на принос их водными артериями, стекавшими с Урала и имевшими преимущественное направление течения с востока на запад.

3. О том же самом источнике обломочного материала и господствовавшем в свое время направлении рек говорит уменьшение крупности обломков от Урала, т. е. также с востока на запад.

4. Сильное сокращение геологической мощности верхнепермских пестроцветов в определенном направлении (от нескольких километров в Приуралье до нескольких сот метров на востоке Татарской республики и до полного их выклинивания в центральных западных частях той же республики), помимо указания на источник сноса, является весьма *характерным признаком дельтовых образований*, *всегда имеющих в разрезе* вид клиньев, обращенных острием от берега к открытому морю.

5. Несоответствие геологической и действительной мощностей пестроцветных пород, что объясняется их

естественным наклоном, обращенным от берега к морю, как это обычно наблюдается в области дельт (ср. рис. 81); после этого становится ясным то *интересное обстоятельство*, что для некоторых районов развития пестроцветов, как, например, по р. Нугуш в Башкирии, геологи подсчитывают мощность верхнепермских отложений в 7—7,5 тыс. *м*, тогда как геофизически она определяется всего в 1—1,2 тыс. *м*.

6. Текстурные признаки как крупного масштаба (расположение на разных высотах среди горизонтально-слоистого глинисто-алевритового материала рукавообразных в плане и линзовидных в поперечном разрезе скоплений грубых, косослоистых песков с прослоями конгломератов, каждый из которых соответствует подводному рукаву дельты, проводившему пресные воды вглубь моря), так и мелкого (волноприбойные знаки, частые явления подводных оползней, возникавшие при оседании материала в области круто наклоненных дельтовых осадков, местами трещины высыхания и пр.), равно как наличие частых местных размывов и подмываний, нахождение брекчий с *обломками верхнепермских же глинистых пород*, связанных песчаным цементом, местных угловых несогласий и т. д. — все это как нельзя лучше совпадает с текстурными признаками дельтовых отложений.

7. Теснейшая связь пестроцветных и морских верхнепермских пород и постепенные, неуловимые переходы между ними как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении указывает на их тесные генетические соотношения и на образование их в одном *морском бассейне* (следы береговой деятельности моря, которые должны были бы присутствовать, если бы пестроцветы действительно слагали бы собою его берега, нигде не наблюдаются).

Помимо постепенных переходов между пестроцветными и заведомо *морскими верхнепермскими* отложениями, тесная связь между ними определяется также троекратным вклиниванием дельтовых отложений в морские конхиферовые породы, что соответствует троекратному расширению площади дельтовых осадков на протяжении конхиферового века и приводит к крупному переслаиванию морских пород с красноцветными; при этом каждому максимальному расширению области дельтовых отложений в береговой приуральской полосе соответствует опреснение в западных частях бассейна и выпадение здесь мергельно-известковых слоев; по мере уменьшения притока пресных вод с уральского берега, и следовательно, по мере сокращения пояса дельтовых *отложений, на западе (например, в районе* г. Казани) бассейн вследствие его испарения постепенно засолонялся, что приводило сначала к накоплению доломитов, а затем — доломитов и гипсов. Указанная сопряженность характера морских пород с развитием пестроцветных *отложений отчетливо прослеживается* для всех конхиферовых отложений и может быть объяснена только в том случае, если пестроцветные породы приняты за дельтовые осадки того же самого бассейна, где происходило накопление морских конхиферовых отложений.

8. Сопряженность между характером материала, приносившегося с берега, и химическим составом веществ, выпадавших из окружавшей водной среды и слагающих в настоящее время цемент обломочных пород, наблюдаются для всех верхнепермских пестроцветов и могла возникнуть лишь в водной среде: действительно, послойные химические и механические анализы пород пестроцветных толщ *указывают, что последние состоят* из чередующихся прослоев песчаного и глинисто-алевритового материала; возможно, что каждый песчаный прослой соответствует обильному весеннему притоку вод, тогда как прослои более тонкозернистого материала — летнему, осеннему и зимнему *сезонам*. Цемент песчаных прослоев, возникавший в моменты, когда приток пресных вод был особенно интенсивен и, следовательно, когда морские соленые воды максимально оттеснялись вглубь бассейна, а прибрежная полоса максимально опреснялась, — содержит *карбонат кальция*; цемент же тонкозернистых отложений всегда бывает обогащен доломитом, что связано с повышением концентрации растворов в моменты замедленного поступления пресных вод с континента.

Попутно следует отметить, что бесконечное чередование глинисто-алевритовых и песчаных прослоев наряду с огромной мощностью и почти полным

отсутствием фаунистических остатков придает верхнепермским пестроцветам весьма большое сходство с флишевыми образованиями [1].

9. Постоянное нахождение в верхнепермских пестроцветах битумов, экстрагируемых смесью спирта и бензола, в среднем в количестве около 0,03%, вполне объяснимо с точки зрения их дельтового способа накопления, но противоречит их пустынному образованию, где, как мы уже знаем, вследствие высокого потенциала окисления накопление органических веществ невозможно.

10. Закономерное размещение минеральных выделений, синхроничных верхнепермским породам, если прослеживать их от уральских берегов до центральных частей бассейна, выявляется, как указывалось уже выше, с исключительной отчетливостью (см. стр. 287). Химическая дифференциация вещества, свойственная верхнепермскому бассейну (см. рис. 67 и 68) и прослеживаемая от грубообломочных приуральских пестроцветов до гипсово-доломитовых отложений Приказанского района, не позволяет проводить какую-либо резкую грань между заведомо морскими и пестроцветными отложениями, а, напротив, увязывает их в одно неразрывное целое и служит одним из весьма убедительных доказательств их одновременного накопления в одном морском водоеме.

Заслуживает специального упоминания территориальное положение гипсовых выделений, приуроченных к центральным и западным частям верхнепермского моря; с дельтовой точки зрения такое положение гипса вполне естественно и объясняется удаленностью этих районов от восточной сильно опресненной полосы; вместе с тем оно противоречит пустынному образованию красноцветов, так как в этом случае мы должны были бы ожидать встретить наибольшие скопления гипса у уральских берегов, где вследствие мелководности и близости пустыни должно было бы наблюдаться максимальное испарение вод, что в действительности здесь не имело места.

11. Размещение фауны беспозвоночных полностью соответствует дельтовому способу накопления пестроцветов; если прослеживать изменение характера фауны в вертикальном разрезе, то можно легко констатировать нахождение пресноводных форм в пестроцветных дельтовых отложениях, солоновато-водных — в переходной толще между пестроцветами и морскими слоями и, наконец, остатков типичных морских организмов в вышележащих карбонатных казанских отложениях; в подобном вертикальном размещении фауны зарегистрировано самой природой повышение солености по мере сокращения притока пресных вод и отхода пояса дельтовых отложений к уральским берегам.

Горизонтальное расселение фауны в верхнепермском бассейне точно так же свидетельствует о сильном опреснении восточных частей моря, где обитали пресноводные формы, что было еще давно установлено А. В. Нечаевым (1921).

12. Нахождение костей позвоночных при полном отсутствии отпечатков их ног говорит об их приносе с берега текущими водами и быстром их захоронении, как это часто наблюдается в современных дельтах. Любопытно отметить, что последние работы палеонтологов, независимые от петрографических исследований, приводят их к заключению также о дельтовом способе образования верхнепермских пестроцветных осадков (И. А. Ефремов и Я. Д. Зенкель, 1937).

---

[1] Частое чередование песчаных и алевритово-глинистых осадков, что связано с сезонными явлениями, наблюдается и в современных дельтах, как, например, в дельте р. Фрэзер в Британской Колумбии (Канада); сезонные слои имеют здесь толщину в среднем в 12—15 *см*. В других дельтах и при иных условиях мощность эта может быть существенно иной. Естественно возникает вопрос, нет ли в чередовании дельтовых и флишевых осадков не только чисто внешнего, но и более глубокого сходства?

Надо иметь в виду, что чередование прослоев с различной крупностью зерна может возникнуть в области дельт также под влиянием тектонических событий, происходящих на соседнем берегу: каждое, даже небольшое поднятие суши должно запечатлеться в области дельт накоплением прослоя более грубозернистого материала.

13. Наконец, обширная территория верхнепермских пестроцветов и хронологическое совпадение их образования с интенсивными горообразующими явлениями в области Урала, когда деятельность рек должна была быть особенно эффективной, хотя и не доказывают, но хорошо увязываются с общей геологической обстановкой, при которой возникают обширные дельтовые отложения.

Итак, учет различных показателей делает несомненным значительную роль дельтовых образований в строении верхнепермских пород северо-востока Европейской части СССР [1].

Вообще надо заметить, что палеогеографические реконструкции, основанные на учете недостаточного числа признаков, часто могут быть ошибочными и только лишь те построения, которые основываются по возможности на максимально большом числе показателей, могут считаться достаточно убедительными.

Разумеется, что приведенными примерами не ограничивается список ископаемых дельт на территории СССР, но существование их не является сейчас вполне доказанным. Так, например, можно думать, что дельтовыми отложениями являются красноцветные песчано-глинистые верхнедевонские, а частью, может быть, и среднедевонские породы Ленинградской области, где наблюдаются рукавообразные линзы косослоистых песчаников и где слои с пресноводной фауной клинообразно вторгаются в морские мелководные отложения и обратно, в то же время переходя по простиранию друг в друга; верхнедевонские реки должны были течь из области распространения финляндских кристаллических пород и иметь направление примерно с севера на юг. Обстановка верхнедевонского времени вообще сильно напоминала собою обстановки верхнепермской эпохи: на северном берегу верхнедевонского бассейна возвышался финляндский кристаллический массив, недавно испытавший поднятие в связи с каледонской фазой складчатости; у подножия его располагался верхнедевонский бассейн, который принимал в себя реки, спускавшиеся с соседних гор и приносившие с собой продукты разрушения финляндских пород, растительные обломки и пр. Пояс опреснения у северных берегов сменялся далее к югу сначала нормально солеными, а затем резко засоленными морскими водами, из которых ближе к центральным частям Подмосковного бассейна отлагались доломитизированные известняки, доломиты и, наконец, гипсоносные породы. Вполне возможно, что и на южном берегу девонского бассейна также располагался пояс дельтовых отложений, может быть, не столь широко и типично развитый, как на севере. Кажется весьма вероятным, что к ним принадлежат красные песчаники, глины и суглинки с обломками докембрийских кварцитов, залегающие в основании девонских отложений в окрестностях г. Щигры и вскрытые здесь бурением. Можно почти не сомневаться, что при более внимательном изучении верхнедевонских отложений в них обнаружится столь же четкая и правильная дифференциация вещества, в основном поступавшего с севера, как это наблюдается для лучше изученных верхнепермских отложений, питавшихся восточным уральским материалом; иной характер изначального материала и несколько иные общие геологические условия, несомненно, отразятся на некоторых специфических чертах осадочной дифференциации девонского времени. С этой точки зрения верхнедевонские отложения представляют весьма благодарный объект исследования.

---

[1] Изложенная работа, посвященная дельтовому способу накопления уфимских пестроцветов, вызвала большой интерес среди американских геологов («Report of the Committee on Sedimentation», April 1939); они констатируют, что эта работа должна оказать серьезные услуги американским геологам в правильном истолковании стратиграфии некоторых областей Америки, где развиты пестроцветные породы, сходные с уфимскими отложениями Приуралья. Особенно подчеркивается большое значение той части работы, в которой объясняется с точки зрения дельтовой теории расхождение между действительной и геологической мощностями приуральских пестроцветов.

10. Осадконакопление в области лагун

Термин «лагуна» употребляется в геологической литературе довольно часто, хотя точное содержание его остается не установленным; это дает возможность называть лагунными отложениями весьма разнообразные осадки, условия накопления которых не вполне ясны.

В последние годы наметилась тенденция подразумевать под лагунами достаточно обширные мелководные водоемы или значительные их части, концентрация вод которых в ту или иную сторону отклоняется от солености нормальных морских вод, которая принимается равной 3,5‰.

При таком определении приходится различать два типа лагун: *опресненные* и *засоленные*; у первых концентрация солей меньше 3,5‰, у вторых больше этой величины. Оба эти типа лагун объединяются тем, что обитающая в них фауна, обычно представленная морскими формами, носит явные следы угнетения и деградации; обычно она состоит из карликовых животных, многочисленных по количеству экземпляров, но бедных в видовом отношении; она может развиться из нормальной морской фауны под влиянием изменения солености окружающей морской среды, как в ту, так и в другую сторону, так как всякое отклонение от нормальных условий создает неблагоприятную обстановку для ее существования.

Характер осадконакопления в опресненных и засоленных лагунах весьма различен.

О п р е с н е н н ы е лагуны всегда бывают связаны с мощными континентальными водными потоками, которые и вызывают их опреснение. Поступление речных вод с суши обусловливает обильный принос обломочного материала, который преимущественно и отлагается на дне опресненной лагуны, образуя дельтовые и другие прибрежные терригеновые осадки. Следовательно, в опресненных лагунах наблюдаются одни из самых первых стадий осадочной дифференциации вещества, причем в отложениях главная роль принадлежит продуктам механической дифференциации.

В з а с о л о н е н н ы х лагунах, напротив, мы застаем самые последние стадии осадочной дифференциации; вследствие ничтожного притока пресных вод и высокой концентрации солей здесь выпадают в осадок «морские соли» (гипс, каменная соль, калийные соли и др.), наиболее долго удерживающиеся в растворе; минеральные обломки, представленные к тому же тончайшими глинистыми частицами, играют в отложениях засоленных лагун ничтожное значение.

В качестве примеров современных лагун в изложенном выше смысле можно указать на Балтийское море, Азовское море, Каспийское море, которые имеют пониженную концентрацию вод и, следовательно, относятся к первому, опресненному типу лагун. Залив Кара-богаз-гол на восточном берегу Каспия, Мертвое море, Большое Соленое озеро в США и другие подобные водоемы являются современными представителями засоленных лагун.

Легко видеть, что если принять то толкование термина «лагуна», которое было дано выше, то осадки дельтовых областей, равно как многие прибрежные отложения, должны всегда причисляться к отложениям опресненных лагун, тогда как соленосные породы — к отложениям засолоненных лагун; так называемые нормальные морские отложения занимают между ними промежуточное положение.

Верхнепермские отложения, которые часто приводятся нами в качестве иллюстрации и которые на востоке, в Приуралье, представлены дельтовыми осадками, а в Татреспублике—гипсоносными доломитами, следует, очевидно, рассматривать как отложения двух совместно существовавших лагунных областей: опресненной лагунной области у уральских берегов и засолоненной лагуны, располагавшейся западнее, причем между ними была неразрывная связь и постепенные переходы; по мере увеличения или замедления притока пресных вод с Урала, площадь каждой из этих двух верхнепермских лагун то расширялась, то сокращалась за счет сокращения или расширения площади другой соседней лагуны. Аналогичная обстановка, очевидно, имела место и в верхнедевонском бассейне.

Указанные соотношения между засолоненными и опресненными лагунами, их тесная связь между собою и близкое сосуществование не являются чем-либо исключительным; совершенно такое же положение мы находим в Каспийском море, где на севере воды сильно опреснены рр. Волгой и Уралом, на западе — рр. Курой, Тереком и другими кавказскими реками, а у восточного берега располагается резко засолоненный залив Кара-богаз-гол.

11. Осадконакопление в неритовой зоне

Характерной чертой осадконакопления в неритовой зоне является достаточно четко выраженная дифференциация вещества, в результате чего образуются довольно многочисленные и хорошо обособленные типы осадков.

Д. В. Наливкин (1933) дает следующую схему подразделения отложений неритовой зоны (приводится с некоторыми изменениями):

I. Осадки промежуточного типа.
   1. Ледниково-морские осадки.
   2. *Эолово-морские осадки.*
   3. Обвально-морские осадки.

II. Обломочные терригеновые осадки
   1. Брекчии и конгломераты.
   2. Пески.
   3. Глины и илы.

III. Обломочные вулканогенные осадки.
   1. Вулканические брекчии и туфы.

IV. Химико-органогенные осадки.
   1. Железные руды.
   2. *Марганцевые руды.*
   3. Кремнистые осадки.
   4. Глауконитовые осадки.
   5. Фосфоритовые осадки.
   6. Известковые и доломитовые осадки.

V. Псевдоабиссальные осадки.
   1. Известковые илы (фораминиферовые и птероподовые).
   2. Кремнистые илы (радиоляриевые).

Общий характер и размещение по морскому дну перечисленных отложений дается в курсах общей геологии и в учении о фациях, поэтому здесь они детально не разбираются; некоторые дополнительные данные, касающиеся петрографической характеристики этих типов современных неритовых отложений, излагаются попутно в различных главах настоящей книги.

Сейчас было важно подчеркнуть то обстоятельство, что в неритовой зоне в процессе осадконакопления достаточно ясно проявляется осадочная дифференциация; а это наглядно видно даже только из одного приведенного перечня неритовых отложений.

12. Осадконакопление в батиальной и абиссальной зонах

О своеобразии осадочной дифференциации вещества в области батиальных и абиссальных глубин говорилось уже выше: процесс осадконакопления здесь постепенно сходит на-нет, достигает собственной противоположности и имеет как бы перевернутый вид, до известной степени симметричный первой половине процесса, но с своими специфическими особенностями (см. стр. 334).

По тем же причинам, по которым мы воздержались от рассмотрения в настоящей главе различных типов неритовых отложений, мы не будем разбирать здесь также отдельных осадков батиальной и абиссальной зон. Следует еще раз указать, что их аналоги среди осадочных пород нам неизвестны.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ МИНЕРАЛЬНОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ[1]

Мы неоднократно отмечали тесную зависимость между поверхностным процессом осадконакопления и проявлением тектонических сил. Теперь нам надлежит обобщить эти беглые замечания и нарисовать общую картину истории осадкообразования в зависимости от геотектонического развития Земли.

Ньюберри (J. S. Newberry, 1873), Виллис (B. Willis, 1893), Вильсон (A. W. G. Wilson, 1903), Баррель (J. Barrell, 1908), Вильноу (W. G. Woolnough, 1928) и целый ряд других авторов давно уже обращали свое внимание на связь морского осадкообразования с рельефом прилегающей суши, а через него с так называемыми циклами эрозии и с проявлением тектонических сил. У. Х. Твенхофел (1932), обобщивший данные этих исследователей, указывает, что в ранние стадии цикла, при высоком рельефе континента, обломочные частицы не долго остаются в тех положениях, в каких они находятся в момент своего отделения от материнской породы, и быстро сносятся в пониженные участки. В дальнейшем они транспортируются более медленно, и, наконец, континентальные воды переносят лишь тончайшие илистые частицы, коллоиды и растворенные вещества. Когда континент достигает стадии зрелого пенеплена, то в сырых болотистых областях, широко при этом развивающихся, подпочва становится вполне насыщенной водой; минеральные обломки долгое время остаются в соприкосновении с подпочвенными водами, химическое разложение минералов становится весьма интенсивным и полным, а медленно текущие потоки несут только коллоидные и растворимые вещества. Во время ранних стадий прибрежные морские отложения имеют максимальную мощность и бывают представлены грубообломочным материалом; по простиранию, далее вглубь моря, в схеме их сменяют илы, за которыми располагаются известковые осадки. По мере понижения суши вследствие эрозии, прибрежные грубообломочные осадки сокращаются или вовсе исчезают; ил и известковые отложения мигрируют к берегу, перекрывая ранее отложенные здесь осадки. Когда же за периодом тектонического покоя вновь следуют проявление

[1] Настоящая глава почти целиком заимствована из работы Л. В. Пустовалова: «Основные законы минерального осадкообразования» (рукопись, 1937) и появляется в печати впервые.

горообразующих сил и общее поднятие континента, то осадки, отлагавшиеся близ берега, мигрируют вглубь моря, вновь перекрывая прежние отложения.

Эти, принципиально совершенно правильные построения, не находили должной оценки со стороны лиц, изучающих осадочные породы; так, например, тот же самый У. Х. Твенхофел полагает, что связи между морским осадкообразованием и рельефом прилегающей суши нельзя придавать решающего значения, хотя многие факты, приводимые им же самим, противоречат этому мнению. Естественно, что при таком сдержанном отношении исследователей к «циклам» осадкообразования в зависимости от «циклов» эрозии и «циклов» горообразования, из изложенных только что построений не было до сих пор сделано тех необходимых обобщений, которые напрашиваются сами собою в связи с историей общего развития рельефа всего земного шара, следующего, как известно, за проявлением тектонических сил.

Представление об общем ходе геотектонического процесса, как о смене эволюционных и революционных эпох, в настоящее время достаточно укрепилось в геотектонических воззрениях. Революционный период понимается при этом как обострение тех тектонических явлений, которые менее интенсивно совершаются на протяжении эволюционных периодов, как «бурный» период в отличие от «спокойного», которые отличаются темпами и интенсивностью проявления тектонических усилий (М. М. Тетяев, 1934).

Новейшие указания некоторых исследователей на то обстоятельство, что обострение геотектонического процесса наступает в разных частях земного шара не строго одновременно, а как бы до некоторой степени волнообразно следует из одной области в другую, последовательно захватывая различные участки земной коры, — эти указания, если они подтвердятся, могут лишь расширить хронологические границы революционных эпох, уточнить наши представления об их характере, но нисколько не могут умалить общего значения достаточно уже доказанной схемы периодичности геотектонического процесса.

Общепризнанными являются три революционных этапа (мировых геологических революций) на протяжении наиболее полно изученной истории Земли:

1. К а л е д о н с к и й — на границе силура и девона.
2. Г е р ц и н с к и й или варисцийский — в конце палеозоя.
3. А л ь п и й с к и й — в конце третичного времени.

Выделение более древних мировых геологических революций не является вполне точным за отсутствием достаточных стратиграфических данных для докембрия.

В промежутке времени между указанными революционными периодами, для которых характерно повсеместное их проявление, совершаются местные революционные вспышки, фазы горообразования, охватывающие лишь отдельные континенты, а чаще только некоторые их части; они рассматриваются как затухание предшествующего революционного периода или как предвозвестники нового революционного этапа. Для нас, жителей СССР, наибольшее

значение имеет древнекиммерийская фаза складчатости, имевшая место примерно на границе триаса и юры, энергично проявившаяся в области Тимана, приведшая к возникновению пологих вятских поднятий, обусловившая основное вздутие Самарской Луки, а также сказавшаяся в пределах Мангышлакских гор, на Кавказе, в Памиро-Алтайской области и других местах; несмотря на столь обширное проявление киммерийской фазы, по своей интенсивности она все же не может быть поставлена рядом с хронологически соседними герцинской и альпийской революциями, во время которых были созданы высочайшие горные сооружения.

Основные черты, характеризующие эпохи мировых геологических революций и разделяющих их эволюционных эпох подробно освещаются в специальных курсах; для нас особенно важно подчеркнуть сейчас два момента, связанные с революционными эпохами, а именно: а) обновление лика Земли, возникновения на нем мощных горных хребтов, общий подъем континентов и, следовательно, *создание значительной разницы в средних высотных отметках между пониженными и повышенными участками земной коры:* эти соотношения, как известно, характеризуют геоморфологическую «юность» континентов, приводят к резкому противоречию между приподнятыми и опущенными частями земной поверхности и резко убыстряют явления разрушения коренных пород, перенос продуктов их разрушения, а следовательно, и весь темп процесса осадконакопления; б) вынос из недр планеты на поверхность Земли новых порций свежего, ювенильного магматического материала, что происходит в связи с энергичной вулканической и магматической деятельностью, особенно усиливающейся во время геологических революций; этим путем, а также благодаря эрозии приподнятых горных пород, ранее занимавших более низкий уровень, *в процесс осадкообразования после каждой очередной геологической революции вовлекаются огромные порции совершенно нового материала,* основная масса которого ранее не участвовала в процессах осадконакопления; при этом может, конечно, разрушаться также некоторая часть и более древних минеральных осадков, испытавших поднятия в связи с проявлением горообразующих сил.

Указанные особенности революционных эпох накладывают неизгладимый отпечаток на всю историю планетарного осадконакопления от наиболее далеких геологических времен до наших дней. Действительно, из сказанного следует, что:

1. Механическое разрушение материнских пород протекает с максимальными темпами непосредственно после каждой мировой геологической революции и становится наиболее замедленным перед наступлением следующей революционной эпохи, когда рельеф континентов во многих местах приобретает равнинный характер, приближаясь к идеальному пенеплену.

2. Химическое разложение вновь появившихся в зоне осадкообразования магматических минералов снова проходит предначертанный ему путь; в частности, наиболее распространенные алюмосиликаты каолинового ряда после каждой новой

революционной эпохи стремятся пройти те этапы разложения, которые были описаны выше и которые приводят к последовательному образованию все более и более простых молекулярных построений вплоть до свободных окислов алюминия включительно (см. стр. 135); высокая устойчивость каолинового ядра обеспечивает, однако, весьма длительное его сохранение, так что полный путь химического разложения даже за длительное время от одной геологической революции до другой успевает пройти лишь часть магматических алюмосиликатов.

3. Транспортировка механических продуктов разрушения материнских пород обладает максимальной эффективностью сейчас же после геологической революции, что связано с наличием большой разницы в высотных отметках, а следовательно, и с большим средним углом наклона речных русел. Этим путем достигается устранение противоречий между повышенными и пониженными участками земной коры, которые создаются во время геологических революций; перед началом следующей революции эти противоречия в значительной мере сглаживаются, что приводит к замедленному перемещению продуктов механического разрушения коренных пород.

4. Транспортировка химических продуктов разложения материнских пород, равно как и само химическое разложение, напротив, постепенно усиливаются на протяжении времени от одной геологической революции к другой: постепенное замедление течения рек, наблюдаемое после геологических революций, как уже отмечалось выше, приводит к долгому соприкосновению поверхностных и грунтовых вод с континентальными породами и их обломками, что влечет за собою их все более и более энергичное выщелачивание; возникающие при этом растворимые продукты разложения могут легко передвигаться водой при любой скорости ее течения (ср. стр. 224).

5. Осадочная дифференциация вещества, как механическая, так и химическая, после поступления нового вещества из недр Земли на ее поверхность во время геологических революций каждый раз должна возобновляться снова в огромных всепланетарных масштабах; в соответствии с этим после очередной мировой геологической революции в осадках соответствующего времени должны приобретать особо широкое распространение самые первые, преимущественно грубообломочные продукты поверхностной дифференциации, а перед очередной, следующей революцией—в осадках должны фиксироваться самые последние, наиболее поздние, преимущественно химические продукты дифференциации.

Характерно, что механическая дифференциация по своей продолжительности обычно полностью укладывается в промежутки времени, отделяющие ближайшие мировые геологические революции, вследствие чего становится возможным последующее образование чистых продуктов химической дифференциации, практически почти лишенных обломочной части (известняки, доломиты, гипсы, каменная соль и пр., которые образуются значительное время спустя

после геологических революций, незадолго перед новыми геологическими революциями).

Процесс химической дифференциации, напротив, настолько длителен, что обычно никогда не успевает полностью закончиться в промежуток времени между двумя революциями. Особо подвижные, легко растворимые и трудно осаждающиеся атомы таких элементов, как Na, K, Li и др., далеко не всегда успевают завершить свою миграцию между двумя геологическими революциями, сохраняясь в путях миграции (гидросфере), накапливаясь здесь с течением времени и создавая иные, усложненные условия для последующих этапов осадкообразования.

6. Наконец, усиление гальмиролитического разложения в условиях низкого уровня континентов, чему способствует замедленное в это время накопление осадков, и, напротив, снижение эффективности гальмиролитического распада после общего подъема суши, т. е. после геологических революций, когда средняя скорость накопления осадков в неритовой зоне особенно возрастает, — отмечалось уже выше (см. стр. 122).

Поскольку с эпохами горообразования или, иначе, с мировыми геологическими революциями совпадают коренные изменения в рельефе земной поверхности; поскольку с этими же эпохами связано начало разрушения новых порций вновь вовлекаемого в осадкообразование изначального материнского минерального вещества; поскольку в эти же моменты с возрастающей энергией начинают действовать силы механической и химической осадочной дифференциации; поскольку, наконец, сами геологические революции периодически повторяются в истории Земли — естественно, что весь процесс минерального осадкообразования после каждой очередной геологической революции снова проходит ход своего исторического развития, имея, следовательно, ясно выраженный характер периодически пульсирующего процесса.

Отдельные длительные этапы осадкообразования, начала которых совпадают с геологическими революциями, можно по праву называть большими периодами осадконакопления, именуя их в соответствии с революционной эпохой, давшей толчок к их развитию, *послекаледонским*, *послегерцинским*, *послеальпийским периодами осадконакопления*.

Характерно, что каждый новый период осадкообразования протекает на фоне и в условиях, созданных всеми предшествующими периодами, во все более и более усложняющейся обстановке; это вызывается целым рядом причин, из которых мы отметим лишь самые главнейшие.

а) Общее количество осадочных пород в зоне осадкообразования с течением геологического времени все более и более увеличивается, что, наряду с изменением состава выходящих на поверхность магматических пород, создает новую, качественно отличную от предыдущих, материальную основу для процесса осадкообразования, новые сочетания материнских пород.

б) Усложнение осадкообразования зависит также от непрерывно,

хотя и периодически развивающихся и в свою очередь усложняющихся биологических условий.

в) Колоссальную роль в этом отношении, повидимому, играет также все усложняющийся от одной эпохи горообразования к другой рельеф земного шара. Об этом можно судить по тому уже давно известному факту, что по мере того, как мы переходим к более древним осадкам, мы обнаруживаем в общем все более обширные пространства, занятые одним и тем же типом пород, что, например, для палеозойских отложений отмечалось Е. Ульрихом (1911), Е. Шо (1920) и другими исследователями; это указывает, с одной стороны, на выдержанность многих наиболее древних ископаемых фаций на огромных территориях, а с другой стороны, — на сокращение по мере развития Земли пространственного размера отдельных фаций за счет увеличения их числа и разнообразия. Следовательно, по мере развития геологической истории земная поверхность разбивается все на большее и большее количество различных фаций, причем, надо думать, некоторые из фаций создаются в таком виде, в каком они прежде вовсе не существовали.

г) Непрерывное возрастание концентрации морских вод вследствие того, что от каждого периода в путях миграции остаются значительные количества растворенных веществ, концентрирующихся в гидросфере и продолжающих еще свою миграцию, также создает все более сложную обстановку каждого следующего этапа осадконакопления. Свежий материал, поступающий на земную поверхность в результате каждой геологической революции, т. е. в начале каждого большого периода осадконакопления, как бы суммируется со все возрастающими «остатками» от предшествующих периодов, что и приводит к изменению и усложнению того вещественного субстрата, на базе которого совершается непрерывный процесс минерального осадконакопления.

Так как средняя концентрация природных вод с течением времени неуклонно возрастает, то с каждым новым большим периодом осадкообразования химическая поверхностная дифференциация стремится все более полно дойти до своего конечного предела; те вещества, которые ранее постоянно удерживались в растворе в слабо концентрированных первобытных морях и океанах, с возрастанием солености получают все большую возможность для своего выпадения в осадок. Вполне возможно, что именно от этого зависит то обстоятельство, что наиболее древние докембрийские отложения по всему земному шару представлены почти исключительно железистыми кварцитами; можно думать, что в силу недостаточной насыщенности тогдашних морей растворимыми солями химическая дифференциация не шла в те времена далее выпадения окислов железа и кремнезема и только потом, когда в природных водах накопился достаточный запас растворимых солей, среди минеральных осадков стали появляться последующие продукты химической дифференциации.

Неуклонно возрастающая средняя концентрация морских вод ведет не только ко все более полному завершению химической дифференциации, но и к ее убыстрению, а следовательно, к убыстрению всего процесса осадкообразова-

ния. На самом деле, чтобы какое-либо вещество достигло той концентрации, которая необходима для его выпадения в осадок, при прочих равных условиях требуется при современной повышенной концентрации морских вод значительно меньшее время, чем это требовалось в условиях относительно мало концентрированного, например, докембрийского моря.

Но, помимо этого, убыстряется, очевидно, и весь темп геологической жизни Земли; это подтверждается, между прочим, подсчетами К. Шухерта, который определил, что скорость осадконакопления с развитием Земли возрастает: если в палеозое в один год в среднем накапливалось 0,09 *мм* осадков, то в мезозое — 0,21 *мм*, а в кайнозое—уже 0,42 *мм*.

Все это вместе взятое неизбежно приводит нас к заключению, что не законы «цикличности», о которых так часто продолжают еще говорить в геологической литературе и которые предполагают развитие явления по замкнутому кругу и возвращение их к исходному состоянию, а законы периодичности, непрерывно нарастающей пульсации, управляли и управляют процессами образования минеральных осадков и связанных с ними полезных ископаемых.

Самый же процесс осадкообразования, в котором давно уже улавливались ясные черты ритмичности, представляет собою не циклический, а *периодический, непрерывно развивающийся, усложняющийся и нарастающий природный процесс.*

Как в периодической системе Д. И. Менделеева периодически повторяются существенные, общие свойства химических элементов, но каждый раз они приобретают и новые, характерные только для данного элемента признаки, — подобно этому и в процессе периодически развивающегося осадкообразования в определенные эпохи истории Земли доминирующее значение должны приобретать минеральные осадки, в основных чертах сходные между собою, но одновременно во многих отношениях и отличные друг от друга. Следовательно, и в данном случае речь идет именно о периодичности, а не о фотографической повторяемости осадкообразования.

Это дало повод Л. В. Пустовалову (1937) установить закон периодичности осадкообразования, который он сформулировал следующим образом:

Определенные геологические моменты характеризуются преимущественным накоплением определенных типов осадков, причем наиболее интенсивное образование этих типов осадков периодически повторяется на протяжении геологической истории Земли; последовательность образования доминирующих типов осадков соответствует схеме осадочной дифференциации вещества и повторяется вновь после каждой мировой геологической революции, составляя большие периоды осадконакопления; на фоне больших периодов могут иметь место малые периоды осадконакопления, имеющие местное значение и связанные с местными проявлениями тектонических сил.

Проявление закона периодичности осадкообразования еще ранее не могли не отмечать в той или иной мере разные исследователи.

Указания на повторяемость процесса минерального осадконакопления, часто далеко не полные и не осознанные, имеются в работах многих исследователей и частью вошли даже в учебники общих геологических курсов. Эти указания на какой-либо доминирующий тип осадочных пород, особенно характерный для данной эпохи, *или на хронологическую повторяемость сходных типов, явились* теми многочисленными «предчувствиями», которые, по справедливому замечанию Д. И. Менделеева, предшествуют установлению всякого сколько-нибудь общего закона природы.

Так, например, общеизвестно, что образование мощных толщ известковых осадков имело место в карбоне и вновь повторилось в меловую эпоху; хотя известняки карбона и мел мезозоя явственно различаются между собою, тем не менее они все же относятся к одному и тому же основному типу осадков, к карбонатным породам. *Углеобразование было характерно для каменноугольного и частью* пермского периодов и оно вновь повторилось отчасти в юрское и, главным образом, в третичное время. Наибольшие количества нефти связаны с породами, с одной стороны, конца палеозоя и начала мезозоя (восточные нефтяные районы СССР), и, с другой стороны, — с третичными осадками (Кавказ), и т. д.

Для осадочных пород некоторых эпох характерны другие, менее обычные минеральные выделения; так, например, юрское время ознаменовалось массовым отложением в различных участках земного *шара силикатов железа типа шамуазита, что, между прочим, дало* Л. В. Пустовалову (1934) повод назвать юрское время «лептохлоритовым периодом» в истории Земли, и т. д.

Ритмическое появление среди осадочных пород некоторых органогенных образований (каменных углей, нефти, фосфоритов), которые весьма неравномерно распределены среди отложений различного возраста и которые по времени своего образования примерно совпадают с эпохами горообразования, в самое последнее время обратило на себя внимание А. В. Хабакова (1937), который склонен связывать *это явление с периодами массового развития и последующего* вымирания на Земле соответствующих организмов.

Подобного рода примеры, достаточно хорошо всем известные, не были до сих пор систематизированы, объяснены и использованы для необходимых обобщений; лишь закон периодичности минерального осадкообразования, базирующийся на учении о поверхностной дифференциации вещества, не только сделал эти общеизвестные *факты понятными, но выявил их действительное место в общем* закономерном геологическом распространении всех минеральных осадков.

Закон периодичности осадкообразования наглядно иллюстрируется диаграммой, воспроизведенной на рис. 89. На ней по оси ординат отложено геологическое время; за единицу масштаба при этом взят произвольный отрезок, соответствующий времени отложения того или иного отдела любой геологической системы. При этом условно принята хронологическая равнозначность всех отделов всех систем; *этим самым заведомо вносятся некоторые неточ*ности в построение диаграммы, так как почти несомненно, что

ологические эпохи имели неодинаковую продолжитель-
нако, эта погрешность, которую легко можно будет устра-
ледствии, когда достаточно полно будет разработана абсо-
охронология, вполне допустима при построении диаграммы,
зующей иллюстрировать лишь смысл закона периодич-
дконакопления.

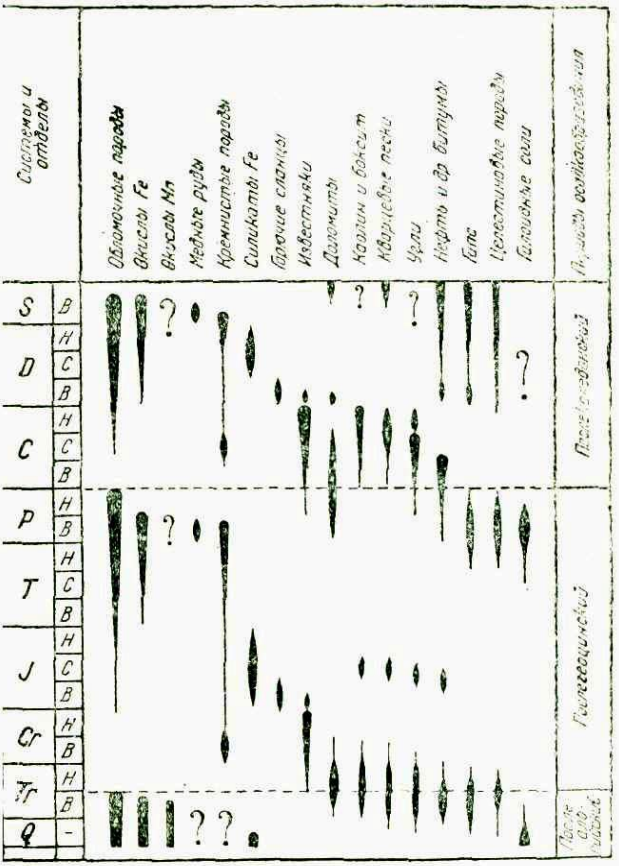


Рис. 89. Схема периодичности минерального осадконакопления (составлена применительно к Европейской части СССР с учетом главнейших зарубежных месторождений).

и абсцисс на разных расстояниях друг от друга располо-
личные главнейшие типы минеральных осадков; названия
в верхней части таблицы.

построение диаграммы позволяет расположить в о в р е-
лавнейшие типы осадочных пород. Последние отмечаются
амме жирной чертой, ширина которой более или менее
ет распространенность каждой данной породы среди от-

ложений соответствующих геологических систем и отделов. Нетрудно видеть, что рис. 89 построен по тому же принципу, по какому строятся диаграммы, показывающие преимущественное распределение животных и растительных форм по различным геологическим системам и имеет примерно такую же приблизительную точность.

Диаграмма охватывает собою не все геологическое время, а лишь начиная с верхнего силура до современной эпохи. Такое ограничение вызвано тем обстоятельством, что литологический характер осадков, более древних, чем силурийские, до сих пор остается, к сожалению, изученным не полно. К тому же и избранный нами отрезок времени достаточно велик для того, чтобы в его пределах можно было выявить главнейшие закономерности минерального осадкообразования (он охватывает время каледонской, герцинской и альпийской революций). В последующем таблица, несомненно, должна быть уточнена и расширена как путем учета геологического времени, предшествовавшего силуру, так и путем введения в нее других типов осадков, в ней пока не отображенных.

Достаточно одного взгляда на диаграмму для того, чтобы уловить те закономерности, о которых говорилось выше. На самом деле, в таблице достаточно четко вырисовываются два полных последовательных ряда осадочных пород, которые прослеживаются на рис. 89 слева направо и идут в несколько наклонном положении. Один из них начинается силурийскими обломочными породами и заканчивается пермскими растворимыми солями, составляя последовательный ряд кластических образований, окислов, карбонатов, каустобиолитов и, наконец, галогенных пород; другой начинается с пермских обломочных пород и заканчивается третичными и современными растворимыми солями, составляя генетическую цепь осадков, аналогичную предыдущему ряду.

Наконец, внизу таблицы мы видим начало третьего ряда, послеальпийского, который включает в себя третичные и современные обломочные породы, кремнистые осадки, окислы и частью силикаты железа. Этот последний ряд далеко еще не завершен, и мы живем в момент его дальнейшего развития.

На рис. 89 отчетливо вырисовывается одна очень интересная деталь, а именно хронологическое перекрытие одного большого периода осадконакопления другим. Причина этого может заключаться лишь в исключительной длительности химической дифференциации, о чем уже говорилось выше: наиболее подвижные химические атомы и соединения заканчивают свою миграцию тогда, когда началась уже механическая дифференциация новых продуктов разрушения коренных пород, выведенных в зону осадкообразования очередной геологической революцией.

Примером этого может служить все тот же верхнепермский бассейн, на востоке которого накапливались мощные толщи обломков, недавно оторвавшихся от коренных уральских пород, тогда как в западных участках моря шло отложение галогенных пород, основная масса материала которых, несомненно, находилась до этого

в растворенном состоянии очень долгое время, может быть с начала палеозоя или еще раньше.

Геологические эпохи, когда один период осадкообразования еще не вполне закончился, а другой уже властно вступил в свои права, являются временем наиболее сложных и разнообразных осадкообразующих процессов. Это не может не найти отражения в осадках соответствующих эпох.

И действительно, достаточно вспомнить исключительное фациальное разнообразие пермских отложений, прослеживающееся по всей нашей планете, исключительно разносторонний комплекс минеральных образований, возникших в то время, начиная от конгломератов, песчаников, глин и кончая медными рудами, хромовыми и ванадиевыми минералами (волконскоит, фольбартит), флюоритом, целестином, гипсом, боратами, сложным комплексом разнообразных галогенных выделений и т. д., чтобы убедиться в правильности этого вывода.

Третичные отложения в значительной мере остаются еще скрытыми от нас под уровнем морских вод, частью же еще недостаточно петрографически изученными; но по всем данным в них заключено не меньшее разнообразие осадочных минеральных образований и различных фаций, чем в пермских отложениях.

Надо указать, что фактический материал, положенный в основу рис. 89, будет изложен во II специальной части настоящего курса, где после описания различных типов пород даются сведения об их геологическом распространении; нам неоднократно придется возвращаться там к разобранной только что диаграмме.

Сейчас же лишь отметим, что эта диаграмма составлена на основании наших знаний о характере пород, слагающих различные геологические системы Европейской части СССР; при этом принималось также во внимание распространение главнейших осадочных пород и главнейшие мировые месторождения полезных ископаемых зарубежных стран. Столь обширный материал, положенный в основу рис. 89, позволяет видеть в законе периодичности осадкообразования проявление не местных сил и особых геологических обстоятельств, сложившихся на ограниченной территории, а проявление действительно общего, основного и универсального закона осадконакопления.

В применении к отдельным конкретным территориям схема периодичности минерального осадконакопления, естественно, может оказаться в той или иной мере отличной от схемы, воспроизведенной на рис. 89; в частности, для отдельных областей осадконакопления могут передвигаться хронологические границы появления и исчезновения «руководящих» типов осадочных пород, что связано с разновременностью проявления горообразовательных процессов в разных пунктах земного шара и, следовательно, с хронологическим несовпадением начала больших и малых периодов. Схема может меняться также в зависимости от характера вещественного состава материнских пород, которые могут варьировать в известных пределах от одной области к другой. Но несмотря на эти и другие возможные местные отклонения от прин-

денной схемы, *принципиальная* сторона вопроса будет всегда оставаться неизменной и будет всегда отражать периодичность минерального осадконакопления.

В связи с этим следует особо подчеркнуть, что закон периодичности осадкообразования ждет еще своей дальнейшей разработки, уточнения и расширения. В том общем виде, как он был только что изложен, он имеет скорее принципиальное и чисто теоретическое, чем какое-либо иное значение; будучи же применен к конкретным объектам и поставлен на службу разрешения прикладных геологических и геолого-поисковых задач, он может быть использован с большим практическим эффектом, который полностью предвидеть сейчас даже невозможно.

Однако, при использовании закона периодичности осадкообразования всегда надлежит помнить, что «всякий закон узок, неполон, приблизителен; . . явление б о г а ч е закона» (В. И. Ленин. Философские тетради, стр. 148—149). Это положение особенно важно в отношении столь сложного явления, каким является процесс минерального осадконакопления, где на фоне больших периодов осадкообразования протекают малые периоды, сейчас еще совершенно не изученные и чрезвычайно усложняющие общую и без того сложную картину.

О ТАК НАЗЫВАЕМОЙ «СРАВНИТЕЛЬНОЙ ЛИТОЛОГИИ» И О ПРИНЦИПЕ АКТУАЛИЗМА

Принцип актуализма, как известно, ввел в геологию Ч. Лайэль, который предполагал, что ход геологических процессов и темп геологического развития Земли в минувшие эпохи был тот же, что и в настоящее время. Для своего времени это утверждение явилось значительным шагом вперед; оно позволило отбросить теорию всемирных потопов и другие наивные представления, навеянные религиозными предрассудками. В наше время принцип актуализма, продолжающий еще господствовать в геологии, претерпел в своем содержании значительные изменения. Так, например, сейчас никто уже не утверждает, что темп развития земного шара оставался на протяжении всей геологической истории совершенно одинаковым. В представлении современного геолога принцип актуализма или, как его часто теперь называют, онтологический метод, имеет лишь тот смысл, что, исходя из процессов современности, мы стремимся объяснить и истолковать явления прошлого.

Несмотря на эту, совершенно необходимую модернизацию принципа актуализма, многие геологи, как это недавно отметил Э. Кайзер (1934), продолжают мыслить «слишком актуалистически», перенося то, что они наблюдают на земном шаре сейчас, без введения каких-либо поправок, в область геологического прошлого.

Вопрос о действительном значении принципа актуализма дебатируется в новейших работах целого ряда исследователей, что, между прочим, показывает, что применение принципа актуализма, в том виде, как оно обычно осуществляется сейчас, вызывает по меньшей мере целый ряд сомнений.

В частности, у многих геологов существует настолько твердое убеждение, что в послеархейское время в любой период истории Земли могла образоваться любая осадочная горная порода, что это положение они не считают нужным подвергать даже обсуждению. Из этого предвзятого убеждения вытекает уверенность в том, что среди современных осадков мы можем найти аналоги всех без исключения осадочных пород, т. е. древних или ископаемых отложений.

На основе этого широко развилось представление, что любая осадочная порода может считаться достаточно подробно изученной, а ее генезис твердо установленным лишь в том случае, если она

детальнейшим образом сопоставлена с современным аналогичным осадком. Это направление в изучении осадочных пород получило у нас в Союзе особое название «сравнительной литологии».

Так, один из защитников идей сравнительной литологии, А. Д. Архангельский (1927) в одной из своих работ пишет: «Сравнительно-литологические исследования, имеющие своей конечной целью выяснение всех особенностей той среды, в которой происходило накопление осадков, давших начало породам,. . . возможны л и ш ь путем установления современных гомологов изучаемых пород и выяснения условий, в которых эти гомологичные ископаемые осадки т е п е р ь образуются» [1].

Аналогичные высказывания можно найти и у других авторов, сторонников сравнительной литологии. О том, что при сопоставлении современных и ископаемых осадков необходимо вносить поправку, притом часто весьма значительную, на время, т. е. на ту геологическую обстановку, при которой происходило накопление древних отложений, обычно ничего не говорится, а резкий упор на сопоставление ископаемых осадков с осадками, образующимися т е п е р ь, позволяет думать, что необходимость введения такой поправки либо вовсе упускается из вида, либо считается несущественной. О недооценке многими исследователями осадочных пород исторического развития процесса осадкообразования, впрочем, можно судить не только на основании сказанного, но также и по довольно многочисленным работам, где методы сравнительной литологии применяются к разрешению уже вполне конкретных геологических вопросов, но где поправок на геологическое время не вводится.

Универсальное значение сравнительно-литологических исследований в действительности не может считаться реальным, а голое, чисто формальное сопоставление древнего осадка с современным и получение отсюда выводов об обстановке осадконакопления (о глубине бассейна, солености, близости берега, температуре и т. д.), как это часто, к сожалению, у нас делается, должно быть признано методически просто неверным.

Прежде всего, аналогов целого ряда древних минеральных осадков мы вовсе не находим среди современных отложений или находим их в такой обстановке, в какой, заведомо, их образование не имело места в геологическом прошлом. Сюда относится, например, полное отсутствие на современном морском дне шамуазита, который, однако, широко распространен среди осадочных пород определенного возраста; нет на дне современных морей и доломитовых илов, которые мы могли бы принять хотя бы за отдаленные аналоги тех огромных толщ нередко чистейших доломитов, с которыми мы сплошь и рядом встречаемся при изучении осадочных пород; отсутствуют также указания на современное массовое накопление гипсов, которые мы могли бы сопоставить, например, с гипсами пермского возраста; гриналит, встречающийся в докембрийской формации Верхнего озера в США, не был найден не только в современных

[1] Разрядка наша. *Л. П.*

отложениях, но даже и вообще среди отложений послепротерозойской эпохи; повидимому, нет среди современных осадков также несомненных и полных аналогов нефтепроизводящих свит (глубоководные осадки Черного моря, нередко принимавшиеся до сих пор за таковые, в свете самых последних исследований не отличаются по концентрации в них органического вещества от обычных гемипелагических илов (Н. М. Страхов, 1937); об этом подробнее будет говориться в главе о нефтеносных породах в II части книги.

Вместе с тем современные осадки так широко обогащены выделениями железо-марганцовых соединений и в них такую огромную роль играет обломочный материал самой разнообразной крупности зерна, что по этим признакам их можно сопоставить с отложениями далеко не всякой геологической эпохи.

Отсутствие среди современных отложений перечисленных аналогов ископаемых минеральных осадков не может быть отнесено за счет недостатка наших знаний о современных отложениях, так как таковые накопились уже в достаточно большом количестве; возможные новые отдельные находки того или иного, пока не описанного типа осадков не изменит нашего *общего* представления об основных чертах современного осадконакопления.

Еще меньше оснований думать, что отсутствие среди современных отложений определенных типов осадков, возбуждающее у исследователей недоумение, является геологической случайностью. Напротив, с точки зрения периодичности осадкообразования это явление приобретает вполне закономерный, а не случайный характер; поскольку современное осадконакопление является лишь промежуточным звеном в непрерывном процессе, в нем неизбежно должны превалировать одни элементы и отойти на задний план или даже вовсе отсутствовать другие. *По этим особенностям современного осадкообразования мы и уясняем себе его историческое положение в общем ходе его развития* (ср. рис. 89).

Уже в силу только этих особенностей современного осадкообразования, где целый ряд осадочных типов вовсе не представлен, методы сравнительной литологии имеют ограниченное значение и не могут претендовать на универсальность; при всем желании сопоставить древние осадки с современными, мы часто бываем лишены физической возможности это осуществить ввиду отсутствия, так сказать, полного комплекта эталонов для сравнения.

Но, кроме того, когда мы находим подходящие объекты для сопоставления, то само сопоставление мы должны производить крайне осторожно, ни на минуту не забывая основного требования рассматривать предмет в его историческом развитии и движении.

Из главы, посвященной осадочной химической дифференциации, (см. стр. 274), мы уже знаем, что отдельные фации не располагаются всегда на определенном расстоянии от берега и на определенной глубине. Напротив, в зависимости от среднего уровня континентов, количества и напора стекающих с них пресных вод они то приближаются к континентам, то удаляются от них.

Поэтому на протяжении больших периодов осадкообразования, начало и конец которых ограничиваются мировыми геологическими

революциями, в общем происходит сначала, в момент максимального подъема континентов, оттеснение продуктов химической, а одновременно и механической дифференциации вглубь морей и океанов, что приводит как бы к растягиванию всех фаций; в конце же периодов осадкообразования, когда материки вследствие эрозии понижают свой средний уровень, продукты осадочной дифференциации как бы уплотняются вокруг континентов; это сопровождается весьма интересным и важным с палеогеографической точки зрения перемещением фаций, ранее характерных для глубокого моря, в область побережья и эпиконтинентальных морей.

Вряд ли можно сомневаться, что совершенно аналогичную миграцию испытывает и фауна, отдельные представители которой не остаются, таким образом, на протяжении всего геологического времени обитателями определенных глубин, а, следуя общей геологической обстановке, перемещаются то на большие, то на меньшие глубины. Таким образом, понятия: «глубоководный», «мелководный» и т. п. имеют лишь относительное значение и присущи только определенным геологическим моментам: *фации, характерные ныне для глубоких вод, при иной геологической ситуации могут иметь преимущественное распространение на значительно меньших глубинах, и обратно.*

Поясним сказанное примером. Известно, что глауконит образуется сейчас преимущественно на глубине 200 *м*; надо думать, что по мере пенепленизации континентов, которые в настоящее время сильно приподняты, обстановка, необходимая для образования глауконита (привнос соответствующего материала с берега, замедленная скорость накопления осадков, необходимая величина pH и т. д.), приблизится к берегу и, следовательно, глауконит с течением времени будет образовываться все на меньших и меньших глубинах, все ближе к береговой полосе, пока территория его накопления вновь не будет оттеснена вглубь моря вслед за следующей мировой геологической революцией.

В связи с этим общераспространенное мнение, что нахождение глауконита будто бы достаточно точно указывает на определенную глубину древнего водоема, приходится признать ошибочным, так как оно основано на чисто механическом, формальном сопоставлении, без учета элемента времени. Однако, если мы примем во внимание исторический этап развития, переживаемый Землей в данный момент, то тот же самый глауконит мы сможем все же использовать для целей воссоздания глубин ископаемых бассейнов [1]. Так, например, можно с уверенностью сказать, что преимущественная глубина накопления глауконита в морях мелового времени, к концу послегерцинского большого периода осадконакопления, была значительно меньше, чем это имеет место сейчас; это следует из того, что мы живем в эпоху, наступившую вслед за очередной мировой геологической революцией, т. е. не в конце, а в начале большого периода осадконакопления, когда все продукты химической дифференциа-

[1] «Диалектическая логика требует, чтобы брать предмет в его развитии, самодвижении,. . . изменении». (В. И. Ленин, Соч., 3 изд., т. XXVI, стр. 134—135).

ции, выпадающие в море, значительно более удалены от берегов, чем это наблюдается в конце периодов.

Приведенный пример с глауконитом, как показателем глубин ископаемых морских водоемов, достаточно ясно показывает, какое огромное значение играет учет времени при перенесении данных о современном осадкообразовании в область древнего осадконакопления. Только лишь в том случае, если мы учитываем историческую обстановку осадкообразования, мы можем рассчитывать достигнуть правильных и надежных результатов. Формальное же сопоставление неминуемо должно привести к грубым ошибкам.

В качестве иллюстрации подобных ошибочных выводов, основанных на примитивном сопоставлении современных осадков с ископаемыми, без должного учета вечно, но закономерно изменяющейся обстановки осадкообразования, можно указать на верхнемеловые отложения СССР.

На основании сравнительного изучения карбонатных верхнемеловых пород и результатов исследования современных известковых осадков, а также путем сопоставления заключенной в них фауны, А. Д. Архангельский (1912) пришел в свое время к заключению, что русский мел образовался на глубинах не менее, а может быть, более 1000 *м*. Данные о глубине отложения современных известковых илов, сходных с карбонатными верхнемеловыми породами, чисто механически были перенесены в данном случае в область ископаемых морей. Полученные результаты, однако, плохо увязывались с другими данными, которые свидетельствовали о мелководности верхнемелового бассейна [1].

Сейчас, в свете периодичности осадкообразования, можно с уверенностью сказать, что глубина верхнемелового моря, определенная А. Д. Архангельским, является сильно преувеличенной. Действительно, если мы учтем историческое положение осадкообразования в верхнемеловую эпоху (вторая половина или даже конец большого послегерцинского периода осадконакопления), то станет ясным, что известковые фации не только были сильно приближены в то время к континентам, но и занимали основную площадь мелководных эпиконтинентальных морей; следовательно, глубина их распространения была значительно меньшей, чем это мы имеем для современных известковых отложений.

Ничтожное содержание в мелу обломочных минералов говорит не об исключительной большой глубине бассейна, относительно незначительные размеры которого нам более или менее хорошо известны, а о том, что окружающие берега были сильно пенепленизированы, как это и полагается быть в конце больших периодов осадконакопления; в связи с этим транспортирующая деятельность континентальных вод была ничтожна. Сочетание всех этих условий привело к тому, что в условиях мелкого верхнемелового моря накопились осадки, сходные с теми, которые в иной исторической

[1] Помимо этого, как теперь выясняется, самые определения видов фораминифер оказались не точными. Подробнее см. об этом во II ч. книги, при описании мела.

обстановке, в частности в современную эпоху, образуются на значительно бо́льших глубинах и на бо́льшем расстоянии от берега.

Сказанным вовсе не имеется в виду умалить значение для геологии исследований современных осадков; напротив, *чем подробнее будут наши знания о современных отложениях, тем точнее и увереннее мы сможем воссоздавать условия образования осадочных пород.*

Для выяснения генезиса осадочных пород в самом первом приближении, на определенном этапе развития нашей науки, можно было довольствоваться простым сопоставлением современных и древних осадков, без введения, так сказать, «поправки на время». Теперь же такой упрощенный подход не может удовлетворить современного исследователя, стремящегося получить уже не схему, а более точные данные об условиях образования той или иной породы.

Поэтому, отмечая высокое значение изучения современных осадков, надо одновременно всячески предостеречь от формального, механического сопоставления современных и древних минеральных отложений и от выводов, сделанных на основании подобного рода сравнений без учета времени, без учета реальной геологической обстановки, в которой протекало образование тех или иных отложений и которая, как мы знаем, никогда не остается постоянной.

В области так называемой сравнительной литологии возможно больше, чем в любом другом отделе геологии, накопление неправильных выводов и заключений, основанных на формальном и механистическом подходе к природным явлениям. С этой точки зрения подавляющее число относящихся сюда научных работ нуждается в критическом пересмотре.

ГЛАВА IX

О РОЛИ ОРГАНИЗМОВ В ПРОЦЕССАХ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Выше уже указывалось, что до последнего времени процесс минерального осадкообразования представлялся исследователям как результат настолько сложного и капризного сочетания самых разнообразных условий, что казалось невозможным уловить в нем какие-либо определенные закономерности.

Изложенные выше данные об осадочной дифференциации и о периодичности осадкообразования, однако, коренным образом меняют положение, так как указывают совершенно четкие, хотя и достаточно сложные общие закономерности в стратиграфическом и территориальном распределении древних осадков.

Тем не менее, господствующее еще и поныне представление о минеральных осадках, как о чем-то весьма сложном, изменчивом и непостоянном, само по себе требовало объяснения. Его искали, очень многие исследователи находили, да и находят еще сейчас в жизнедеятельности организмов.

Биохимическая деятельность *ископаемых* животных и растений, о которой, строго говоря, мы имеем лишь очень отдаленное представление и где решительно все основано почти на сплошных догадках, явилась и часто является до сих пор той весьма удобной и чрезвычайно эластичной формой предполагаемой энергии, при помощи которой легко можно было объяснить любую концентрацию всякого минерального вещества в осадках. Сославшись же на особую, хотя также очень мало нам известную (но несомненно существующую) «тонкую зависимость» организмов от окружающей среды, ее химического состава, температуры, давления, условий освещения и т. д., можно было также без всякого труда объяснить в общих словах кажущуюся капризность в пространственном и стратиграфическом положении того или иного минерального осадка. Такое объяснение, которое по существу ничего не разъясняло и носило чисто надуманный, совершенно не конкретизированный характер, пока не было иных более совершенных толкований, могло казаться достаточно убедительным и имеющим универсальное значение.

Их прилагали почти буквально ко всем мало понятным явлениям, связанным с осадочными породами; нахождение среди них меди, целестина, барита, серы, гаровкита, вашадиевых, свинцовых, хромовых, марганцовых и многих других минеральных выделений гипо-

тетически связывалось с жизнедеятельностью древних организмов, существование большинства которых лишь предполагалось, но решительно ничем не доказывалось.

Мало того, увлечение исследователей идеей широкого, ведущего участия организмов в минеральном осадкообразовании, которая традиционно и без должной критики переходила от одного поколения геологов к другому, нередко приводило, как это часто бывает в подобных случаях, не только к чисто надуманным теоретическим построениям, но и к неправильному освещению действительных фактов. В частности, роль даже тех организмов, участие которых в минеральном осадкообразовании нам заведомо известно, до чрезвычайности преувеличивалась, и иногда несознательно облекалась в такую форму, при которой трудно было уловить допущенную ошибку.

Весьма характерным примером подобных ошибок, вытекающих из необоснованных традиционных взглядов исследователей, являются данные Мёррея о содержании известковых организмов в современном глобигериновом иле. Как известно, глобигериновый ил содержит от 30 до 98% карбоната кальция, который по Мёррею целиком слагается остатками известковых организмов. На основании этого представление о глобигериновом иле, в основном как о органогенном осадке, прочно вошло в геологическую науку и до сих пор излагается во многих курсах геологии; там же обычно приводятся соответствующие микрофотографии, из которых можно видеть обилие в иле известковых раковин и их обломков; хотя об этом не говорится, но само собою подразумевается, что подобные иллюстрации должны служить объективным фотодоказательством биогенного происхождения глобигериновых илов.

Швейцарский ученый Гейм, тщательно изучавший впоследствии те же самые образцы, которые ранее были просмотрены Мёрреем, установил присутствие глобигерин в количестве только 1—2%, редко 5%, там, где по Мёррею их должно было бы содержаться 70—25% (например, илы со станций экспедиции «Челленджера» №№ 158, 224, 278 и др.); что же касается до «фотодокументов» в пользу биогенного происхождения глобигериновых илов, фигурирующих в учебниках и руководствах, то они, по Гейму, относятся не к естественным, а к искусственно отмученным осадкам, где повышенная концентрация органических осадков «для наглядности» достигнута лабораторным путем.

Таким образом, исследования Гейма доказывают неточность и субъективность подсчетов Мёррея; вместе с тем они же указывают, что один из типов современных осадков, занимающий огромную территорию в 128,5 млн. $км^2$ и считавшийся до сих пор типичным представителем органогенных образований, таковым бесспорно не является. В действительности основная масса карбоната кальция, входящего в состав глобигеринового ила, представлена не глобигеринами и даже не раковинами каких-либо иных известковых организмов, а тончайшим кальцитовым порошком, структура которого допускает возможность его метаколлоидной природы и который мог образоваться в результате чисто химических, а не биохимических процессов.

Пример с глобигериновым илом наглядно показывает, как много предвзятого и необоснованного не только в теоретических рассуждениях о широком участии организмов в осадкообразовании, но и в тех недостаточно точных и недостаточно проверенных наблюдениях, которые часто приводятся для их обоснования. Истинное положение вещей затуманивается еще более различными математическими подсчетами о возможной эффективности жизнедеятельности отдельных организмов в чисто отвлеченных, надуманных, идеальных, но нигде реально не существующих условиях. Таково, например, известное указание Эренберга, нередко цитируемое в весьма серьезных книгах, что диатомовые водоросли при соответствующих условиях размножения могли бы в восемь дней дать объем земного шара. Если бы когда-нибудь случилось что-либо подобное, то это было бы равносильно мировой катастрофе, которой, однако, никто серьезно не предвидит.

Учение об осадочной дифференциации вещества и выясняющаяся правильная периодичность осадкообразования на протяжении всей истории Земли ясно говорят о том, что прибегать теперь к часто весьма гипотетическому широкому участию организмов при толковании осадкообразующих процессов нет никакой необходимости. Мало того, из всего предшествующего изложения легко можно было убедиться, что процесс минерального образования в основном определяется вовсе не жизнедеятельностью организмов, а совершенно иными факторами (ликом Земли, осадочной дифференциацией, процессами разрушения изначальных минералов и т. д.). Организмы, сами зависящие в своем развитии от неорганической жизни земного шара, не могли и не могут самостоятельно играть той будто бы ведущей и определяющей роли, которую ошибочно нередко приписывают им в данном случае.

Попутно небезынтересно отметить, что по В. И. Вернадскому общий вес живого вещества Земли равен примерно 10^{14} *т*, что по сравнению с весом земной коры до глубины 20 *км* составляет лишь одну стотысячную ее часть. В прежние геологические эпохи живого вещества было еще меньше.

Однако, отрицать участие живой материи в накоплении целого ряда минеральных осадков, разумеется, было бы также неправильно; организмы, населяющие ту же самую поверхность планеты, на которой совершаются процессы осадкообразования, конечно, участвуют в этих процессах и оказывают на них известное влияние, хотя эти процессы неизбежно протекали и развивались бы и без участия организмов, правда, как мы увидим далее, в несколько иной форме. В чем же, в таком случае, заключается роль организмов в минеральном образовании?

Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо напомнить общеизвестный факт, который не был до сих пор должным образом истолкован: *осадочные породы, имеющие определенный химико-минералогический состав, преимущественно содержат в себе остатки организмов сходного химико-минералогического состава.*

Действительно, известняки, основная масса которых в подавляющем большинстве случаев состоит из зернистого карбоната каль-

ция, *не имеющего биогенной структуры, содержат хорошо сохранившиеся* раковины известковых организмов; кремнистые отложения (трепела, опоки, кремни), основная масса которых слагается опаловыми тельцами или кристаллической разностью кремнезема, характеризуются повышенным содержанием остатков кремнистых организмов — тончайших панцырей диатомовых, радиолярий, спикул губок, и т. д., и т. д.

Часто допускают, что «бесструктурный» цемент [1] *таких пород* представляет собою материал также органического происхождения, как и включенные в нем «структурные» остатки организмов; такое предположение не только не обосновывается какими-либо фактическими данными, но даже с чисто логической точки зрения является весьма натянутым. Действительно, изучая под микроскопом шлифы, например, остракодовых известняков, трепелов и других многочисленных *пород, становится совершенно не понятным, почему* так часто среди исключительного обилия основного материала, принимаемого за глубоко перекристаллизованный органогенный материал, сохранились деликатнейшие и тончайшие детали такого органогенного материала, имеющего к тому же тот же самый или весьма близкий химико-минералогический состав?

Принимая во внимание только что сказанное, приходится признать *более естественным, а потому и более вероятным, что соотношение* в интересующих нас породах «структурной» и «бесструктурной» частей является в подавляющем большинстве случаев не вторично приобретенным, а первичным свойством пород и что, следовательно, *в разной структуре одного и того же вещества, слагающего данный тип ископаемого осадка, запечатлены различные способы происхождения этого вещества.*

Формулированное только что положение тем более правдоподобно, что и в современных осадках, не испытавших тех длительных вторичных изменений, которые предполагаются в отношении осадочных пород, мы наблюдаем буквально то же самое соотношение между органическими остатками, полностью сохраняющими свои морфологические особенности, и основным, обычно весьма тонкозернистым, илистым материалом того же самого состава; на разобранном *выше примере глобигеринового ила это видно* достаточно отчетливо.

Вообще надо отметить, что петрографы совершенно основательно привыкли видеть в структурных особенностях тех или иных минеральных выделений отражение условий их образования; нет никаких сколько-нибудь веских оснований делать из этого испытанного правила исключение для «бесструктурной» части осадочных пород *и вопреки ясному* структурному отличию, во имя лишь чисто гипотетического всеобъемлющего участия организмов в минеральном осадкообразовании считать ее генетически тождественной рассеянным в ней органическим остаткам.

Исходя из сказанного для объяснения частого совместного нахождения в осадочных породах вещественно однозначных «струк-

[1] «Бесструктурный» в данном случае следует понимать только в том смысле, что он не имеет структуры органических остатков.

турных» и «бесструктурных» составных частей, можно сделать два предположения: во-первых, можно думать, что *когда в каком-либо месте наступает время массового выпадения в осадок определенного продукта химической дифференциации, одновременно получают особое развитие организмы, аккумулирующие в своем теле тот же самый продукт.*

Это предположение вполне подтверждается имеющимися, хотя и недостаточно полными наблюдениями над расселением современных морских организмов; так, например, по данным Х. В. Харвея (1933), в тропических районах, где поверхностные слои морской воды насыщены карбонатом кальция, преобладают планктонные формы, имеющие кальциевый скелет; по У. Х. Твенхофелу (1933) многие фораминиферы, обитающие в водах с повышенной щелочностью, т. е. там, где возможно химическое выпадение в осадок $CaCO_3$, имеют хорошо развитые, относительно тяжелые известковые раковины; напротив, в кислых водах (в заболоченных бухтах и т. п.), где химическое осаждение карбоната кальция невозможно, у фораминифер вместо обычных известковых скорлуп часто развиваются хитиновые; диатомовых водорослей, строящих свой скелет из кремнезема, по данным того же автора больше всего в водах Арктического и Антарктического морей и у устьев рек, т. е. там, где возможно химическое выпадение в осадок SiO_2, но где карбонат кальция не может выпасть вследствие недостаточной концентрации морских вод (опресняющее действие рек и тающего льда). В этих же районах значительного количества организмов с известковым скелетом не наблюдается и т. д.

Совпадение времени и места массового или во всяком случае — преимущественного развития определенных организмов со временем и местом выпадения соответствующего продукта химической дифференциации представляется вполне естественным. На самом деле, если в том или ином участке моря создаются физико-химические условия, близкие к выпадению, например, $CaCO_3$, то в связи с этим здесь же возникают наиболее благоприятные условия и для развития животных форм с известковой раковиной; последняя будет достаточно устойчива в среде, насыщенной карбонатом кальция, и животному не придется затрачивать жизненной энергии на ее восстановление и поддержание. Если же такое животное попадет в среду, далекую от насыщения $CaCO_3$, то раковина его будет испытывать постоянное растворяющее действие морской воды; организму придется затрачивать много энергии на поддержание своего непрерывно растворяющегося скелета, что создает неблагоприятную обстановку для его существования и дальнейшего развития, а в конце концов приводит к истощению сил в неравной борьбе с окружающей средой, а затем и к вымиранию форм, химический состав которых не соответствует физико-химическим свойствам окружающей среды.

Из этого, между прочим, следует, что *ход развития организмов как бы следует за развитием процесса осадкообразования, а тем самым за ходом геологического развития всего земного шара.*

Второе предположение, вытекающее из сопряженности химико-

минералогического состава основной массы осадка с составом погребенных в нем организмов, сводится к тому, что *в осадках определенного химического состава создаются условия, особенно благоприятные для сохранения органических остатков того же самого или близкого состава*. Это положение достаточно очевидно. Ясно, что для того, чтобы какое-либо вещество, образовавшееся любым способом, в том числе и биогенным путем, могло сохраниться в осадке, оно должно попасть в среду, химически благоприятную для его сохранения, так как иначе оно растворится и будет удалено из осадка. Поэтому, если где-либо в осадке химически накапливается, например, SiO_2 то, следовательно, окружающая среда насыщена им, а потому раковины кремневых организмов в нем будут также хорошо сохраняться, как и химически выпавший кремнезем; напротив, карбонатные раковины, если они даже и достигнут поверхности осадка, будут продолжать растворяться на дне, а потому имеют мало шансов на свое сохранение; лишь в особых случаях (при быстром погребении вследствие интенсивного осадконакопления или благодаря обволакивающему действию какого-либо трудно растворимого вещества и т. п. причин) раковины, не соответствующие геохимическому характеру осадка, все же могут быть в нем законсервированы.

Надо думать, что в действительности одновременно имеют место оба разобранные положения: *как преимущественное развитие организмов с соответствующим составом своего скелета, так и особо благоприятные условия для сохранения именно таких организмов, совпадают с выпадением и накоплением того же самого или близкого продукта химической дифференциации.*

Дело, однако, усложняется тем обстоятельством, что организмы обладают собственным запасом энергии, которую они заимствуют из солнечной энергии, поступающей на Землю. Начиная усиленно развиваться там, где и без того происходит или должно происходить в ближайшее время выпадение соответствующего продукта химической дифференциации, они приносят с собой дополнительную энергию, включают ее в общую, и без того действующую энергию процесса осадконакопления, и тем самым способствуют у с к о р е н и ю последнего; об этом говорилось уже выше (см. стр. 246).

Так как количество живого вещества с течением времени непрерывно возрастает, то одновременно процесс осадконакопления получает все большие и большие порции добавочной энергии, что приводит к общему у б ы с т р е н и ю его темпов и увеличению его эффективности. Это вполне совпадает с ранее формулированным положением, что процесс осадкообразования является непрерывно развивающимся и нарастающим природным процессом.

Характерно, что *лишь та работа организмов является эффективной в отношении минерального осадкообразования, которая совпадает с общим направлением процесса осадкообразования*, т. е. когда энергия неорганической природы и биогенная энергия суммируются, а не противопоставляются друг другу; это также уже отмечалось выше. Действительно, если усилия организмов направляются в иную сторону, нежели усилия факторов осадкообразования, то перевес всегда остается на стороне последних: вещество, занесенное орга-

низмами в повышенные участки земной поверхности, рано или поздно будет снесено в пониженные участки; самые сложные скелетные постройки, если их состав не соответствует составу окружающей среды, будут вновь переведены в раствор после смерти организма при погружении его остатков на дно или же в самом осадке и т. д.

В заключение остановимся коротко на вопросе об участии организмов в создании восстановительных условий.

Выше уже говорилось о том, что земная кора, несмотря на содержание в ней около 50% кислорода, все же остается ею недосыщенной и имеет, следовательно, закисный характер. За время пребывания материнских горных пород и продуктов их разрушения в зоне осадкообразования успевают окислиться, насытиться кислородом, далеко не все входящие в их состав минералы; значительная доля их, представленная не только наиболее устойчивыми видами (магнетит, хромит, ильменит, некоторые гранаты и т. д.), но и менее стойкими минеральными формами, проходят через зону осадкообразования и погребаются в осадках, сохраняя свой прежний закисный характер.

Если во время нахождения продуктов разрушения материнских пород на поверхности Земли, под покровом атмосферы или мелких вод, насыщенных кислородом, химические процессы идут в сторону их окисления, пусть даже и неполного, то, попадая в результате процессов осадкообразования на значительные глубины и отделяясь от атмосферы значительной толщей воды, процессы окисления должны смениться процессами восстановления: минералы, успевшие окислиться на континентах и в мелких водах, теперь отдают свой кислород рядом находящимся более стойким минералам, вызывая тем самым их частичное окисление и собственное восстановление. Но так как масса закисных минералов всегда доминирует, то кислорода окисленных минералов не может хватить для полного окисления всех составных частей осадка, а потому в конечном итоге часто создаются осадочные породы, имеющие закисный характер.

Таким образом, если бы в процессе осадконакопления даже вовсе не участвовало органическое вещество, то глубоководные осадки все же должны были бы иметь закисный характер. Следовательно, процесс осадкообразования, если прослеживать его от континента к глубоким частям моря, имеет тенденцию создавать все более и более закисный тип осадков (батиальные и абиссальные океанические глубины сейчас не имеются в виду).

Участие закисного органического вещества в осадкообразовании еще более усиливает эту общую тенденцию, в результате чего по мере удаления от берега и погружения все на большие глубины, мы должны переходить к осадкам со все более и более резко выраженными закисными свойствами. Это положение, очевидно, имеет место в неритовой зоне, где и образуются в основном осадочные породы.

Однако, эта закономерность должна прослеживаться лишь до известного предела, после которого, в области батиальных и абиссальных глубин, в результате чрезвычайно длительного соприкосновения будущих составных частей осадка с океанической средой, как мы уже знаем, процесс осадкообразования достигает своей про-

типоположности и осадки должны приобретать вновь окисленный характер, что мы и видим в действительности на примере красной глубоководной глины, несущей комплекс минералов, насыщенных кислородом (окислы железа, марганца и пр.).

Таким образом, и в данном случае, придавая многим осадочным образованиям закисные свойства, жизнедеятельность организмов полностью совпадает с общей тенденцией минерального осадкообразования; это объясняет то обстоятельство, что среди осадочных пород морского происхождения так часто наблюдаются древние осадки, несущие закисный комплекс минералов.

ГЛАВА X

ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОЙ ПОРОДЫ (СТАДИЯ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА ИЛИ СИНГЕНЕЗА)

1. Общие данные

Выше мы проследили процесс образования осадочных пород до момента накопления рыхлого осадка. Естественно, что история осадочного образования на этом не заканчивается; после своего накопления осадок испытывает целый ряд изменений, в результате которых из него создается уже осадочная порода, та то плотная, твердая; однако, цементация рыхлого осадка при этом не всегда имеет место и осадки, переходя в состояние ископаемых осадочных пород, иногда сохраняют свою рыхлую консистенцию.

Этап в истории осадочного образования, приводящий к возникновению из рыхлого осадка осадочной породы, мы будем называть стадией формирования осадочной породы; это название вполне соответствует существу происходящих при этом явлений; действительно, до данного этапа осадочной породы еще нет, а есть лишь рыхлый осадок, переходящий лишь при последующих процессах в осадочную породу.

Иначе тот же самый этап можно именовать стадией раннего диагенеза (диагенезиса) или диагенеза осадка, или же, наконец, стадией сингенеза. *Последние два* термина требуют пояснений.

В науке редко можно отыскать другой такой пример, когда один и тот же термин понимается различными исследователями столь же различно, как слово «диагенез» [1]. Первоначально этот термин был употреблен Гумбелем (1888), который понимал под ним совокупность процессов, приводящих к образованию кристаллических сланцев и гнейсов. Впоследствии содержание понятия диагенез некоторыми исследователями было расширено и стало пониматься как всякое изменение любых горных пород, вне зависимости от их происхождения, приводящее к их полному или частичному перерождению. Другие исследователи, напротив, пытались ограничить применение слова «диагенез» лишь в отношении осадочных образований, понимая под ним либо только те явления,

[1] Греч. *διαγένεσις* — перерождение.

которые протекают в свежеосажденном осадке при переходе его в осадочную породу, либо всю совокупность всевозможных процессов изменения как рыхлых осадков, так и осадочных пород; в последнем случае стадия диагенеза трактуется как весьма длительная стадия, начинающаяся с момента накопления осадка и продолжающаяся вплоть до разрушения осадочной породы под влиянием эрозионных сил или же до перехода осадочной породы в состояние метаморфической породы.

Но даже в том случае, когда диагенез ограничивается областью осадочных образований, различные исследователи придают этому понятию самые разнообразные оттенки; так, одни исключают из диагенетических процессов те изменения осадочных пород, которые связаны с горообразующими силами, другие считают, что диагенез совершается только за счет вещества самого осадка, без поступления извне какого-либо нового материала, третьи не делают таких оговорок, четвертые ограничивают стадию диагенеза тем временем, пока осадок находится под покровом воды, и т. д., и т. д.

Столь значительный разнобой в понимании диагенеза в значительной степени обесценивает этот термин. Учитывая, однако, что он все же имеет весьма широкое распространение и не может быть быстро изъят из научного лексикона, правильнее всего трактовать его в самом широком смысле, какой только допустим в данном случае, говоря соответственно про диагенез изверженных пород, как это делает Усов (1924), про диагенез метаморфических пород, как это делают Грубенман и Нигли (1933) и, наконец, про диагенез осадочных образований. В отношении последних можно различать, как это делает М. С. Швецов (1934), «ранний диагенез» или «диагенез осадка», что будет соответствовать изменению рыхлого осадка до перехода его в состояние осадочной породы, и «поздний или постумный диагенез» или «диагенез осадочной породы», включающий в себя различные процессы изменения, совершающиеся в уже сформировавшейся осадочной породе. Именно в таком толковании мы и будем употреблять эти термины.

Под сингенезом чаще всего понимают образование минералов, происходящее в осадках (а не в породах); поскольку такое толкование слова «сингенез» предусматривает уже наличие рыхлого осадка, но еще отсутствие сформированной породы, то стадия сингенеза по времени совпадает с этапом формирования осадочной породы, а также равнозначна ему и по существу. Нельзя не указать, что небрежное отношение некоторых авторов к словам «сингенез» и «сингенетичный» начинает в последние годы затушевывать их действительный смысл; так, например, в литературе нередко можно встретить упоминание о «фауне, сингенетичной данному осадку», о «сингенетичных вулканогенных явлениях» и т. п. Ясно, что в этих случаях речь должна итти не о сингенетичности, а о с и н х р о н и ч н о с т и (одновременности) фауны, вулканических проявлений и пр. данному осадочному образованию; действительно, фаунистические остатки, погрузившиеся на дно бассейна, возникли в верхних его слоях, а не в осадке, а потому не могут считаться

сингенетичными образования, хотя они и синхроничны данному осадку и т. д. Уточняя, таким образом, понятия «синхроничный» и «сингенетичный», можно сказать, что синхроничные явления и синхроничные образования характеризуют ту общую геологическую обстановку, при которой происходило накопление осадка и формирование из него осадочной породы, тогда как сингенетичные выделения возникают в и у т р и самого осадка и являются, следовательно, продуктом той ограниченной среды, в которой находился осадок непосредственно после своего накопления.

В той путанице в понимании сингенеза и особенно диагенеза, которая была только что изложена, отражается неизученность самих процессов, совершающихся в стадию формирования осадочной породы. Действительно, отложившиеся на дне морском осадки, как это удачно выразил Я. В. Самойлов (1923), прикрываясь все новыми и новыми отложениями, постепенно уходят в более глубокие горизонты, уходят в зону диагенеза; здесь они претерпевают ряд изменений, которые недоступны непосредственному наблюдению исследователей. Лишь после того, как морские отложения превратятся в осадочные горные породы, в силу последующих изменений земной коры, они выходят в верхние горизонты, приобретая за это время ряд новых свойств, и делаются вновь доступными для нас объектами исследования. Таким образом, весьма значительный и эффективный этап формирования осадочных пород из рыхлых осадков целиком ускользает от непосредственного наблюдения; это и порождает неясности в характере процессов, протекающих в интересующую нас стадию.

Обычно принимают, что в стадию раннего диагенеза происходят следующие явления: 1) образование конкреций, 2) перекристаллизация осадка, 3) переход минералов из одной менее устойчивой модификации в другую, более устойчивую модификацию, 4) извлечение растворимых солей и удаление малоустойчивых минералов, 5) обезвоживание осадка и 6) его цементация.

В качестве причин всех этих явлений указываются: а) давление, которое испытывает осадок как со стороны вышележащей морской воды, так и под влиянием последующих отложений, и б) длительное время, на протяжении которого данное осадочное образование существует.

Не трудно, однако, показать, что как фактор времени, так и давление не могут считаться решающими причинами раннего диагенеза.

И на самом деле, давление морской воды, располагающейся над осадками, ни при каких обстоятельствах не может приводить к их уплотнению и цементации; можно допустить, что каждое зерно рыхлого осадка, какой бы столб воды над ним ни располагался, испытывает давление воды не с какой-либо одной стороны, а со всех сторон, так что давление сверху уравновешивается давлением снизу и т. д.; под влиянием такого всестороннего давления каждое зерно может лишь несколько сжаться, уменьшить свой объем (если только оно к этому способно), но при этом нет таких односторонних сил, которые заставляли бы зерна теснее сопри-

касаться друг с другом; следовательно, уплотнение и цементация осадка под влиянием давления воды является по меньшей мере наивным представлением и ни в какой мере не соответствует действительности [1].

Давление на осадок последующих отложений заслуживает более серьезного внимания, так как оно является односторонним и проявляется в направлении сверху вниз. Однако, и его роль не может быть признана решающей и универсальной, так как нам известно немало осадочных пород, погребенных под значительными толщами более молодых образований, которые тем не менее сохраняют свою свежесть и рыхлую структуру и вполне похожи на свежеосажденные осадки.

По тем же самым причинам нельзя считать решающим и фактор времени, так как среди весьма древних осадочных пород мы сплошь и рядом находим такие, которые не несут на себе ясных следов цементации и иных диагенетических процессов; примером подобного рода могут служить синие кембрийские глины окрестностей г. Ленинграда, которые, несмотря на свой значительный геологический возраст, в полной мере сохраняют свою пластичность и вязкость и вполне сходны по своей консистенции с недавно образованными глинистыми отложениями. Как бы в противоположность этому среди юных осадочных отложений, например третичной эпохи, мы нередко находим сильно измененные и сцементированные образования.

Мы видим, таким образом, что ни давление, ни фактор времени не объясняют нам сути процессов, совершающихся в стадию формирования осадочных пород; очевидно, чтобы понять их, нам надо исходить из других предпосылок и опираться на другие данные.

Поскольку мы лишены сейчас возможности путем непосредственных наблюдений изучать этап перехода свежего осадка в состояние уже сформировавшейся осадочной горной породы, у нас остается единственный возможный путь — рассмотрения его в разрезе исторического развития всего процесса осадкообразования; при этом мы должны стремиться к тому, чтобы найти раннему диагенезу должное место в цепи непрерывных событий, предшествующие и последующие звенья которой нам в общем достаточно хорошо известны; идя в этом направлении, мы можем надеяться выявить основные черты раннего диагенеза, исходя, главным образом, из предыдущей истории минерального осадка; при этом особое значение должны иметь для нас те противоречия, те нарушения равновесий, которые создаются в процессе самого осадконакопления и которые, очевидно, в последующую стадию формирования осадочной породы должны будут стремиться сгладиться.

[1] Дж. Мэррей (1923) справедливо указывает, что всестороннее давление воды, как бы велико оно ни было, обеспечивает механическую сохранность в осадках даже на самых больших глубинах тончайших известковых раковинок организмов. Но в тех случаях, когда возникает одностороннее давление, последнее сейчас же производит то или иное действие; так например, при погружении тонущих кораблей пробки не совсем полных винных и пивных бутылок должны вгоняться в них, стенки каждой герметической камеры должны вдавливаться или даже «взрываться» внутрь и т. д.

С этой точки зрения заслуживает внимания ряд обстоятельств:

а) В процессе накопления осадка в определенном пункте земной поверхности может сгружаться в непосредственной взаимной близости чрезвычайно разнородный материал, пришедший из разных термодинамических зон, образованный разным путем и обладающий весьма различным, часто *противоречивым* химическим составом. Здесь мы можем найти и кластические минералы магматического происхождения, и обломки более древних осадочных пород, и создания органической природы, и мотогенные образования, выделившиеся из растворов до накопления осадка, и т. д. Весь этот разнообразный материал, собирающийся в одном пункте силами зоны осадкообразования, часто бывает очень мало приспособлен как для дальнейшего совместного существования, так и для существования в той среде, где он накапливается. Представляя, таким образом, по сути дела весьма противоречивую и далекую от равновесия систему, всякий такой осадок будет стремиться достигнуть физико-химического равновесия как между составными частями осадка, так и с той средой, которая его окружает. Такое равновесие вырабатывается путем: 1) химического взаимодействия составных частей осадка между собою и с окружающей средой, 2) путем удаления (растворения) из осадка одних компонентов и 3) привоса из окружающей среды в осадок других и т. д.

б) Составные части осадка при своем падении на дно области осадконакопления ориентируются здесь самым разнообразным, самым прихотливым образом; отсутствие закономерности во взаимном расположении составных частей осадка, очевидно, будет проявляться тем резче, чем мельче отдельные составные части. Скопление рыхлого, беспорядочно ориентированного материала, возникающее в процессе осадконакопления, противоречит основным законам строения твердого вещества, *стремящегося* к правильному расположению в пространстве своих молекул, ионов и атомов по законам кристаллографических пространственных решеток, к созданию построек, где валентность каждого иона была бы полностью компенсирована валентностью соседних ионов (в мелкодисперсных средах и в частности у коллоидов, как мы уже знаем, валентность поверхностных оголенных ионов остается некомпенсированной, а энергия их *свободной*). Устранение отмеченного несоответствия, возникающего в процессе самого осадконакопления, достигается путем перекристаллизации осадка, когда его молекулы, ионы и атомы приобретают закономерное пространственное расположение, а свободные электрические заряды оголенных ионов компенсируются соседними ионами; в результате вся система приобретает более устойчивое состояние.

Из сказанного видно, что развитие диагенетических явлений является прямым и обязательным результатом самого процесса осадконакопления; последний, т. е. процесс накопления осадка сам заключает в себе элементы, приводящие к неизбежной последующей переработке накопившегося осадка; основные причины явлений стадии формирования осадочной породы кроются, следовательно, в процессе осадконакопления, тогда как внешние, добавочные

силы — давление, температура, биохимическая энергия и пр., — равно как фактор времени, лишь способствуют их замедлению или ускорению, обусловливая ту или иную их эффективность, но не меняя их общего направления, предопределяемого еще в процессе накопления осадка. *Диагенетическое преобразование осадка является*, следовательно, *неизбежным этапом исторического развития процесса осадконакопления.*

Теперь мы можем дать более точное и более полное определение стадии формирования осадочной породы, которое можно формулировать следующим образом:

Стадия формирования осадочной породы (раннего диагенеза или сингенеза) характеризуется взаимодействием составных частей осадка между собою и с окружающей их средой, стремящимся к установлению между ними равновесия.

Разумеется, что эффективность процессов раннего диагенеза может быть весьма различной, что зависит от целого ряда причин: от степени устойчивости и степени разнородности материала, составляющего осадок, от характера той среды, в которой он накопился (солевой состав воды, состав атмосферы и т. д.), от крупности частиц, составляющих осадок, и т. д. Если накапливающийся осадок изначально представляет собою достаточно уравновешенную, устойчивую систему, то всякие последующие процессы получат в нем ничтожное развитие, и наоборот.

В свете сказанного «свежесть» синей кембрийской глины Ленинградской области, вызывавшая до сих пор недоумение, становится вполне понятной: петрографические исследования показывают, что ее химико-минералогический состав приближается к составу гранита: она слагается из мельчайших, но достаточно свежих частиц полевых шпатов, слюды и кварца. Эти минералы, существующие бок-о-бок в изверженных породах, продолжают свое совместное нахождение и в синей глине, не вступая между собою в химическое взаимодействие; следовательно, субстрат, давший начало кембрийской глине, изначально представлял собою устойчивую систему, что и послужило причиной ее исключительно хорошей сохранности на протяжении многих геологических эпох. В этом заключается ее основная отличительная особенность от многих других осадочных образований, которые, представляя собою в момент накопления неустойчивые, внутренне противоречивые системы, очень скоро подвергаются глубокому перерождению.

Рассмотрим теперь кратко сущность процессов, совершающихся в стадию формирования осадочных пород, разбив их на две группы: а) явления, связанные с взаимодействием составных частей осадка между собою, и б) явления, связанные с взаимодействием осадка с окружающей его средой.

2. Диагенетические явления, связанные с взаимодействием составных частей осадка между собой

Эта группа явлений в основном сводится к: а) перекристаллизации осадка, б) старению коллоидов, в) образованию конкреций, е) возникновению более устойчивых минеральных модификаций за

счет менее устойчивых и д) химическому взаимодействию составных частей осадка между собою.

Перекристаллизация осадка, как уже говорилось (см. стр. 193), вызывается беспорядочной пространственной ориентировкой составных частей осадка; она протекает тем энергичнее, чем мельче составные части осадка и чем больше, следовательно, свободной поверхностной энергии приносят с собой в осадок оголенные периферийные ионы. Однообразие химико-минералогического состава частиц, слагающих осадок, по понятным причинам способствует перекристаллизации; повышенная их растворимость, а следовательно, и подвижность, также облегчает этот процесс. Поэтому такие мономинеральные породы, как известняки, доломиты, гипсы, каменная соль и пр., могут подвергнуться в процессе раннего диагенеза особенно глубокой перекристаллизации.

Наблюдения над перекристаллизацией самых разнообразных пород показывают, что перекристаллизация вещества разного химического состава протекает с весьма различной интенсивностью, вследствие чего одни составные части осадков приобретают кристаллическую структуру раньше, нежели другие. На основании данных В. Линдгрена, У. Грубенмана и П. Ниггли можно установить, что *в первую очередь перекристаллизации подвергаются минералы с большим удельным весом и малым молекулярным объемом*; легкие минералы с значительным молекулярным объемом могут наиболее долго удерживать аморфную структуру, приобретенную ими в зоне осадкообразования; в отдельных случаях из этого общего правила могут быть отдельные исключения, связанные, например, с разновременным привносом вещества в осадок, что нарушает нормальную последовательность кристаллизации составных частей осадка.

Если мы расположим наиболее часто встречающиеся осадочные минералы в порядке их удельного веса, как это сделано в табл. 72,

Таблица 72

Удельные веса главнейших минералов осадочных пород

Минерал	Уд. вес	Минерал	Уд. вес
Магнетит	5,17	Магнезит	3,06
Пирит	5,03	Ангидрит	2,94
Марказит	4,88	Арагонит	2,94
Барит	4,48	Доломит	2,82
Гётит	4,28	Кальцит	2,71
Целестин	3,96	Кварц	2,66
Сидерит	3,86	Халцедон	2,62
Лимонит	3,80	Каолинит	2,62
Апатит	3,20	Ортоклаз	2,56
Флюорит	3,15	Микроклин	2,56

Примечание. Интенсивность и способность к перекристаллизации в общем снижается от магнетита к микроклину.

то многие явления, связанные с перекристаллизацией осадочных образований, становятся понятными.

Действительно, наиболее тяжелые минералы (пирит, марказит, барит, гетит, целестин, сидерит, лимонит, апатит, флюорит) почти всегда встречаются среди осадочных пород либо в виде вторичных изолированных кристаллов, либо в виде явно кристаллических или скрыто кристаллических конкреций, возникших за счет местной концентрации и перекристаллизации соответствующего тонко рассеянного материала.

Более тяжелое вещество доломитовых осадков (уд. вес доломита 2,82) почти всегда бывает перекристаллизовано полнее, нежели более легкого вещества известковых пород (уд. вес кальцита — 2,71). Легкий каолинит (уд. вес 2,62) очень медленно подвергается перекристаллизации, с чем и связано редкое нахождение среди осадочных пород его кристаллических разностей. Полевые шпаты — ортоклаз и микроклин (уд. вес 2,56) кристаллизуются еще более замедленными темпами, чем объясняется очень редкое присутствие их вторичных кристаллов среди древних осадков и т. д.

Подмеченная связь между удельным весом и молекулярным объемом вещества и способностью последнего к перекристаллизации выявляет лишь самые общие, но весьма интересные и важные закономерности в этой области. Дальнейшее внимательное изучение древних осадков, затронутых в разной степени явлениями перекристаллизации, равно как будущие экспериментальные исследования, помогут лучше и полнее осветить сейчас во многом еще неясные процессы перехода рыхлых осадков в кристаллическое состояние.

Во всяком случае, уже сейчас несомненно, что *перекристаллизация увеличивает объем частиц, слагающих осадок, уменьшает запас их поверхностной энергии и, следовательно, сообщает всей системе более устойчивый физико-химический характер.*

Старение коллоидов, изначально заключенных в осадке, является частным случаем перекристаллизации. Стремление коллоидов перейти из аморфного в кристаллическое состояние также приводит к уменьшению удельной поверхности вещества и, следовательно, к уменьшению поверхностной энергии. Перекристаллизация коллоидов может вызвать появление в осадочном образовании целого ряда промежуточных форм от типичных гелей, через метаколлоиды до полнокристаллических разностей включительно. Старение коллоидов в процессе перехода осадка в осадочную породу сопровождается рядом побочных явлений, описанных выше, как, например, дегидратация и пр. (см. стр. 192).

Образование конкреций по существу также близко стоит к явлениям перекристаллизации, но не проявляется более или менее равномерно во всем осадке, а локализуется лишь в определенных центрах. Можно дать следующее наиболее вероятное толкование роста конкреций и отдельных изолированных кристаллических вкрапленников: всякая кристаллическая частица, являющаяся зародышем, бывает вначале окружена тонким слоем раство-

ра соответствующего вещества, из которого данный зародыш черпает материал для своего дальнейшего роста. Силы кристаллизации извлекают, таким образом, из ближайшего окружающего пространства материал, необходимый для роста зародыша. Согласно принципу Ле-Шателье местный недостаток материала, возникающий вследствие кристаллизационных сил, сейчас же должен компенсироваться путем поступления недостающего вещества из окружающей среды (при помощи диффузии и пр.). Таким образом, зародыши продолжают свой рост, постепенно извлекая вещество из окружающей среды.

Стремление к кристаллизации у многих веществ столь велико, что при этом нередко проделывается очень значительная работа; известно, что кристалл, погруженный в насыщенный раствор, может продолжать свой рост, поднимая значительный положенный на него груз; поэтому вещество с большой силой кристаллизации способно отодвигать прилегающие к нему частицы осадка и тем самым освобождать место для дальнейшего своего роста и образования нормальных плоскостей ограничения. Этим объясняется исключительная чистота некоторых конкреционных выделений, находимых среди осадочных пород.

Если в осадке одновременно присутствует много зародышей (много центров кристаллизации), то в первую очередь будут расти те зародыши, для роста которых требуется наименьшая затрата энергии (опыты Беккера, Дэй и Табера); поэтому зародыши, расположенные на стенках пустот, трещинок и других свободных пространств, являются наиболее благоприятным местом кристаллизации, что вполне соответствует частому нахождению различных кристаллических выделений именно в указанных пунктах.

Если поступление вещества к центру кристаллизации совершается очень быстро, а рост кристаллов протекает энергично, то кристаллы могут захватить внутрь себя окружающие их составные части осадка, что способствует, между прочим, консервации многих наиболее деликатных частей организмов и пр.

Описанным способом в стадию формирования осадочной породы могут возникнуть конкреции и изолированные кристаллические вкрапленники пирита, марказита, барита, целестина, кальцита, халцедона, кварца и других минералов.

Возникновение более устойчивых минеральных модификаций за счет менее устойчивых, надо думать, совершается в стадию формирования осадочных пород довольно часто. В зоне осадкообразования, в условиях избытка экзогенной энергии, сплошь и рядом возникают малоустойчивые модификации минералов, обладающие тем или иным запасом энергии. Погребаясь в осадке, они отдают свою избыточную энергию окружающей среде и переходят в более устойчивые и уравновешенные модификации. Таков, например, частый переход арагонита в кальцит, опала в халцедон, а этого последнего в кварц, марказита в пирит и т. д.

Химическое взаимодействие составных частей осадка между собою, повидимому, является

одним из самых эффективных процессов стадии формирования осадочной породы. Здесь могут иметь место весьма многочисленные и разнообразные реакции, предусмотреть которые все не предоставляется возможным; они определяются химическими свойствами составных частей каждого осадка. Судя по характеру древних отложений, можно думать, что процессы восстановления играют при этом весьма существенную роль, особенно в осадках морского типа.

Попадающее в осадок органическое вещество, приходящее в соприкосновение с окисленными минералами, неминуемо должно вызвать их полное или частичное восстановление (в зависимости от количества органического вещества). Так как при этом само вещество окисляется до CO_2, то в осадке появляется новый газообразный реагент, в свою очередь воздействующий на осадок (перевод карбонатов в бикарбонаты и пр.). Таким путем, например, бурые окислы железа могут быть переведены в сидерит; протекающие при этом реакции можно представлять себе в следующем виде:

1. $\underset{\text{бурый железняк}}{2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O} + C = 4FeO + CO_2 + 3H_2O.$
2. $FeO + CO_2 = \underset{\text{сидерит}}{FeCO_3}.$

К этому же типу явлений многие исследователи причисляют взаимодействие внутри осадка гипса и битуминозного органического вещества с последующим образованием самородной серы:

1. $\underset{\text{гипс}}{CaSO_4 \cdot 2H_2O} + 2C = CaS + 2H_2O + 2CO_2.$
2. $CaS + CO_2 + H_2O = H_2S + \underset{\text{кальцит}}{CaCO_3}.$
3. $H_2S + O = S + H_2O.$

Считают, что приведенные реакции протекают в осадке столь медленно, что процесс образования самородной серы за счет гипса и битумов, начинаясь в стадию раннего диагенеза, еще продолжается по выходе осадочной породы на земную поверхность.

Взаимодействие между составными частями осадка может иметь место и в галогенных толщах, как, например:

$$\underset{\text{сильвин}}{KCl} + \underset{\text{бишофит}}{MgCl_2 \cdot 6H_2O} = \underset{\text{карналлит}}{KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O},$$

и т. д.

3. Диагенетические явления, связанные с взаимодействием осадка с окружающей его средой

Сюда относятся следующие явления: а) растворение и удаление неустойчивых составных частей осадка и извлечение растворимых солей, б) осаждение из окружающей среды минеральных новообразований, в) химическое взаимодействие осадка с окружающей средой, г) дегидратация или гидратация, д) цементация осадка.

Растворение и удаление неустойчивых составных частей осадка и извлечение растворимых солей по всем имеющимся данным играет в стадию формирования породы исключительно важную роль. Выше уже указывалось, что для того, чтобы то или иное минеральное соединение вошло в состав осадочной породы, оно должно не только образоваться, достигнуть дна бассейна, но и *сохраниться в осадке* во время формирования из него осадочной породы. Если физико-химическая обстановка не благоприятна для сохранения того или иного компонента в осадке, то он удаляется из осадка путем растворения и выщелачивания. Ясно, что при разной геохимической обстановке одно и то же минеральное образование может быть то устойчивым, то неустойчивым. Так, например, карбонат кальция *вполне устойчив в слабощелочной* среде, при отсутствии избытка CO_2 и H_2S; но тот же $CaCO_3$ легко удаляется из осадка и является неустойчивым, если среда насыщена углекислым газом или сероводородом (переход карбоната в легко растворимый бикарбонат или сульфид кальция). Поэтому в определенных фациях известковые раковины, если даже они попадут в осадок, не могут в нем сохраниться и будут выщелочены; этим, очевидно, объясняется отсутствие остатков известковых организмов в серых келловейских глинах Подмосковного бассейна; серый цвет этих пород, наряду с отсутствием в них карбонатных раковин, указывает, что органическое вещество энергично окислялось на дне келловейского моря; возникавший углекислый газ насыщал собою окружающую среду, которая переводила в раствор и извлекала из осадка $CaCO_3$.

При желании можно было бы подобрать множество подобных примеров, когда среда, в которой находится осадок, бывает не благоприятна для сохранения тех или иных возможных составных частей осадка, *что приводит к их растворению и выщелачиванию.*

Таким образом, в стадию формирования осадочной породы продолжает происходить тот «естественный отбор» минералов, а следовательно, и дифференциация вещества, которые имеют место во время разрушения, переноса и осаждения. Чем медленнее протекает осадконакопление и чем дольше остается осадок в соприкосновении с окружающей средой, тем совершеннее происходит этот *отбор, тем полнее достигается равновесие* между осадком и окружающей его средой.

При обсуждении генезиса тех или иных пород необходимо постоянно помнить о возможности удаления составных частей осадка под воздействием окружающей среды и использовать не только присутствующие, но и *отсутствующие* в осадке минералы для воссоздания той геохимической обстановки, в которой завершалось формирование данной осадочной породы.

Осаждение из окружающей среды минеральных новообразований всегда представляет собою результат установления равновесия между осадком и окружающей его средой. Поскольку мы условились относить к стадии раннего диагенеза или сингенеза все продукты, возникающие в

результате установления равновесия между составными частями осадка и окружающей средой, то, следовательно, всевозможные галитогенные (галогенные, «химические» осадки) должны быть причислены к группе продуктов раннего диагенеза или сингенеза. С этой точки зрения выпадающие в осадок ангидрит, гипс или каменная соль представляют собою ранне-диагенетическое или сингенетическое образование; нетрудно видеть, что в некоторых случаях осадочные породы могут почти нацело состоять из ранне-диагенетических продуктов. Это утверждение на первый взгляд кажется несколько необычным, но оно является неизбежным следствием приведения в порядок и уточнения терминологии в области учения об осадочных породах.

Выпадение вещества из окружающей среды в осадок может иметь место не только в результате простого и, так сказать, прямого установления физико-химического равновесия между средой и осадком, как это происходит, например, при выпадении из концентрированных рассолов хлористого натрия; в ряде случаев этот процесс может быть более сложным и иметь промежуточные стадии.

Предположим, например, что вода какого-либо водоема содержит некоторое количество растворенной сернокислой соли меди; количество ее таково, что она может полностью удерживаться в растворе, причем этому благоприятствует физико-химическая обстановка среды; но в известный момент на дне водоема в осадке начинает развиваться сероводородное брожение; в связи с этим в воде появляется сероводород, который существенным образом меняет физико-химические соотношения; при такой новой обстановке, созданной в основном уже осадком, ионы меди не могут более удерживаться в растворе и должны будут выпасть в осадок. В данном случае мы имеем дело также с установлением равновесия между осадком и окружающей средой, но путем более сложных химических и физико-химических взаимоотношений между ними.

Характер и состав минеральных новообразований, которые могут включаться в состав осадка в результате установления равновесия между ними и окружающей средой, могут быть весьма различны и зависят, главным образом, от солевого состава окружающей среды.

Химическое взаимодействие осадка с окружающей средой также зависит от химического состава как самого осадка, так и окружающей среды. Так, например, в случае наличия в осадке закисных соединений, а в окружающей его среде свободного кислорода, должны протекать реакции окисления до тех пор, пока либо не израсходуется весь кислород, либо не окислится полностью весь осадок; в случае наличия в осадке иона серной кислоты, а в растворе—бария, между ними должно происходить взаимодействие и выпадение в осадок сернокислого бария и т. д.

К этому же типу диагенетических явлений следует отнести возможные процессы ионной сорбции и катионного обмена, могущие протекать в осадке под влиянием окружающей среды (напри-

мер, вытеснение из осадка кальция и замена его калием или натрием, или же просто адсорбирование осадком калия и т. п.).

Дегидратация составных частей осадка (когда формирование породы протекает в менее водной среде, чем это имело место при накоплении осадка) или, наоборот, их гидратация (когда ранний диагенез протекает в более влажной среде, как это может быть при эоловом способе образования осадка), также обусловлены установлением равновесия между осадком и окружающей его средой; избыток влаги при этом передается тому компоненту, который ею менее насыщен.

Цементация осадка, строго говоря, возникает в результате всех перечисленных диагенетических изменений (перекристаллизации, старения коллоидов, химического взаимодействия составных частей осадка между собою и с окружающей средой и т. д.). Чем энергичнее протекали все эти процессы, тем больше шансов на цементацию осадка и наоборот. *Осадки, изначально представляющие собою равновесные устойчивые системы, а потому почти вовсе не испытывающие диагенетических изменений, как уже говорилось, обычно остаются рыхлыми и несцементированными.*

В заключение следует подчеркнуть, что изложенные данные о характере процессов стадии формирования осадочных пород основаны на общих соображениях и на наблюдениях над осадочными породами, прошедшими уже стадию раннего диагенеза. Непосредственные исследования диагенетических явлений, которые, вероятно, станут возможными в будущем, конечно, значительно уточнят и расширят изложенные данные.

БЫТИЕ ОСАДОЧНОЙ ПОРОДЫ (СТАДИЯ ЭПИГЕНЕЗА ИЛИ ПОЗДНЕГО ДИАГЕНЕЗА)

Стадия формирования осадочной породы сменяется в дальнейшем стадией ее бытия в земной коре; во время раннего диагенеза породы уходят из зоны осадкообразования, затем они перекрываются новыми отложениями и включаются уже в состав стратисферы. Здесь пребывают они до тех пор, пока либо не разрушатся под влиянием поверхностных эрозионных сил, либо, опустившись на значительную глубину, не перейдут в состояние метаморфических пород, либо, наконец, не расплавятся под влиянием внутреннего тепла Земли близ магматических очагов и не войдут в состав магмы. Во всех перечисленных трех случаях осадочные породы перестают существовать как таковые и дают соответственно начало новым — осадочным, метаморфическим или магматическим образованиям.

Этап истории осадочной породы, ограниченный, с одной стороны, стадией раннего диагенеза, а с другой — концом ее существования, может быть назван стадией б ы т и я о с а д о ч н о й п о р о д ы, для очень многих осадочных образований он обнимает, следовательно, собою весьма длительные промежутки времени (например, от кембрия до наших дней) и характеризуется совокупностью тех процессов, которые очень часто называются «вторичными». Однако, употребление этого термина всегда сопряжено с целым рядом неудобств, так как, применяя его, необходимо каждый раз указывать, по отношению к какому моменту мы считаем данное выделение вторичным. Известно, что сами осадочные породы являются вторичными по отношению к материнским; следовательно, возникающие в них последующие образования правильнее всего было бы назвать «третичными», «четвертичными» и т. д. Это создало бы путаницу в понимании этих слов в том смысле, как они употребляются сейчас в геологии для хронологической характеристики событий. Поэтому лучше всего совсем отказаться от употребления термина «вторичный», а говорить об явлениях, совершающихся в стадию бытия осадочных пород, после закончившегося их формирования, как об явлениях э п и г е н е т и ч е с к и х или явлениях эпигенеза, а иначе — об явлениях п о з д н е г о (п о с т у м н о г о) д и а г е н е з а.

Эпигенетические процессы, совершающиеся в осадочных толщах, обычно очень сильно переоцениваются. На самых первых страницах этой книги уже отмечалось, что в зоне осадкообразования и в момент формирования осадочной породы достигается значительное сглаживание противоречий внутри осадка, вследствие чего осадочные породы представляют собою системы, в той или иной мере приближающиеся к равновесным. Многие исследователи, однако, считают, что в результате перекристаллизации, а особенно под влиянием циркулирующих подземных вод, характер и минералогический состав осадочных пород часто претерпевает весьма глубокие изменения; осадочные породы, как выражаются сторонники расширительного толкования эпигенеза, перерабатываются при этом «до неузнаваемости».

Взаимодействием осадочных пород с циркулирующими в них водами объясняли, а многие до сих пор продолжают объяснять, возникновение среди осадочных толщ самых разнообразных минеральных скоплений — лимонитовых железных руд, бокситов, доломитов, сидеритов и т. д. При этом всегда применяется одна и та же трафаретная схема, предусматривающая наличие нисходящих или боковых минерализованных растворов, воздействующих на данную породу и в результате полностью изменяющих ее химико-минералогический состав. Подбирая подходящие объекты приложения этой теории, которая, между прочим, получила название метасоматической или гидрохимической, изменяя совершенно произвольно от случая к случаю химический состав гипотетических растворов и начертание возможной химической реакции, по которой протекал процесс, пытались объяснить возникновение множества самых разнообразных минеральных образований, генезис которых не поддавался иному толкованию.

Любопытно, что все подобные построения неизбежно носили совершенно бездоказательный, чисто надуманный характер, так как: а) изначальная порода «изменена до неузнаваемости» и, следовательно, установить, что именно она представляла собою ранее, нет никакой физической возможности, б) минерализованные воды, вызвавшие реакцию, давно перестали существовать и, следовательно, их состав не только не может быть исследован, но и их былого наличия нельзя доказать прямым образом, в) источник материала, откуда заимствовали воды растворимые соли, никогда нельзя было установить с достоверностью, так как направление циркуляции древних, давно иссякнувших минерализованных вод, оставалось совершенно не известным.

Естественно, что при таких обстоятельствах подавляющее большинство гидрохимических построений являлось лишь иллюзией объяснения генезиса того или иного минерального тела, связанного с осадочными толщами, а не действительным научным толкованием.

Мало того, подобный подход к осадочным образованиям является антиисторическим, так как при этом не делается никакой попытки связать происхождение того или иного минерального тела с общей историей окружающих его осадочных пород, а, напротив, все рисуется результатом слепого случая, когда в историю

осадочного образования неожиданно вмешиваются сторонние силы, неизвестно откуда пришедшие и в силу чего возникшие; перспектива времени при этом совершенно утрачивается. Если стать на метасоматическую точку зрения и расширительно толковать воздействие на осадочные породы «вторичных» гидрохимических процессов, то многие минералы осадочных пород теряют неразрывную связь с неорганической жизнью древнего водоема или ископаемого континента и не могут быть, следовательно, использованы для познания прошлого Земли.

Вместе с тем все имеющиеся в нашем распоряжении данные, равно как элементарная логика, заставляют *признать за большинством минералов осадочных пород теснейшую причинную зависимость между их образованием и физико-химическими условиями, господствовавшими именно в тот геологический момент, когда шло накопление заключающей их породы.*

Формулированное только что положение обосновывается законом физико-химической наследственности осадочных пород, предложенным Л. В. Пустоваловым (1933).

Тот факт, что большинство осадочных горных пород заключает в себе большее или меньшее количество сингенетичных минералов, ни с чьей стороны не подвергается сомнению.

Вместе с тем, мы знаем, что сингенетичные выделения образуются лишь при наличии строго определенных физико-химических факторов; их дальнейшее существование возможно лишь в условиях той же самой физико-химической обстановки, при которой они возникли, или весьма близких к ним. В противном случае сингенетичные минералы сделались бы неустойчивыми и перестали существовать.

Отсюда становится совершенно ясным, что *во всякой осадочной горной породе, заключающей в себе сингенетичные минералы, продолжают господствовать физико-химические, а следовательно, и геохимические условия, царствовавшие в момент формирования осадочной породы, или же, вернее, условия, весьма близкие к таковым.* Это и есть закон физико-химической наследственности.

Закон физико-химической наследственности имеет ограниченный срок действия и относится лишь к стадии бытия осадочных пород в стратисфере. При глубоких изменениях их в зоне метаморфизма этот закон теряет свое значение. Но пока осадочные породы заключают в себе сингенетичные выделения, они наследуют и удерживают в себе физико-химические особенности той среды, где протекало их образование; одновременно они сохраняют в себе и другие особенности, возникшие в древних осадках в результате специфических условий их накопления и особенно формирования. Это и дает возможность рассматривать осадочные образования как памятники геологического прошлого, как своеобразную летопись Земли, используя их для реконструкции минувшей геологической истории нашей планеты.

Когда же ископаемый осадок в силу тех или иных причин попадает в резко иную физико-химическую обстановку, условия рав-

овесия, необходимые для существования сингенетичных выделений, нарушаются и последние перестают существовать; при этом орода испытывает на себе энергичное воздействие тех или иных акторов эпигенеза.

В качестве неминуемого следствия закона физико-химической аследственности вытекает *известная ограниченность в нахождении эпигенетических минералов среди* осадочных пород, заключающих в себе сингенетичные выделения. В каждой данной осадочной породе могут приутствовать лишь такие эпигенетические минеральные образования, которые могут образоваться при физико-химических условиях, осподствующих в самой породе, а следовательно, при условиях, овольно близких к условиям образования самой осадочной породы. Эпигенетичные минералы, требующие для своего образования *наличия резко иных физико-химических факторов*, чем те, при которых сформировалась осадочная порода, не могут играть в древнем садке, содержащем сингенетичные минералы, сколько-нибудь значительной роли.

Закон физико-химической наследственности и вытекающие из его следствия, к сожалению, далеко недостаточно учитываются ри практической работе в области осадочных пород. Вместе с тем, го применение значительно облегчает работу петрографа-осадочника и избавляет его от необходимости привлекать на помощь гипотетические обменные реакции между толщами, деятельность циркулирующих растворов и пр., что обычно приводит лишь к значительному усложнению наших представлений о генезисе минеральных ел и полезных ископаемых, связанных с древними осадками, но е дает при этом бесспорного его толкования.

Этим мы вовсе не имеем в виду сказать, что эпигенетические процессы вовсе не протекают в осадочных толщах; они, конечно, имеют есто, но деятельность их *значительно более ограничена и результаты* их несравненно меньше, чем это представляется некоторым *следователям*.

Прежде чем перейти к рассмотрению отдельных эпигенетических явлений, дадим их общую характеристику, которую можно ормулировать таким образом:

Стадия эпигенеза (позднего диагенеза) осадочных пород характеризуется совокупностью явлений, представляющих собою дальнейшее заимодействие составных частей осадочной породы между собою если таковое не закончилось в предыдущую стадию раннего диагеза) и взаимодействие осадочной породы с той новой окружающей редой, в которой она находится; при этом осуществляется стремление к установлению физико-химического равновесия как внутри садочной породы, так и между нею и окружающей ее средой.

Нетрудно видеть, что эпигенетические процессы являются рямым продолжением и дальнейшим развитием процессов раннего иагенеза и имеют с ними много общего. Существенная разница ключается лишь в том, что во время формирования осадочной ороды процессы направлены в сторону установления равновесия садка с той средой, в которой он накопился, тогда как процессы

эпигенеза — с той средой, в которой пребывает порода после своего окончательного образования.

В стадию эпигенеза, как было только что указано, могут продолжаться многие процессы, начавшиеся в стадию раннего диагенеза, а именно:

а) перекристаллизация;

б) старение коллоидов;

в) рост конкреций и изолированных кристаллических вкраплеников;

г) возникновение более устойчивых минеральных модификаций за счет менее устойчивых;

д) химическое взаимодействие составных частей породы между собою;

е) дигидратация (или гидратация);

ж) цементация.

Все эти явления были уже разобраны при освещении предыдущей стадии формирования осадочной породы (см. стр. 387); первопричина их, как уже отмечалось, заложена в самих явлениях осадконакопления; все они стремятся устранить те противоречия, которые возникают в процессе осадкообразования; поэтому, между прочим, по характеру свежего осадка представляется возможным заранее предугадать, какие именно диагенетические и эпигенетические процессы должны получить развитие в данном осадочном образовании. Так, например, совместное осаждение гипса и битумов неминуемо предопределяет собою последующие процессы восстановления гипса и образования самородной серы; одновременное вхождение в состав породы сульфата кальция и доломита неизбежно приводит в будущем к образованию вторичного кальцита по уравнению:

$$CaSO_4 \cdot 2H_2O + CaMg(CO_3)_2 = 2CaCO_3 + MgSO_4 + 2H_2O.$$

Сульфат магния, как весьма растворимое соединение, при этом вовсе вымывается из осадочной породы и уходит за ее пределы; тонко рассеянный в породе сульфат бария или стронция вследствие кристаллизационных сил должен сконцентрироваться в виде более или менее крупных кристаллов преимущественно в свободных пространствах (кавернах, трещинках), где рост кристаллов не затруднен окружающим веществом. В случае вхождения в состав породы значительного количества коллоидного вещества в ней неминуемо должна возникнуть в последующем повышенная пористость и кавернозность, так как старение и перекристаллизация коллоидов сопровождаются значительным сокращением их объема, и т. д., и т. п.

Мы видим, таким образом, что эпигенетические явления, совершающиеся в осадочных породах, значительно более закономерны, а не «случайны», как это до сих пор представляется некоторым исследователям.

Помимо перечисленных процессов позднего диагенеза, прямым образом связанных с свойствами самой осадочной породы и с химическим составом ее составных частей, в стадию эпигенеза осадочные образования могут претерпевать изменения также под влиянием окружающей среды. Сюда относятся:

з) Возникновение минеральных новообразований в зонах геохимических противоречий. Всякая осадочная порода, как мы уже знаем, представляет собою продукт установления равновесия с той средой, где она формировалась. Если формирование породы протекало в восстановительной обстановке, то в ее состав входят закисные минералы (органическое вещество, пирит, сидерит, марказит и пр.); если порода создавалась в среде с высоким потенциалом окисления, то она заключает в себе комплекс окисленных минералов (окислы железа, марганца и т. д.); морским осадочным породам в основном свойственен закисный характер, субаэральным — окисный.

В результате последующих перемещений осадочные породы могут оказаться в соприкосновении со средой, геохимические свойства которой резко противоречивы геохимическому характеру самой породы; так, например, морские осадочные образования, несущие закисный комплекс минеральных соединений, могут оказаться в соприкосновении с атмосферой, обладающей окислительными свойствами, или окисленный субаэральный осадок может быть погружен в восстановительную морскую среду и т. д. Резкое противоречие между геохимическими свойствами осадочной породы, с одной стороны, и окружающей ее среды, с другой, — дают мощный толчок к развитию в породе эпигенетических процессов («противоречие ведет вперед»), в результате чего в породе может возникнуть новый комплекс минералов, который и запечатлеет собою воздействие той среды, с которой она пришла в соприкосновение.

Ту узкую зону, в которой протекают подобного рода явления, Л. В. Пустовалов (1933) назвал зоной геохимического противоречия,[1] различая соответственно морскую и континентальную зоны геохимического противоречия (в зависимости от того, является ли среда, воздействующая на осадочную породу, морской или континентальной). Из этого определения следует, что, например, поверхность естественных обнажений и вообще естественные выходы морских закисных пород, где они соприкасаются с атмосферой, являются зоной континентального геохимического противоречия.

Наблюдения показывают, что явления зоны геохимического противоречия не проникают обычно далеко вглубь осадочных пород и ограничиваются лишь их самой верхней частью (обычно 3—5 *м*).

Естественно, что продукты зоны геохимического противоречия возникают не только в данный геологический момент, но могут встречаться и в ископаемом виде; в этом случае следует говорить про древнюю зону геохимического противоречия, а ее минеральные новообразования следует пытаться использовать для выяснения характера той среды, с которой некогда соприкасалась данная осадочная порода.

и) Воздействие на осадочные породы жидкостей и газов, циркулирующих в страти-

[1] А. Е. Ферсман (1922) те же самые зоны называет зоной гипергенеза.

сфере. Выше уже достаточно подробно говорилось об этих явлениях, причем указывалось, что многие авторы склонны сильно и без достаточных оснований преувеличивать их значение, особенно значение циркулирующих вод. Однако, отрицать полностью влияние подземных жидкостей и газов на развитие в осадочных породах эпигенетических процессов было бы также неверно.

Газы и воды, как известно, постоянно проникают в толщу осадочных пород по всевозможным пустотам, трещинкам, порам и т. д. Однако, попадая в систему полостей, пронизывающих древние осадки, воды и газы либо вовсе лишаются своей подвижности и застаиваются здесь, либо передвигаются обычно крайне медленно. Как в том, так и в другом случае они подвергаются воздействию той среды, в которую они включены и оказываются, если можно так выразиться, полностью во власти окружающих осадочных пород; так, например, вода, содержащая кислород, проникнув в толщу углистых или битуминозных пород, очень быстро лишается здесь кислорода, а потому становится химически совершенно инертной; никакие эффективные процессы окисления под влиянием циркулирующих вод невозможны, например, в угольной или битуминозной толще до тех пор, пока существует сам угольный пласт или битуминозная порода, так как они своей огромной массой будут предохранять и защищать включенные в них закисные минералы от окисления.

По тем же самым причинам в щелочной карбонатной толще не могут циркулировать кислые растворы, так как они немедленно будут нейтрализованы, приобретут щелочную реакцию, свойственную окружающим породам и, следовательно, опять-таки станут химически инертными; в толще резко окисленных марганцовых осадочных руд невозможно движение закисных растворов и т. д.

Следовательно, *как правило, в природе наблюдается гармоничное сочетание геохимических свойств циркулирующих среди осадочных пород вод и газов, с одной стороны, и самих осадочных пород, с другой.* Здесь обычно нет тех противоречий, которые могли бы привести к широкому развитию эпигенетических процессов и к созданию внутри осадочной породы какого-то совершенно нового минерального комплекса.

Деятельность вод сводится поэтому в подавляющем большинстве случаев к чисто местному, внутрипластовому перемещению составных частей осадка, без резкого изменения их химического состава; она же облегчает перекристаллизацию породы, перемещение вещества к кристаллическим зародышам. Но все это не меняет основной химико-минералогической характеристики осадочной породы и приводит лишь к молекулярной перегруппировке его составных частей.

В ряде случаев те же воды могут вынести те или иные компоненты осадочной породы за ее пределы; это особенно относится к легко растворимым веществам и некоторым легко пептизирующимся коллоидам (о пептизации см. выше, стр. 191). Они могут быть либо вовсе удалены из осадочной толщи, либо достигнуть нижележащего слоя и при подходящих условиях вступить с ним

в химическое взаимодействие. Поэтому на границе двух осадочных пород, по плоскости их соприкосновения, могут образовываться различные эпигенетические выделения, являющиеся результатом взаимодействия выше- и нижележащих осадочных пород. Как правило, такие явления имеют чисто местное, ограниченное значение и не приводят к значительным результатам. А. Е. Ферсман (1922) называет их катагенетическими, само же взаимодействие двух соприкасающихся осадочных пород — к а т а г е н е з о м. Таково, например, проникновение коллоидальной окиси железа из моренных отложений окрестностей г. Москвы к поверхности каменноугольных известняков, что вызывает их обычно очень слабое ожелезнение в самой верхней части.

Все, что говорилось выше, относится к эпигенетической деятельности застойных и слабо подвижных вод и газов. Существенно по иному ведут себя *быстро циркулирующие растворы*. Многочисленные наблюдения (В. Эммонс, 1925, У. Твенхофел, 1932, Л. Пустовалов, 1933 и др.) совершенно согласно показывают, что такие быстро текущие подземные потоки производят лишь *растворяющее* действие, но не вступают в химическое взаимодействие с окружающими породами; они могут, следовательно, увеличить размер каверн, там или здесь промыть себе в осадочных породах более или менее широкие русла, разрушив их, но они не в состоянии вызвать их р е г и о н а л ь н о е химическое изменение. Следовательно, этот тип вод почти вовсе не участвует в создании эпигенетических выделений, а может лишь в той или иной мере разрушать осадочные породы.

Наконец, следует отметить еще одно интересное обстоятельство. Нередко считается, что наличие в осадочной породе каверн и видимых на-глаз пор облегчает циркуляцию в ней растворов и тем самым способствует гидрохимическому (метасоматическому) ее изменению. Так, например, в отношении многих доломитов чуть ли не единственным доводом в пользу их эпигенетического происхождения приводится их повышенная макропористость. Вместе с тем, экспериментальные исследования метасоматических явлений, выполненные Г. В. Бэйном (1937), показали, что гидрохимическое замещение пород протекает заметным образом при наличии в породе лишь исключительно мелких пор, размер которых измеряется не сколькими десятками ангстрем (Å); разумеется, что и при этом требовался подбор соответствующих реактивов необходимой концентрации; в широких же порах растворы свободно циркулировали, не вызывая значительного метасоматического изменения породы. Это служит лишним доказательством того, что воды, быстро перемещающиеся внутри осадочных пород, не участвуют заметным образом в создании эпигенетических минеральных новообразований.

Следует, наконец, указать на возможные эпигенетические изменения осадочных пород под влиянием перемещающейся сквозь них нефти; при своей миграции по толщам, несущим окисленный комплекс минералов, нефть вызывает явления восстановления и ведет к образованию соединений закисного характера, которые как бы

фиксируют путь миграции битумов; при этом красные и бурые породы вследствие восстановления приобретают зеленоватую или вообще светлую окраску, и т. д. Однако, подобные эпигенетические процессы носят местный характер и ограничиваются районами нефтяных месторождений.

Из всего сказанного можно притти к заключению, что стадия эпигенеза, хотя и накладывает свой отпечаток на осадочную породу, но, как правило, за исключением совершенно особых и довольно редких случаев, не изменяет ее «до неузнаваемости». Осадочное образование, пока оно существует в виде осадочной породы, постоянно сохраняет в себе все наиболее характерные черты, приобретенные им за время своего накопления и формирования.

Мы проследили основные черты истории осадочных пород от момента их зарождения до их естественного конца, т. е. до момента перехода их в иные минеральные образования.

Эта история слагается из ряда последовательных и преемственных этапов. Она, как мы видели, начинается р а з р у ш е н и е м материнских пород, когда составные части будущего осадка отрываются от них, приобретают раздробленное, дисперсное состояние и начинают свою миграцию, свое блуждание по земной поверхности. В стадию п е р е н о с а составные части осадка находятся в пути к месту своего погребения; попутно, под влиянием воздействующей на них среды, они испытывают целый ряд механических и химических изменений; так происходит отбор минералов по признаку их механической и химической устойчивости; в это же время минеральные и биогенные силы работают над созданием м о т о г е н н ы х новообразований, которые далее ведут себя как обломочные продукты.

Когда ослабевает транспортирующая сила воздушных или водных потоков, влекущих минеральные частицы, последние испытывают осаждение, в результате чего происходит н а к о п л е н и е о с а д к а. В это время нет еще осадочной породы, но ее главнейшие составные части уже прибыли на место своего геологического погребения. В процессе осаждения осуществляется то очень грубая, то очень тонкая и деликатная рассортировка, д и ф ф е р е н ц и а ц и я вещества по его механическим и химическим признакам, что приводит к возникновению исключительного разнообразия будущих осадочных пород. Не как-либо хаотически и беспорядочно, а в строгой последовательности располагаются минеральные скопления в пространстве, подчиняясь законам той же поверхностной дифференциации и образуя ряд последовательных, закономерно сменяющих друг друга поясов разного механического и химического состава.

Пришедшие из разных мест и образовавшиеся в разных термодинамических условиях, разнородные составные части свежего, рыхлого осадка начинают взаимодействовать между собою и реагировать с окружающей их средой, стремясь достигнуть состояния устойчивого равновесия; при этом одни, наименее устойчивые составные части осадка, уходят из него в окружающую среду,

другие поступают из последней в осадок; все вещество стремится приобрести наиболее компактный вид, уменьшить свой объем и расположить свои молекулы, ионы, атомы по законам кристаллографической симметрии, устранив тем самым беспорядочное расположение частиц; так в стремлении к физико-химическому равновесию формируется из осадка осадочная порода; последняя получает в стадию раннего диагенеза то геологическое оформление, которое отличает рыхлое минеральное скопление от вполне оформившейся породы земной коры.

Медленно и долго могут протекать реакции между составными частями осадка; уже в виде горной породы выходит осадок на поверхность Земли в то время, когда внутри него все еще не установилось подчас полного равновесия и его составные части еще продолжают взаимодействовать друг с другом. Но здесь вплетаются в историю осадочной породы новые элементы, присущие той новой среде, в которую он попал в результате своих перемещений. И вещество осадочной породы, помимо стремления к устранению внутренних противоречий, начинает вырабатывать равновесие с новой окружающей средой. Это есть последняя стадия эпигенеза.

Так в непрерывном движении и изменении возникает в конце концов осадочная порода в том виде, как мы застаем ее в современный геологический момент: она представляет собою продукт чувствительного приспособления к той разнообразной среде, через которую прошли ее отдельные составные части и вся она в целом.

Каждый этап, каждый отдельный момент в истории осадочной породы так или иначе запечатлевается в ней. Она приобретает и удерживает в себе черты и особенности, по которым геологи и петрографы-осадочники воссоздают прошлое Земли.

Геолог это делает на основе макроскопического и полевого изучения пород; петрограф же осадочник, вооруженный микроскопом и другими вспомогательными орудиями точного наблюдения, отсутствующими в арсенале геолога, должен уметь учитывать всевозможные особенности древних осадков с значительно большей полнотой, чем это в состоянии сделать геолог; поэтому его воссоздание прошлого Земли, опирающееся, однако, на хронологические и стратиграфические исследования геолога, должно быть значительно полнее и совершеннее.

Петрограф-осадочник должен уметь не только видеть прошлое, но как бы и осязать его по тем геологическим документам, которые представляют собою осадочные горные породы.

Свои знания прошлого Земли он должен уметь поставить на службу современных практических запросов жизни, направляя разведчика-поисковика в ту сторону, где он, исходя из истории осадкообразования в тот или иной геологический момент, будет иметь наибольшие шансы найти интересующие его полезные ископаемые осадочного происхождения.

ГЛАВА XII

СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПРОБЛЕМЫ

1. Общие замечания

Общие сведения о химическом и минералогическом составе осадочных пород были уже даны выше (стр. 28—33).

В настоящей главе мы должны рассмотреть отдельные составные части осадочных пород, выделяемые не по их вещественному составу, а по генетическому признаку [1]. В соответствии с этим среди осадочных пород можно различать следующие их составные части:

1. Космические (космогенные).
2. Вулканические (вулканогенные).
3. Обломочные (кластические, кластогенные, терригеновые, реликтовые).
4. Мотогенные (в том числе органические остатки).
5. Сингенетичные (сингенетические).
6. Эпигенетичные (эпигенетические).

Каждая из перечисленных групп составных частей древних осадков несет в себе признаки тех геологических особенностей, которые имели место в разных участках зоны осадкообразования в момент накопления осадка и формирования осадочной породы; это дает возможность, выявляя специфические черты тех или иных составных частей осадочных пород, судить о характере различных явлений, синхроничных данной осадочной породе. Действительно, исследование вулканогенной части пород дает представление о характере вулканических явлений, совершавшихся в момент накопления осадка; изучение обломочных минералов освещает петрографический состав разрушавшихся коренных пород и, следовательно, особенности строения древней суши; мотогенные выделения проливают свет на физико-химические особенности транспортирующей среды и характер древней фауны и флоры; о силе транспортирующей среды и дальности переноса можно судить также по

[1] Более подробные сведения об оптических, структурных и других свойствах породообразующих минералов, необходимые для их определения, следует искать в справочниках и определителях; из их числа наибольшего внимания заслуживает практическое руководство Г. Б. Мильнера: «Петрография осадочных пород», 1934.

форме и сохранности реликтовых минералов и органических остатков; сингенетичные образования отражают физико-химические условия формирования осадочной породы; наконец, эпигенетические минералы говорят о той обстановке, в которой пребывала осадочная порода после своего образования.

Помимо этих вопросов, имеющих непосредственное отношение к восстановлению палеогеографических соотношений, изучение некоторых составных частей осадочных пород имеет и прикладное значение; так, например, глубокое исследование реликтовых минералов может быть использовано для целей корреляции, изучение комплекса сингенетичных выделений указывает на возможность обнаружения тех или иных полезных ископаемых и т. д.

Освещение составных частей осадочных пород и связанных с ними главнейших из перечисленных проблем и составляет задачу дальнейшего изложения.

2. Космический материал

Вещество внеземного происхождения не играет в строении осадочных пород заметной роли; поэтому его участие в процессах осадконакопления имеет чисто научный интерес.

Существуют подсчеты, согласно которым масса Земли ежегодно увеличивается на 5—7 тыс. *т* за счет поступления метеоритов; значительная часть космического материала представлена так называемой космической пылью, т. е. мельчайшими метеоритными тельцами. Последние более или менее равномерно распределяются по всей поверхности Земли; но в наших широтах падение их незаметно, так как они смешиваются здесь с огромным количеством атмосферной пыли. В полярных же странах, куда пыль с континентов достигает в ничтожном количестве, падение космической пыли, рельефно выступающей на белом снеговом фоне, отмечается многими полярными исследователями; она получила здесь даже специальное название — к р и о к о н и т а (Нарденшильд, 1890).

Рис. 90. Черные магнитные шарики космического происхождения. (По Л. Коллэ, 1908).

Установлено, что если бы весь космический материал, падающий на Землю, распределялся совершенно равномерно по дну морей и океанов, то он мог бы на протяжении 50 млн. лет образовать осадок мощностью 0,3 *мм*, что соответствует ежегодному увеличению мощности этих отложений лишь на 0,000 000 006 *мм*. Естественно, что при таких условиях количественная роль космического материала в построении осадочных пород и современных *осадков является совершенно ничтожной*.

И действительно, даже в чрезвычайно медленно накапливающихся глубоководных океанических отложениях содержание метеоритного материала весьма не велико. Так, в одной кварте [1] красной абиссальной глины в среднем находят лишь 20—30 черных и 5—6 бурых метеоритных шариков; в таком же количестве глоботрипового ила редко обнаруживается присутствие 1—2 метеоритных шариков, что зависит от большей скорости его накопления.

[1] *1 кварта = 1,136 л.*

По своему характеру космические шарики подразделяются на два вида:

а) черные магнитные шарики, диаметр которых редко превышает 0,2 *мм*, сверху состоят из магнетита, а внутри из самородного железа или железного сплава. Иногда указанное внутреннее ядро отсутствует и тогда поверхность таких шариков является очень гладкой (рис. 90);

Рис. 91. Бурый шарик космического происхождения (по Л. Коллэ, 1908).

б) бурые шарики сходны с хондровым [1] веществом метеоритов и содержат в своем составе кремний; цвет их колеблется от желтоватого до бурого; блеск металлический; поверхность исчерченная, а не такая гладкая, как у черных шариков; размер в среднем 0,5 *мм*, т. е. несколько больше, чем у магнитных шариков (см. рис. 91).

Для того, чтобы космический материал мог сохраниться в ископаемых осадках, он должен войти в состав осадка, обладающего резко восстановительными свойствами, которые должны предохранить его от окисления.

В осадочных породах присутствие древнего космического материала с достоверностью не установлено. Предполагают, что частицы так называемого «муассонита», присутствующие в породах южной части среднего континента США, имеют метеоритное происхождение (У. Х. Твенхофел, 1932).

3. Вулканический материал

Характер вулканического материала, его состав, структурные особенности, условия залегания, геологическое распространение и пр. дается в главе, посвященной пирокластическим осадочным породам (см. часть II).

В палеографическом отношении этот материал служит указанием на характер и интенсивность древних вулканических извержений и на территориальное распределение ископаемых вулканов.

В случае нахождения вулканогенных осадков вдали от центров вулканической деятельности, генетическая связь с которыми достаточно точно установлена, они могут быть использованы для воссоздания направления древних атмосферных или водных течений, транспортировавших продукты извержений к месту их погребения. К сожалению, пирокластические осадочные образования до сих пор никем еще не были глубоко использованы для широких и утонченных палеогеографических построений.

Так как пирокластический материал может разноситься ветром на значительные пространства, а затем почти одновременно отлагаться на большой территории, появление его среди осадочных пород может иметь большое значение для увязки геологических разрезов между собою, особенно если доказан тождественный характер пирокластики.

4. Обломочный (реликтовый) материал

Общие замечания. Обломочным минералам принадлежит самая значительная количественная роль в построении как осадочных пород, так и современных осадков. Правда, их участие в создании

[1] Хондры — сферолитоподобные округлые образования, известные только в метеоритах, состоящие из бронзита, анортита или оливина, имеющие радиально-лучистую структуру и форму сплошных шариков.

осадочных образований не является постоянным на протяжении всей истории Земли, а периодически то возрастает после омоложения рельефа суши в связи с явлениями горообразования, что наблюдается после геологических революций, в начале больших и малых периодов осадкообразования, то снижается к концу этих периодов, когда рельеф суши приближается к пенеплену.

Обломочные составные части осадочных пород иначе носят название к л а с т и ч е с к и х, к л а с т о г е н н ы х, р е л и к т о в ы х (остаточных от материнских пород), т е р р и г е н о в ы х (если они принесены с суши и отложены в водном бассейне), а л л о т и г е н о в ы х или а л л о г е н о в ы х (т. е. принесенных извне, в отличие от автигенных или аутигеновых, образовавшихся на месте).

Обломочные минералы привлекли к себе внимание исследователей очень давно, еще до оформления петрографии осадочных пород в самостоятельную науку; сюда относятся, например, известные работы Сорби (1880), Людвига (1874), Туле и многих других авторов, намного опередивших общий ход развития научной мысли. Из новейших исследований и сводок в этой области наиболее значительными являются работы Г. Б. Мильнера в Англии и В. П. Батурина у нас в СССР; труды названных двух исследователей и положены в основу дальнейшего изложения настоящей главы.

Обширный комплекс вопросов, связанных с кластическими составными частями осадочных пород, в основных чертах сводится к трем проблемам, а именно:

а) ассоциации обломочных минералов в осадочных породах;

б) использованию обломочных минералов для палеографических построений;

в) использованию обломочных минералов для корреляционных целей.

Указанные вопросы последовательно рассматриваются ниже, причем освещение принципов микропетрографической корреляции, имеющей специальный практический интерес, особенно для лиц, работающих в области нефтяных месторождений, будет выделено в специальный параграф.

Ассоциации обломочных минералов. Список обломочных минералов, входящих в состав осадочных пород, с каждым годом все более и более увеличивается. П. Босвэлл (1933) дает их перечень, превышающий сто названий (см. табл. 73); Г. Мильнер (1934) в своем уже упоминавшемся определителе описывает 72 распространенных обломочных минерала, 41 их разновидность и 25 спорадически встречающихся минералов, итого 138 обломочных минеральных видов. Это количество минералов оказывается вполне достаточным для практической работы в области минералогии кластических образований. Дальнейшие исследования, опирающиеся на более совершенную методику, могут значительно расширить список ныне известных обломочных минералов, так как почти всякий минерал, за исключением очень нестойких, теоретически может быть реликтовым.

Таблица 73

Список минералов обломочного происхождения

(По П. Босвэллу, 1933)

Кубическая система

Алмаз	Герцинит	Пирит	Хромит
Анальцим	Магнетит	Пиротин	Шпинель
Гранаты (включая альмандин, гроссуляр, пироп, спесартит и др.)	*Периклаз*	*Плеонаст*	
	Пикотит	Флюорит	

Тетрагональная система

Анатаз	Ксенотим	Рутил	Циркон
Касситерит			

Гексагональная система

Анкерит	Гематит	Ильменит	Кварц
Апатит	Доломит	Кальцит	Сидерит
Бенитоит	Графит	Корунд	Турмалин

Ромбическая система

Андалузит	Гиперстен	Кордиерит	Ставролит
Арагонит	Гумит	Марказит	Топаз
Барит	Дюмортьерит	Оливин	Цоизит
Брукит	Лавсонит	Силлиманит	Энстатит
Бронзит			

Моноклинная система

Актинолит	Ильдингсит	Пьемонтит	Тулит
Арфведсонит	Каринтин	Рибекит	Тремолит
Асбест	Кроссит	Роговая обманка (обыкновенная и базальтическая)	Флогопит
Авгит	Лепидомелан		Фуксит
Биотит	Монацит	Санидин	Хлорит (включая прохлорит, пеннин, клинохлор и др.)
Волластонит	Мусковит	Санидин натровый	
Гастальдит	Нефрит	Серпентин (включая антигорит и бастит)	Хролитоид
Глауконит	Омфацит		Хромэпидот
Глаукофан	Ортит	Сфен	Эпидот
Гипс	Ортоклаз	Сподумен	Цоизит и клиноцоизит
Диаллаг	Оттрелит	Тальк	

Триклинная система

Альбит	Анартоклаз	Дистен	Микроклин
Андезин	Аксинит	Лабрадор	Олигоклаз
			Пертит

Другие минералы

Агат	Коллофанит	Гетит и др.	Пиролюзит
Бирюза	Лейкоксен	Опал и гиалит	Фосфорит
Гойяцит	Лимонит	Псиломелан	Халцедон, кремень

Количественная роль минералов, перечисленных в табл. 73, далеко не является однозначной: одни из них, называемые породообразующими, резко превалируют над другими, составляющими группу более редких, второстепенных акцессорных минералов, или акцессорий.

Породообразующие минералы, слагающие основную массу обломочных пород (продуктов механической дифференциации), в своем числе ограничены и исчерпываются списком лишь в 25—30 минералов. Сюда относятся широко распространенные кварц, слюды, полевые шпаты, авгиты, роговые обманки, кальцит, лимонит и др.; среди них кварц, бесспорно, занимает самое первое место, что связано с его исключительной устойчивостью (рис. 92). Все эти минералы, как мы увидим далее, используются для классификации и номенклатуры обломочных образований, причем в основу при этом кладутся минералы, доминирующие в данной обломочной породе; соответственно различают, например, кварцевые пески, кварцево-полевошпатово-слюдистые пески (аркозы), кремнистые или известковые конгломераты и т. д.

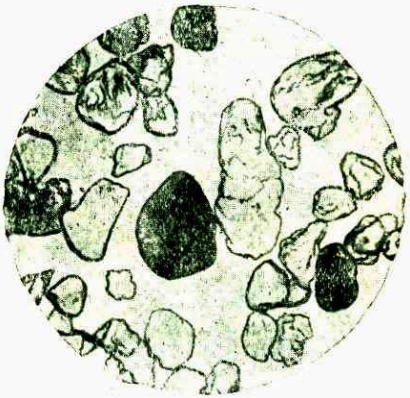


Рис. 92. Кварцевый песок (с темными зернами турмалина (по Л. Цукерман, 1936).

Акцессорные минералы, напротив, редко достигают в породе значительного содержания и редко превышают в своей совокупности 1% от всей массы породы; обычно же они составляют лишь 0,1—0,2% или даже сотые доли процента. Естественно, что при таких условиях они не могут быть использованы для целей классификации основных групп продуктов механической дифференциации.

Несмотря, однако, на свое подчиненное количественное значение, акцессорные минералы составляют весьма разнообразную и многочисленную группу (рис. 93); их присутствие нередко придает *хотя и тонкие, но весьма характерные отличительные черты* тем или иным механическим породам, основной минералогический состав которых может быть одинаковым. Строго определенный комплекс акцессорных минералов часто бывает присущ кластическим образованиям, относящимся к какому-либо одному узкому *стратиграфическому горизонту, возникшему* за счет разрушения определенного типа материнских пород; аналогичный комплекс акцессорий может вовсе не встречаться ни в каких других стратиграфических горизонтах, развитых в данной области и связанных с разрушением уже иных изначальных пород. Это дает возможность широко *использовать* акцессорные минералы и их ассоциации для установления генетического или, как иногда говорят, «кровного» родства, с одной стороны, осадочных пород между собою (чем,

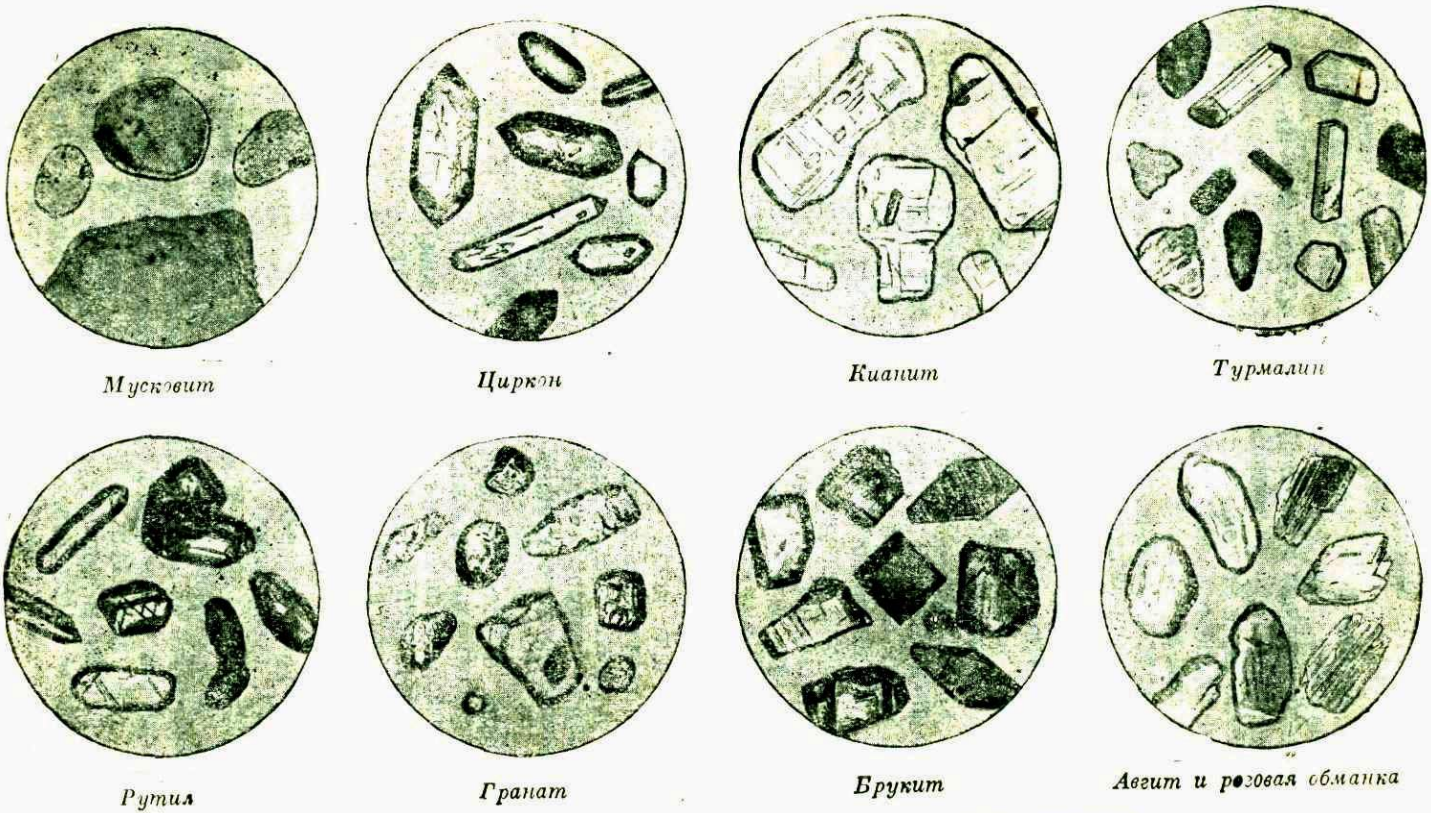


Рис. 93. Наиболее распространенные обломочные акцессорные минералы.

между прочим, устанавливается одновременность их образования, а следовательно, и принадлежность их к одному и тому же стратиграфическому горизонту), и, с другой, — генетического родства между осадочными образованиями и давшими им начало материнскими породами.

Относительно еще не так давно, когда микропетрографическое изучение осадочных пород находилось на низком уровне, господствовало представление, будто бы обломочные минералы не образуют в осадочных породах закономерных ассоциаций и что в их парагенезисе (совместном нахождении) нет никаких правильностей. Сейчас, когда углубленное исследование осадочных пород уже значительно продвинулось вперед, такой взгляд приходится признать совершенно неправильным и не соответствующим фактическим данным. Г. Мильнер (1934) справедливо указывает, что парагенезис кластических минералов бывает, как правило, столь же характерным и правильным, как парагенезис в изверженных и метаморфических породах. В настоящее время выявлены такие строго определенные и часто повторяющиеся парагенетические ряды обломочных минералов, что нахождение одних из них, более распространенных, часто позволяет предсказывать наличие в тех же породах, искать и обычно находить другие, менее обычные минеральные реликтовые виды, чем, между прочим, часто облегчается также определение (идентификация) самих минералов. Так, например, следующие минералы, напечатанные ниже курсивом, заставляют, по Г. Мильнеру, предполагать присутствие других перечисленных минералов, с которыми они ассоциируют:

Оливин — магнетит, хромит, пикотит, серпентин, цейлонит, ромбический и моноклинный пироксены.

Касситерит — турмалин, топаз, флюорит, апатит, мусковит, гиперстен.

Корунд — пурпурный кварц, топаз, гранат, шпинель, монацит, титанит, берилл, часто вместе с парагенетическими членами группы силлиманита (см. ниже).

Силлиманит — кианит, андалузит, хиастолит, ставролит, топаз, монацит, турмалин, гранат, кордиерит.

Диопсид — ромбический и моноклинный пироксены, амфиболы, оливин.

Эпидот — хлорит, цоизит, гранат, везувиан.

Аксинит — турмалин, роговая обманка, биотит, титанит, эпидот, пироксен.

Хлоритоид — мусковит, биотит, турмалин, титанит, гранат, «давленный» кварц (с волнистым угасанием), пирит, хлорит, гранат, корунд, шпинель, рутил;

и т. д.

Чтобы ознакомиться с причинами, вызывающими подобные закономерные ассоциации реликтовых минералов, необходимо коротко разобрать вопрос о так называемых «питающих» и «терригеново-минералогических» провинциях.

Под питающей провинцией Г. Мильнер понимает пространственно ограниченный комплекс пород, представленный совокупностью пород (изверженных, метаморфических, осадочных или тех и других вместе), развитых в данной области разрушения, и служащий источником обломочных минералов для образования синхронных с ним осадков.

Так как в пределах каждой питающей провинции обычно бывает развит характерный комплекс материнских пород со своими отличительными индивидуальными чертами, что может зависеть от особого, нигде более не повторяемого соотношения магматических, метаморфических и осадочных пород, от особенностей их минералогического состава, от способа переноса продуктов разрушения и т. д., то каждая питающая провинция доставляет в осадки также индивидуальный комплекс реликтовых минералов.

В качестве примеров таких провинций можно указать на области, границы которых совпадают с границами речных бассейнов (бассейны боковых притоков могут рассматриваться как подпровинции); области, занятые ледниками, разрушаемые прибоем морские берега, поверхность пустынь, жерла вулканов — все это будут отдельные питающие провинции, так как они вещественно «питают» процесс осадкообразования, протекающий в пределах той или иной территории.

В зависимости от формы питающих провинций В. П. Батурин (1937) различает площадные (бассейны рек, ледников), линейные (берега морей) и точечные (вулканы) провинции. Выделение плавающих льдов, осуществляющих перенос обломочного материала, в особый тип блуждающих питающих провинций, как это делает В. П. Батурин, вряд ли правильно, так как передвигающиеся льды, вне зависимости от способа их передвижения — по суши или по морю — являются лишь транспортирующим средством, тогда как питающая провинция занимает постоянную территорию и слагается породами, которые были покрыты ледником.

Понятие о терригенно-минералогических провинциях было предложено В. П. Батуриным (1931), который понимает под ними современные или древние области осадконакопления, характеризующиеся присутствием в отложениях одного и того же комплекса реликтовых минералов; если терригенно-минералогическая провинция получает обломочные минералы из какой-либо одной питающей провинции, то она может быть названа простой в отличие от сложных терригенно-минералогических провинций, получающих обломочный материал из нескольких питающих провинций. Разграничение простых и сложных терригенно-минералогических провинций по ископаемым осадкам представляет значительные трудности и далеко не всегда осуществимо.

Само собою понятно, что минералогический комплекс обломочных пород, характерный для той или иной терригенно-минералогической провинции, отображает в более или менее полной степени минералогический состав пород, развитых в сопредельной питающей провинции; можно сказать, что *кластические отложения терригенно-минералогической провинции в той или иной мере наследуют ассоциацию минералов, слагающих породы питающей провинции.*

Поскольку мы устанавливаем это правило, то в качестве следствия из него вытекает, что закономерные минеральные ассоциации, слагающие породы суши, должны переходить в соответствующие обломочные породы. Некоторые изменения в парагенезисе минералов могут при этом происходить под влиянием их «естественного отбора», когда наименее стойкие минеральные виды могут быть вовсе или частично разрушены в процессе осадкообразования;

но сохраняющиеся при этом сообщества более стойких минералов все же очень часто бывают настолько характерными, что и по ним часто можно судить о природе материнских пород.

Мы уже знаем, что именно среди акцессорных минералов присутствует наибольшее количество весьма устойчивых минеральных видов; к тому же качественно они могут быть представлены весьма различным комплексом; распространенные же породообразующие минералы, помимо того, что они слагаются ограниченным числом видов, принадлежат почти целиком к относительно малоустойчивым природным соединениям (см. табл. 39 на стр. 149); исключение из этого составляет лишь кварц, который, однако, будучи весьма устойчивым и распространенным, а потому мало и характерным, редко несет к тому же в себе какие-либо особые признаки, по которым бывает возможно установить генетическое родство пород.

Отсюда становится понятным, почему для выяснения генетических соотношений внимание петрографов направляется преимущественно в сторону акцессорных минералов, количественно хотя и подчиненных, но качественно довольно разнообразных.

В табл. 74 приводятся главнейшие акцессорные минералы различных изверженных пород. В табл. 75 даны аналогичные сведения в отношении метаморфических пород.

Данные этих таблиц не являются исчерпывающими; для пополнения их необходимо обращаться к руководствам по петрографии изверженных и метаморфических пород.

Г. Мильнер, которому принадлежат табл. 74 и 75, указывает на их троякое значение: 1) минералы, помещенные в каждой руб-

Таблица 74

Главнейшие акцессорные минералы изверженных пород

(По Г. Мильнеру, 1927)

Глубинные породы	Гранит	Сиенит	Диорит	Габбро	Перидотит, серпентинит
	Магнетит * Ильменит Гематит Пирит Апатит * Циркон * Гранат Андалузит Топаз Турмалин Флюорит Касситерит Титанит Корунд Монацит	Циркон Магнетит Гематит Ильменит Апатит Титанит * Меланит (гранат) Перовскит	Магнетит * Ильменит Гематит Титанит Циркон Апатит *	Ильменит * Магнетит * Рутил Апатит	Магнетит * Ильменит Хромит * Пикотит * Плеонаст * Пироп (гранат) Платина Алмаз Корунд

Гипабиссальные	Гранофир, микрогранит и пр.	Порфир	Порфирит	Долерит	Лампрофир и основные интрузии
	Магнетит * Апатит Циркон Турмалин	Магнетит Ильменит Апатит Циркон Оливин Меланит (гранат)	Магнетит Ильменит Апатит Циркон Оливин	Ильменит Магнетит Лейкоксен Апатит *	Магнетит Пирит * Оливин * Титанит Апатит * Циркон Перовскит
Излившиеся	Липарит	Трахит, фонолит	Андезит	Базальт	Ультраосновные лавы
	Магнетит * Апатит Циркон Гранат Топаз	Магнетит Апатит * Циркон Титанит * Оливин Меланит	Магнетит * Апатит Циркон Гранат Оливин Кордиерит	Магнетит * Ильменит Гематит Апатит	Магнетит Ильменит Апатит * Перовскит Меланит

Примечание. Звездочкой (*) отмечены наиболее характерные минералы.

Таблица 75

Главнейшие акцессорные минералы метаморфических пород

(По Г. Мильнеру, 1927)

Гнейсы	Кварциты	Сланцы, филлиты	Мрамора
Мусковит Биотит * Турмалин Гранат Силлиманит Кордиерит	Мусковит * Биотит Турмалин * Магнетит * Гранат * Рутил Силлиманит Кордиерит	Графит Турмалин * Рутил * Мусковит * Биотит * Силлиманит Кианит Андалузит Хиастолит * Ставролит Кордиерит Гранат * Хлоритоид Корунд Шпинель	Пироксен Волластонит * Амфибол Везувиан Гранат * Цоизит * Эпидот Скаполит Турмалин Аксенит Пирит Титанит Корунд Шпинель

Примечание. Звездочкой (*) отмечены наиболее характерные минералы.

рике, указывают на наиболее часто встречающиеся парагенетические ряды акцессорных обломочных минералов, происшедших за счет разрушения тех или иных материнских пород; нахождение одних из них позволяет предполагать присутствие других минералов из той же ассоциации; 2) нахождение одной из перечисленных ассоциаций акцессорных минералов в современных осадках заставляет искать поблизости тот или иной тип коренных пород и связанные с ними полезные ископаемые; поэтому, между прочим, микропетрографическое исследование современных аллювиальных отложений дает известное представление о геологическом строении местности, по которой протекает данная река; этим методом можно рекомендовать пользоваться в трудно доступных и мало исследованных областях: регулярное отбирание проб речных песков с последующим их лабораторным изучением может оказать значительные услуги в освещении тех пород, которые распространены в той или иной области, а также для открытия новых аллювиальных россыпных месторождений; 3) нахождение среди древних осадков одного из перечисленных комплексов или даже только главнейших их представителей служит указателем на характер материнских пород.

Если при этом не удается по сообществу реликтовых минералов реконструировать видовой признак материнской породы, то установить общий тип разрушавшихся пород все же обычно возможно.

Так, например, одновременное нахождение зерен:

силлиманита,
кианита,
андалузита
граната,

или:

граната,
ставролита,
кианита

свидетельствует о происхождении обломочных минералов за счет разрушения метаморфических пород.

Ассоциация:

сфен,
апатит,
циркон

указывает на накопление материала за счет разрушения кислых магматических пород.

Парагенезис зерен:

ильменита,
анатаза,
брукита,

к которым часто присоединяются зерна плеонаста (шпинели), хромита и иногда пиропа (граната), говорит о связи реликтовых минералов с основными или ультраосновными кристаллическими породами.

Зерна:

касситерита,	алмаза,
топаза,	золота,
вольфрамита,	платины
редкоземельных минералов,	

присущи главным образом аллювиальным отложениям; если эти минералы обнаружены в каких-либо осадочных породах, то можно думать, что они произошли за счет разрушения древних аллювиальных пород или сами представляют собою древний аллювий.

Иногда, в результате длительности переноса, активного химического воздействия транспортирующей среды на обломочные минералы или вследствие многократного переотложения осадочного образования, характерные черты парагенезиса реликтовых минералов утрачиваются; в осадке сохраняются тогда лишь наиболее стойкие минералы, ассоциация которых уже не может вскрыть характера материнских пород.

Так, например, сообщество:

циркона,	кианита,
турмалина,	магнетита
рутила,	

и других особо стойких минеральных видов, часто наблюдаемое, между прочим, в стекольных кварцевых песках, прошедших долгий и сложный путь «естественного отбора» реликтовых минералов, не позволяет реконструировать характер материнских пород.

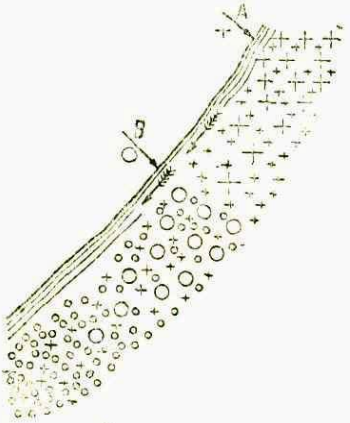
Обломочные осадочные образования, заключающие в себе подобные комбинации только устойчивых минеральных видов, получили в специальной литературе название «потрепанных пород».

Следует иметь в виду, что реконструкция материнских пород осложняется не только энергичным «естественным отбором», при котором многие наиболее характерные минералы могут вовсе погибнуть, но также смешением отдельных ассоциаций. Действительно, комплекс акцессорных минералов, характерный только для одного определенного типа материнских пород, несут обычно лишь небольшие речки с ограниченной площадью стока; большие же речные артерии, размывающие вместе с их многочисленными притоками разнообразные материнские породы, транспортируют в область осадконакопления продукты разрушения многих пород, а следовательно, и смесь различных ассоциаций или, иначе говоря,— сложные, комплексные сообщества обломочных минералов. Подобные смеси могут быть настолько запутанными, что иногда по ним бывает трудно установить истинный характер разрушавшихся пород.

В области осадконакопления комплексные ассоциации обломочных минералов, приносимых, например, различными реками, впадающими в один и тот же бассейн, могут дополнительно смешаться между собою, образуя в осадках еще более сложные сочетания реликтовых минералов.

Такие случаи возможны, например, в прибереговой полосе при участии морских течений, направленных более или менее параллельно берегу, как это изображено на рис. 94 и 95. Естественно, что трудности воссоздания материнских пород по парагенезису *обломочных* минералов в этом случае увеличиваются еще более.

Из приведенных списков акцессорных минералов легко видеть, что подавляющее большинство их обладает повышенным удельным весом; если наиболее распространенные породообразующие кластические минералы относятся к числу «легких» и имеют удельный вес меньше 2,75 (уд. вес кварца — 2,66, ортоклаза — 2,55, альби-



Крупные зерна из минеральной ассоциации источника *A*
Мелкие зерна из минеральной ассоциации источника *A*
Крупные зерна из минеральной ассоциации источника *B*
Мелкие зерна из минеральной ассоциации источника *B*
Направление течения
Место выноса материала в море.

Рис. 94. Распределение материала из двух источников минерального питания в *обстановке дрейфового* течения (по В. П. Батурину, 1937).

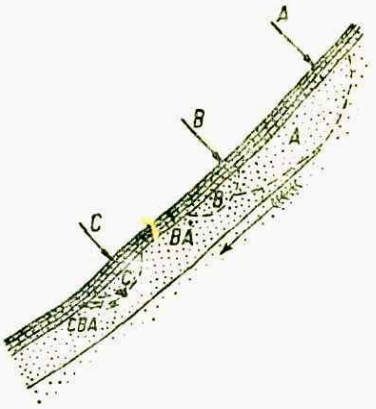


Рис. 95. Расположение терригенно-минералогических провинций в обстановке дрейфового течения (по В. П. Батурину, 1937).

A, *B*, *C* — области накопления осадков за счет материала, происходящего в каждой области из одного источника; *BA*, *CBA* — области накопления материала, происходящего из двух или трех источников. ⟿ — направление течения; — — места выноса течения в море.

та — 2,605, каолинита — 2,62, кальцита — 2,72 и т. д.), то основная масса акцессорий составляет группу «тяжелых» минералов с удельным весом больше 2,75 (уд. вес циркона — 4,2—4,8, кианита (дистена) — 3,6, турмалина — 3,0—3,2, магнетита — 5,2, граната — 3,8 и т. д.).

Этой особенностью акцессорных минералов широко пользуются при практической работе для отделения (сепарации) второстепенных минеральных примесей, часто, как мы уже знаем, составляющих наиболее характерную часть породы, от основной ее массы.

Обычно это достигается путем погружения рыхлой породы в какую-либо жидкость с определенным, но достаточно высоким удельным весом; *при этом легкие минералы всплывают наверх, а тяжелые тонут* и скопляются на дне сосуда; осадок разбивается, таким образом, на две фракции — «легкую» и «тяжелую»; в легкую фракцию входят при этом главным образом

породообразующие минералы, а в тяжелую — акцессорные. Если такое разделение производится в делительной воронке, имеющей внизу притертый кран, то, открывая последний и спуская нижнюю часть жидкости с тяжелыми минералами в подставленный стаканчик или в воронку с фильтром, можно изолировать концентрат тяжелых акцессорных минералов от обильной массы легких породообразующих минералов, где они прежде терялись вследствие своей редкости. Таким путем достигается концентрация акцессорных минералов и тем самым значительно облегчается их дальнейшее изучение.

Для разделения реликтовых минералов по удельному весу или, как иначе говорят, для их *фракционирования по удельному весу*, чаще всего пользуются бромоформом ($CHBr_3$ — уд. вес 2,9; может быть понижен путем смешения со спиртом) или жидкостью Туле ($HgI_2 \cdot 2KI$ — уд. вес 3,18; может быть понижен путем смешения с водой). Подбирая жидкости разного удельного веса и подвергая изучаемые осадки последовательной обработке ими, из них можно выделить целый ряд фракций минералов с тем или иным удельным весом, что способствует их последующему определению.

Работа с тяжелыми жидкостями требует соблюдения ряда предохранительных мер, так как большинство их ядовито. Техника фракционирования с тяжелыми жидкостями, равно как предварительная обработка осадков перед фракционированием, к которой приходится прибегать особенно в тех случаях, когда порода представляет собою сцементированную или ожелезненную разность, излагается более подробно в руководствах по лабораторному исследованию осадочных пород.

В практике исследования аллювиальных месторождений часто прибегают к накоплению во время полевой работы так называемых ш л и х о в, которые состоят из совокупности тяжелых минералов, входящих в состав данной россыпи. Для этого песок, помещенный в специальный ковш, наполненный водой, приводят во вращательное движение и сливают верхнюю часть воды со взмученными легкими минералами. Повторяя эту операцию много раз, в конце концов добиваются того, что в ковше остается только шлих, состоящий из тяжелых минералов. Шлиховое опробование, таким образом, также представляет собою разделение минералов по уд. весу, но применяется к большему объему исходного материала и выполняется несколько грубее, чем это можно осуществить в лаборатории.

Использование обломочных минералов для палеогеографических построений. Исследование обломочных минералов с каждым годом приобретает все большее и большее значение для реконструкции палеогеографических соотношений, синхроничных тому или иному древнему осадку; оказалось, что реликтовые минералы имеют наибольшую ценность для воссоздания источников сноса, т. е. петрографического строения древней суши. Делаются также многочисленные попытки на основании сохранности обломочных минералов и их ассоциаций осветить климатические особенности прошлого Земли; однако, заключения в этой области, как мы увидим далее, в большинстве случаев не носят пока доказательного характера и по меньшей мере являются весьма спорными. Наконец, форма минеральных обломков наряду с их свежестью или выветрелостью позволяет до некоторой степени судить о характере транспортирующей среды, дальности и длительности переноса; так как последние вопросы связаны со структурными особенностями пород, то они будут рассмотрены в главе о структуре и текстуре (см. во II части).

О реконструкции петрографического строения древней суши по реликтовым минералам и их ассоциациям было сообщено уже достаточно общих сведений на предыдущих страницах; при работах подобного рода используется зависимость микропетрографического состава кластических осадков от петрографического строения питающей провинции. В качестве примера воссоздания палеогеографических соотношений по терригеновым компонентам могут служить работы В. П. Батурина (1931 — 1937), касающиеся продуктивной нефтеносной плиоценовой толщи Апшеронского полуострова.

Этот автор подверг микроскопическому изучению многочисленные образцы кластических пород, главным образом песков, собранных им из разреза мощностью около 800 *м*, включающего в себя все свиты от свиты «перерыва» кверху, т. е. свиты перерыва — балаханскую, сабунчинскую и сураханскую. Микропетрографический состав этих пород оказался довольно однообразным и бедным минеральными видами; при подавляющем количественном значении кварцевого материала здесь почти повсеместно присутствуют зерна дистена и силлиманита.

Для выяснения источника минерального питания были исследованы аллювиальные отложения рек восточного Кавказа и Закавказья, а также некоторые развитые здесь изверженные породы и третичные отложения. Эта часть работы обнаружила резкое отличие между комплексом реликтовых минералов, входящих в состав продуктивной толщи, с одной стороны, и аллювиальных отложений Кавказа и Закавказья, с другой; в последних содержание кварца оказалось резко пониженным, а обломки дистена и силлиманита — почти отсутствующими.

Микропетрографическое изучение современных дельтовых отложений р. Волги показало, что их микропетрографический состав вполне тождественен петрографическому составу пород продуктивной толщи Апшерона. Очень близкими к ним оказались также пески Миусского лимана на северном побережьи Азовского моря, изученные ранее другими авторами.

На основании изложенного В. П. Батурин пришел к выводу, что продуктивная толща Бакинского района представляет собою отложения, поступившие не с Кавказа, откуда должен был бы сноситься довольно разнообразный комплекс обломочных минералов, а со стороны Русской платформы, где развиты преимущественно осадочные породы с уже упрощенным в результате предшествующего осадкообразования комплексом реликтовых минералов и где значительная роль принадлежит кварцевым обломочным скоплениям; автор полагает, что породы продуктивной толщи в основном являются дельтовыми отложениями древней Волги (Палеоволги), размывавшей тогда, как и ныне, породы среднерусской платформы. Это — область преимущественно кварцевых накоплений с примесью дистена, ильменита и других минералов (дистеново-ильменитовая или апшеронская провинция).

Исследование песков и галек «перерыва» показало, однако, что их минералого-петрографический состав отражает собою петрографический состав пород восточной части Кавказа и близок к составу современных выносов р. Самура. Следовательно, можно думать, что временами древний Самур (Палеосамур) становился настолько многоводным, что в некоторые моменты он мог доставлять в дельту Палеоволги гальку кавказского происхождения.

Микропетрографическое изучение верхней сураханской свиты обнаружило некоторые явственные общие черты между породами этой свиты и аллювием р. Куры, что свидетельствует о том, что дельта Палеокуры в продуктивное время располагалась вблизи дельты Палеоволги. Осадки Палеокуры дали начало роговообманково-гиперстеновой или прикуринской провинции.

Петрографические данные заставляют также предполагать, что так называемый красноцвет Челекена и Закаспия представляет собою дельтовое образование, причем обломочный материал приносился с востока древ-

ней р. Узбоем (Палеоузбоем); после своего отложения он образовал гранатово-роговообманковую или челекенскую терригенно-минералогическую провинцию.

На основании сказанного контуры Палеокаспийского озера — моря и распределение питавшей его речной системы в конце века продуктивной толщи рисуются В. П. Батурину в том виде, как это изображено на рис. 96.

Сопоставляя мощность продуктивной толщи с количеством терригеновых продуктов, ежегодно выносимых современной р. Волгой в Каспийское море, можно было приблизительно вычислить продолжительность века продуктивной толщи, *которая оказывается равной около 150—200 тыс. лет*; так как при этом транспортирующая деятельность Волги условно принимается постоянной на протяжении весьма длительного отрезка времени и, кроме того, допускаются некоторые другие условности, то указанная продолжительность века продуктивной толщи должна рассматриваться лишь как ориентировочная величина, показывающая только порядок цифр.

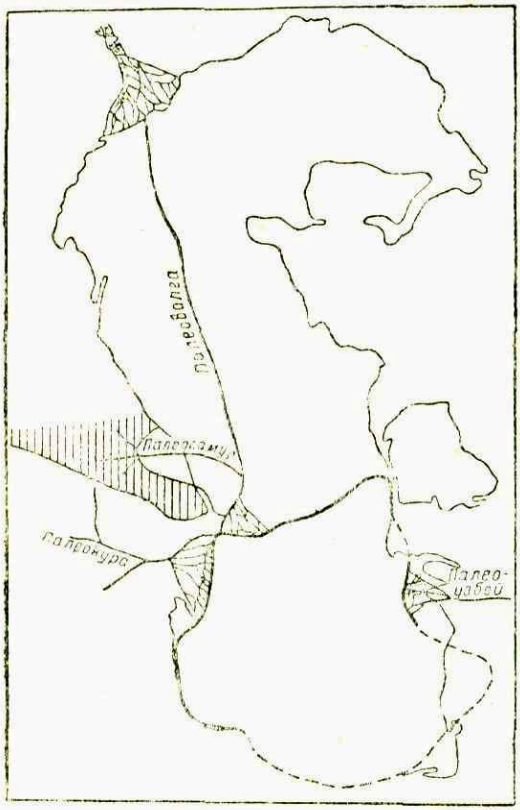


Рис. 96. Палеогеографическая карта конца века продуктивной толщи (по В. П. Батурину, 1937). Заштрихована область денудации пород Главного Кавказского хребта.

Следует заметить, что не все исследователи согласны с выводами В. П. Батурина.

Так, Г. Ю. Фукс-Романова (1937) на основании своих исследований полагает, что отложения продуктивной толщи восточного Закавказья состоят из двух свит, резко различных по своему терригенно-минералогическому составу, между которыми залегает промежуточная серия осадков непостоянного смешанного состава. Верхняя свита (бескварцевая, пироксеново-роговообманковая) согласно этому автору была ошибочно принята В. П. Батуриным за *прикуринскую* терригенно - минералогическую провинцию, а нижняя (кварцевые пески с дистеном, ставролитом и силлиманитом) — за апшеронскую дистеново-ильменитовую провинцию.

К принципиально близкому заключению пришел в самое последнее время и А. Алиев (1939); он считает, что установленная им полная аналогия в минералогическом составе пород продуктивной толщи в Кабристане и в Прикуринской низменности и подразделение их на одни и те же минералого-петрографические свиты говорят о том, что в обоих этих районах условия осадкообразования в продуктивный век были одинаковыми и что источник сноса также для обоих районов был единым. Это не дает никаких оснований для выделения роговообманково-пироксеновой (прикуринской) и эпидото-цирконовой (кабристанской) провинций, ранее выделенных В. П.

Батуриным. Что касается до материала для образования продуктивной толщи Кабристана и Прикуринской низменности, то, по А. Алиеву, он сносился из областей развития эффузивных туфогенных пород мезозойского и третичного возраста, т. е. со склонов как юго-восточного окончания Главного Кавказского хребта, так и Малого Кавказа.

Критические замечания по поводу работы В. П. Батурина были сделаны также другими исследователями (В. Малышек, 1935; И. А. Шамрай, 1939 г. и др.).

Изложенная дискуссия имеет большой практический интерес; действительно, исходя из представления о терригенно-минералогических провинциях, В. П. Батурин считает, что разрезы продуктивной толщи, располагающиеся на территории различных провинций, не сопоставимы между собою, так как осадки накапливались здесь в разных условиях и за счет отличного друг от друга материала; в силу этого значение микропетрографических работ для практической нефтяной геологии, остро нуждающейся в надежных коррелятивных показателях и в увязке между собой отдельных разрезов, сильно снижается. Г. Ю. Фукс-Романова, а за ней и А. Алиев

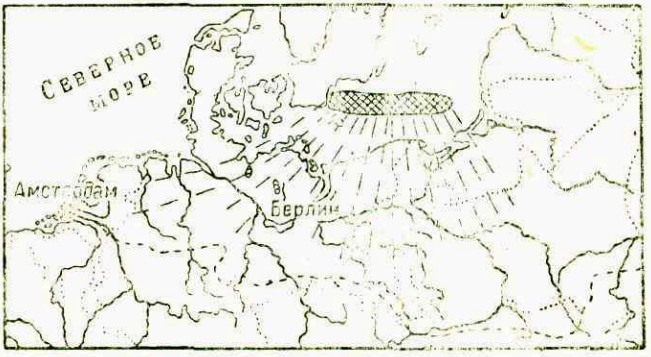


Рис. 97. Область развития базальтовых туфов (заштрихована), откуда заимствовались эрратические валуны; пунктирные линии намечают пути их миграции (по Корну, из работы В. П. Батурина, 1937).

напротив, отвергают существование терригенно-минералогических провинций, рассматривают их как отдельные горизонты продуктивной толщи, общие для значительных площадей, и доказывают в своих работах возможность корреляции разрезов продуктивной толщи по комплексу заключенных в них обломочных минералов.

Реликтовые минералы использовались для палеогеографических реконструкций также многими и зарубежными исследователями; таковы, например, работы Л. Кайэ (1891—1897), касающиеся меловых отложений Франции, работы Г. Томаса (1902—1909) и Ф. Смитсона (1931) по исследованию палеогеографии триаса Англии, исследование Г. Дееке (1935) юрских и меловых отложений Германии, К. Эдельмана с сотрудниками (1933—1936), касающиеся третичных и четвертичных отложений в Голландии и т. д. Данные об этих исследованиях можно найти в сводной работе В. П. Батурина (1937).

Заслуживает специального упоминания реконструкция питающих провинций и путей миграции ледникового материала; наличие среди ледниковых отложений крупных валунов, сохраняющих полностью как минералого-петрографический состав материнских

пород, так и их структурные особенности, значительно облегчают палеогеографические построения по ледниковым отложениям и делают их весьма надежными (рис. 97 и 98).

У нас в СССР были сделаны попытки использовать петрографический состав валунных отложений, развитых в разных районах; так, например, изучение валунов, обнаруженных среди ледниковых отложений в выемках канала Волга-Москва указывает, что часть из них (свионские граниты, амфиболовые гнейсы и др.) принадлежат онежской формации и параллелизуются

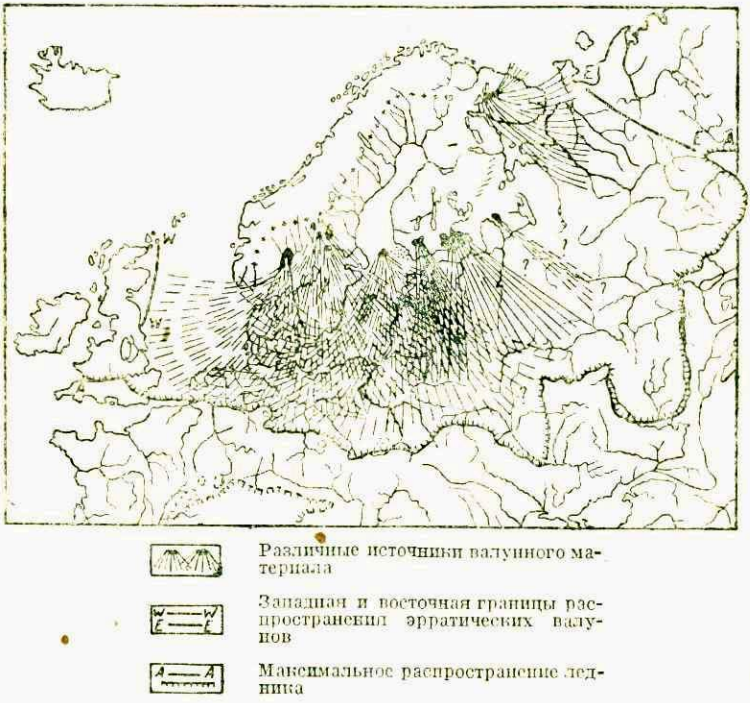


Рис. 98. Распространение европейского ледникового покрова и главнейшие направления транспорта эрратических валунов (по Седергольму, из работы В. П. Батурина, 1937).

с финляндскими гранитами побережья Белого моря; другие (огнейсованные граниты и др.) сходны с породами Карелии; ледники, двигавшиеся с севера к Москве из указанных пунктов, захватывали по пути обломки и других пород — ятулийские кварциты, диабазы, граниты рапакиви, развитые в районе Онежского озера и пр. (К. Бондарев, 1937). Я. С. Эдельштейну в результате изучения петрографического состава валунов морен района р. Сургута по р. Оби в Западной Сибири удалось установить два очага питания ледниками Западной Сибири, и т. д.

Использование реликтовых минералов для познания палеоклиматических условий прежних геологических эпох, как уже указывалось, носит в большинстве случаев весьма условный характер. Обычно принято думать, что наличие в осадочной породе относительно малостойких минеральных видов и в первую очередь

полевых шпатов и слюд указывает на пустынную обстановку и сухость климата, т. е. на условия, при которых происходит энергичное механическое и замедленное химическое разрушение материнских пород. Повидимому, одним из первых исследователей, пришедших к подобным заключениям, был Judd, который еще в 1886 г. связывал свежесть зерен полевого шпата из нильских осадков с пустынностью режима, при котором они возникли; этот взгляд был усвоен затем многими исследователями без достаточной критики и стал одним из распространенных, хотя и мало обоснованных шаблонных мнений.

Вместе с тем, по отношению к очень неустойчивым обломочным минералам, к которым относятся каменная соль, гипс, сидерит, пирит, галенит, отчасти авгит и пр., давно уже установлено, что их сохранность зависит не столько от характера климатических условий, сколько от дальности и длительности переноса; замечено, например, что авгит встречается как в современных, так и ископаемых осадках лишь поблизости материнских пород и ни при каких климатических условиях не выдерживает очень долгой миграции, а тем более переотложения; еще быстрее разрушаются и гибнут в процессе транспортировки такие минералы, как сульфиды (пирит, марказит, галенит и пр.), сидерит, каменная соль и пр.

Конечно, нельзя отрицать, что та или иная климатическая обстановка может либо задержать, либо ускорить разрушение того или иного минерального вида даже из числа только что перечисленных особенно малоустойчивых минералов; но все же *дальность и длительность переноса, как решающие факторы сохранности реликтовых минералов*, выступают в данном случае совершенно отчетливо, так как разрушение магматических минералов будет неизбежно происходить на поверхности Земли при любых условиях температуры, влажности и давления, хотя темп разрушения может быть несколько разным. Когда разрушение протекает крайне медленно, то даже и в этом случае, если то или иное зерно минерала, способного к разрушению, будет достаточно долго находиться в водных или воздушных путях миграции и не перейдет быстро из зоны осадкообразования в стратисферу, то оно неминуемо будет разрушено.

Эти рассуждения, совершенно очевидные и бесспорные по отношению к особо неустойчивым реликтовым минералам, казалось, было бы вполне естественно перенести и на относительно неустойчивые виды, как полевые шпаты, слюды и т. д. Однако, здесь в силу мало понятных причин обычно выдвигают на первое место климатические особенности условий осадкообразования, часто совершенно игнорируя дальность и длительность переноса.

Между тем, геологическое распространение сложных, многоминеральных обломочных пород, включающих в свой состав малоустойчивые виды (аркозовые пески, граувакки и пр.), совершенно ясно указывает, что их возникновение связано с эпохами или фазами горообразования, когда, с одной стороны, энергично разрушаются массивы материнских пород, образуя при этом весьма разнообразный комплекс обломочных минералов, и когда, с другой стороны, обломочный материал, вследствие приподнятости континен-

тов, быстро мигрирует в зоне осадкообразования и быстро погребается в осадках, не успевая разрушиться под влиянием поверхностных факторов, с которыми он входит в соприкосновение лишь на протяжении ограниченного отрезка времени. Для подтверждения только что высказанного положения достаточно указать на многоминеральные, в том числе полевошпатово-слюдистые обломочные породы, широко развитые среди девонских отложений Ленинградской области и возникшие после каледонской складчатости; как бы в противоположность этому для каменноугольных осадков Европейской части СССР, возникших в основной своей массе в окружении равнинных, пенепленизированных континентов, нахождение аркозовых пород является не характерным и, напротив, в это время, в условиях крайне медленного и длительного переноса обломочных минералов, приобретают развитие мономинеральные кварцевые пески, лишенные или почти лишенные малоустойчивых минеральных видов; таковы, например, кварцевые пески угленосного времени в Подмосковном бассейне. Новое массовое накопление кварцево-полевошпатово-слюдистых песчаников с примесью многих других малостойких минералов повторяется в пределах Европейской части СССР (в Приуралье и вообще на востоке) в связи с герцинской революцией, когда вновь быстро возникают, быстро перемещаются и быстро погребаются продукты разрушения молодого Уральского хребта.

В юрское и особенно меловое время почти все пески и песчаники вновь приближаются к мономинеральным кварцевым скоплениям, что связано с новой общей пенепленизацией страны и общими замедленными темпами процесса осадкообразования, при которых реликтовые минералы долго оставались на поверхности Земли и подвергались особо тщательному «естественному отбору» по их химической устойчивости и т. д.

Приведенные примеры *заставляют видеть в нахождении среди осадочных пород малоустойчивых минеральных видов и в том числе полевых шпатов указание не столько на климатические особенности минувших эпох, как это часто принято думать, сколько на гористый характер древнего рельефа, на повышенную среднюю скорость движения водных потоков, а следовательно, и на повышенную скорость перемещения обломочных минералов по лику Земли, а также на относительно кратковременное нахождение их в зоне осадкообразования.*

При этих обстоятельствах наличие свежих полевых шпатов и других подобных обломочных минералов среди осадочных пород теряет значение палеоклиматических критериев и заставляет очень осторожно относиться ко всевозможным палеоклиматическим построениям, основанным на степени сохранности реликтовых минералов.

Нельзя, впрочем, не заметить, что вопрос об использовании обломочных минералов для палеоклиматических построений требует дальнейшей углубленной разработки; сейчас в этой области к сожалению, господствует слишком много традиционных и мало обоснованных взглядов.

5. Микропетрографическая корреляция

Использование реликтовых минералов для целей корреляции геологических разрезов (т. е. для их стратиграфического подразделения и сопоставления) получило в настоящее время весьма широкое распространение, особенно в практике нефтяных геологов.

Классические работы Кювье, Смита, Лайеля и др. доказали, что каждому стратиграфическому горизонту присущи свои особые остатки животных или так называемые руководящие ископаемые (лейтфоссилии). На этом основаны принципы биостратиграфии и корреляции разрезов по остаткам макроорганизмов, которые до сих пор продолжают господствовать в геологии.

Впоследствии, однако, выяснилось, что руководящие окаменелости являются хорошим корреляционным признаком (коррелятивом) для крупных геологических подразделений — систем и отделов, но для выделения и сопоставления более дробных подразделений — ярусов и зон, а тем более для небольших пачек слоев методы биостратиграфии часто оказываются несостоятельными. Это связано с тем, что эволюция организмов протекает достаточно медленно и новые органические формы появляются в результате длительного развития; поэтому многие органические остатки бывают распространены в пределах нескольких соседних ярусов или зон и, следовательно, не могут считаться для каждой из них «руководящими».

Разумеется, что для так называемых немых толщ, часто имеющих весьма большую мощность и занимающих нередко весьма значительные пространства, биостратиграфический метод корреляции вообще теряет свое значение из-за отсутствия в этих толщах органических остатков.

Теперь палеонтологи стремятся устанавливать более дробные стратиграфические подразделения на основе выявления общего облика всей фауны, характерной для той или иной осадочной свиты. Но и такой более тщательной учет всего комплекса ископаемых, с известным применением статистических данных, как известно, не всегда дает положительные результаты.

Применение методов биостратиграфии и особенно выявления общего облика фауны становятся весьма затруднительными в тех случаях, когда геологу приходится коррелировать разрезы по небольшим образцам пород, в которых фаунистические остатки могут вовсе отсутствовать; именно такое положение имеет место на нефтяных промыслах и при нефтеразведочных работах, когда исследователь по необходимости вынужден ориентироваться на ограниченный и часто к тому же сильно раздробленный материал, добытый в результате глубокого бурения.

От несостоятельности во многих случаях макропалеонтологического метода корреляции больше всего страдали геологи-нефтяники. Для наилучшего изучения структуры нефтяного месторождения, равно как для определения результатов бурения с точки зрения нефтепоисковых работ, точная и полная корреляция разрезов буровых скважин имеет совершенно исключительное значение. Имен-

но этим объясняется, что геологи-нефтяники раньше других работников прикладной геологии пошли по пути выявления новых, более совершенных методов корреляции.

Первоначально имелось в виду использовать для целей идентификации пластов и корреляции геологических разрезов остатки микрофауны, главным образом фораминифер и водорослей, сохранность которой в буровых образцах должна быть значительно лучше, чем крупных органических остатков, которые часто раздробляются при бурении. Так были заложены основы ныне довольно часто применяемой микрофаунистической корреляции, детали которой излагаются в специальных курсах. Параллельно, особенно для угольных пластов, развивался метод сопоставления разрезов, основанный на микроскопическом изучении растительных остатков, главным образом спор (споровый анализ).

Однако, надежды, возлагавшиеся на изучение микрофауны, оправдались лишь для отдельных районов; выполненные исследования показали, что общего, универсального значения микрофаунистический метод корреляции не имеет; это связано с широким распространением многих микроорганизмов как в пространстве, так и во времени, а также с устойчивостью их видов на протяжении долгого геологического времени.

Тем не менее, увлечение микрофаунистическими работами, хотя они и далеко не всегда приводили к прямым положительным результатам, не прошли бесследно; попутно были произведены многочисленные наблюдения над минеральной частью осадочных пород; при этом были обнаружены микропетрографические различия древних осадков, легшие впоследствии в основу так называемой микропетрографической корреляции.

За последние годы микропетрографическая корреляция получила весьма широкое распространение и завоевала себе прочное место среди других приемов геологической работы, особенно в нефтяной практике. Весьма ценные данные были получены этим путем для районов со сложной геологической структурой и при изучении немых толщ. Кроме нефтяных месторождений, методы микропетрографического исследования были перенесены также на другие объекты: стройматериалы, стекольные пески, месторождения цветных и черных металлов, месторождения драгоценных камней и пр., где их применение также давало весьма ценные, интересные и порою совершенно неожиданные новые результаты.

Базой микропетрографической корреляции является тот факт, что *характер обломочных минералов, поступающих в данную область осадконакопления, не остается вечно постоянным, а меняется во времени*. На протяжении накопления каждого слоя или каждой свиты слоев из питающей провинции поступает кластический материал, имеющий свои отличительные черты, что сообщает соответствующим слоям или их пачкам индивидуальные микропетрографические особенности. Так как *изменения в составе осадков обычно происходят гораздо быстрее, нежели эволюционные изменения фауны и флоры*, то стратиграфо-палеонтологические подразделения, как

это подметил С. Ф. Малявкин (1935), являются значительно более грубыми, чем литологические подразделения.

Очень часто индивидуальные петрографические особенности налегающих друг на друга осадочных пород бывают настолько деликатны, что они не проявляются в них макроскопически, а потому для своего выявления требуют применения более тонких и совершенных методов исследования; чем глубже и всесторонне будет изучен какой-либо геологический разрез, чем больше «скрытых» особенностей будет выявлено для отдельных слагающих его пород, тем полнее и дробнее будет его стратиграфическое подразделение, тем надежнее можно будет произвести его корреляцию с соседними аналогичными разрезами.

Изменения в характере реликтовых минералов, поступающих в данную область осадконакопления, происходят под влиянием разных причин. Прежде всего в этом отношении играет роль постепен-

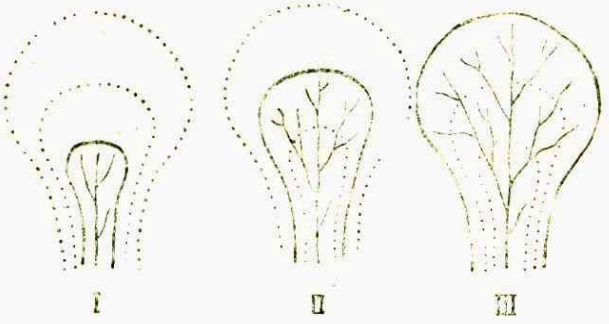


Рис. 99. Последовательные стадии развития речной системы и расширения площади питающей провинции.

ное расширение реками площади своего бассейна, а следовательно, и площади стока; каждая речная система по мере своего развития как бы продвигается вглубь континента, как это схематично изображено на рис. 99. При этом происходит расширение границ питающей провинции; в нее вовлекаются, таким образом, все новые и новые породы, что немедленно отражается на характере обломочных минералов, транспортируемых данной речной системой, а следовательно, и на петрографическом характере соответствующих отложений.

Кроме того, по мере своего развития речная сеть все глубже и глубже врезается в эродируемые коренные породы суши (рис. 100), что также ведет к последовательному изменению характера образующихся осадков. Любопытно отметить, что образующиеся при этом отложения, вообще говоря, как бы повторяют в общих чертах стратиграфическую схему денудируемых пород, но в обратном порядке.

Изменения базиса эррозии, сильные вулканические извержения, доставляющие в осадки дополнительный пирокластический материал, климатические изменения и множество других геологи-

ческих явлений, синхроничных тому или иному осадочному образованию, отражаются на его характере и придают ему индивидуальные черты, отличающие его от выше- и нижележащих отложений. Особенно быстрые изменения в петрографическом составе образующихся осадков происходят в эпохи усиленных горообразующих явлений и вообще в тектонически неспокойных областях; область минерального питания может при этом быстро и сильно изменяться, в результате чего в соответствующей области осадконакопления может возникнуть такая осадочная свита, где почти каждый слой будет иметь свои индивидуальные особенности.

Естественно, что все специфические черты отдельных слоев, о которых идет речь, будут выдерживаться лишь в пределах одной терригенно-минералогической провинции, т. е. в пределах площади, имеющей один и тот же источник минерального питания. Поэтому

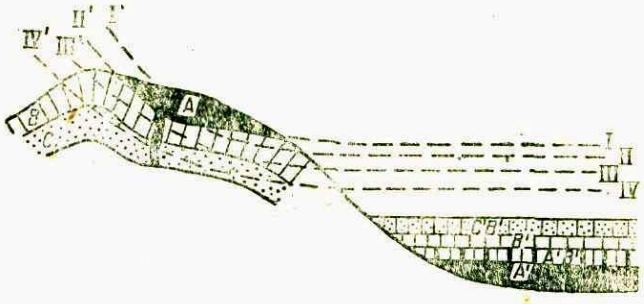


Рис. 100. Схема размыва сложного комплекса пород, сопровождаемого опусканием уровня моря и углублением речного профиля (по В. П. Батурину, 1937).

I, *II*, *III* и *IV* — уровни моря; *I'*, *II'*, *III'* и *IV'* — соответствующие профили речной сети; *A*, *B* и *C* — три комплекса размываемых пород; *A'*, *B'* и *C'* — осадки с реликтовыми минералами, происходящими соответственно из пород *A*, *B* и *C*.

применение каких-либо одних микропетрографических коррелятивов ограничивается данной терригенно-минералогической провинцией; корреляция разрезов за ее пределами требует дополнительной работы и выявления новых корреляционных показателей. Размеры площадей, в пределах которых удерживаются постоянные корреляционные микропетрографические признаки, могут сильно меняться в зависимости от древней геологической обстановки; но обычно, особенно для морских отложений, они охватывают достаточно *большие территории, как правило, далеко превосходящие по* своим размерам отдельные разведочные нефтеносные участки. Так, например, в Калифорнии удается коррелировать по микропетрографическим признакам разрезы, отстоящие друг от друга на расстоянии около 300 *км*.

Лицо, занимающееся микропетрографической корреляцией, должно обладать особой наблюдательностью и способностью к констатации самых *малейших индивидуальных черт осадочных образова-*

ний, так как только таким путем, как уже указывалось, можно достигнуть успеха в дробном подразделении изучаемых осадочных толщ и в надежном сопоставлении геологических разрезов.

Предусмотреть все возможные индивидуальные черты осадочных пород, которые могут иметь корреляционное значение, разумеется, невозможно: они слишком многочисленны и разнообразны. Все же можно наметить некоторые особо важные и наиболее распространенные признаки, на которые необходимо обращать внимание в первую очередь; в их число входят и такие особенности осадочных пород, которые не относятся прямым образом к реликтовым минералам, но которые все же коротко указываются ниже в целях наиболее полного освещения основ микропетрографической корреляции.

Микропетрографическая корреляция базируется преимущественно на выявлении следующих особенностей осадочных пород:

1. Ассоциации минералов нередко меняются от слоя к слою и служат хорошим корреляционным признаком. Тяжелым акцессорным минералам приписывается особо важное корреляционное значение; их парагенезис может меняться в то время, как комплекс легких породообразующих минералов может оставаться постоянным. Это связано с тем, что акцессорные минералы, как уже указывалось: а) качественно более разнообразны, нежели породообразующие, и б) в основном они представлены стойкими видами, что обеспечивает их сохранность в процессе разрушения материнских пород и переноса реликтовых минералов.

Возможны, однако, случаи, когда ассоциации и породообразующих легких минералов могут иметь корреляционное значение; так, например, спорадическое появление или исчезновение из разреза полевых шпатов, кварца, обломков кремня, мусковита и других минералов может служить в ряде случаев достаточно надежным основанием для стратиграфического подразделения и сопоставления разрезов. Надо вообще заметить, что для начального, предварительного разделения разреза на свиты обычно используются минералы, встречающиеся в больших количествах, а для более дробного подразделения существенную роль приобретают более редкие минеральные виды и их ассоциации.

Разумеется, что при микропетрографической корреляции нельзя проходить также мимо сингенетичных и эпигенетичных выделений, нахождение которых может придавать некоторым горизонтам индивидуальные черты (например, эпизодическое появление в разрезе глауконита, какие-либо своеобразные сферолитовые эпигенетические выделения халцедона и т. д.).

Замечено, что если какой-либо стратиграфический горизонт по простиранию представлен механическими породами разной крупности зерна (песками, алевролитами, глинами), то качественный состав реликтовых минералов во всех таких разностях остается в пределах горизонта более или менее постоянным. Это объясняется тем, что, несмотря на колеблющуюся крупность зерен, все они произошли за счет разрушения одних и тех же материнских по-

род и, следовательно, все они должны отражать общий для них источник минерального питания.

2. Количественные соотношения минералов могут быть характерными для определенных горизонтов. Коррелятивом иногда может служить даже суммарное соотношение между всеми легкими и всеми тяжелыми минералами: для некоторых горизонтов резко повышенное содержание тяжелой фракции является их характерной чертой, в то время как другие горизонты могут отличаться почти полным отсутствием тяжелых минералов и т. д.

Следует указать, что если мы разделим какую-либо кластическую породу на ряд фракций по крупности слагающих ее зерен, что можно осуществить при помощи механического анализа (просеивание породы через сита с определенным диаметром отверстий, размучивание в спокойной воде или в восходящей струе и т. д.), а затем каждую фракцию подвергнем фракционированию с тяжелой жидкостью, то увидим, что содержание тяжелых минералов во фракциях с разной крупностью зерна не остается постоянным, а подвержено более или менее значительным колебаниям. Чаще всего с уменьшением крупности зерна содержание тяжелых минералов возрастает, хотя в некоторых случаях возможны и иные соотношения.

Поэтому, для получения сравнимых результатов, что особенно важно при корреляционной работе, определение содержания тяжелых минералов, равно как и другие количественные минералогические подсчеты, всегда следует делать по отношению к какой-либо одной, заранее выбранной фракции механического анализа. Практика показывает, что удобнее всего производить всякие микропетрографические исследования по отношению к фракциям с величиной зерен от 0,10 до 0,05 *мм* или от 0,25 до 0,10 *мм*; зерна такого диаметра достаточно удобны для приготовления из них не слишком толстых препаратов, хорошо разделяются в довольно вязких тяжелых жидкостях (более мелкие зерна разделяются медленно и неполно) и достаточно велики, чтобы их можно было без особого труда определить под микроскопом.

Помимо выяснения суммарного количественного распределения тяжелой фракции в породах изучаемого разреза, часто прибегают к количественным подсчетам минералов, слагающих отдельные фракции. Если в исследуемых породах не обнаруживается качественного различия в ассоциациях реликтовых минералов, то следует попытаться найти индивидуальные черты пород в соотношениях минералов и использовать этот признак как корреляционный показатель. Так, например, в двух соседних свитах могут присутствовать в качестве акцессорных минералов циркон, турмалин, апатит, но в одной свите может резко преобладать циркон, а в другой — апатит, что уже может служить корреляционным признаком.

Подобные количественные подсчеты следует применять не только к тяжелым, но и легким минералам.

3. Характер отдельных минералов может изменяться от горизонта к горизонту, причем подобные различия

очень часто имеют корреляционное значение. Так, например, зерна кварца в одном горизонте могут быть совершенно чисты и прозрачны, в другом — нести в себе включения жидкостей и газов, в третьем — обладать волнистым угасанием, в четвертом — иметь включения рутила или каких-либо иных твердых минералов и т. д. Точно так же зерна турмалина из одного горизонта могут быть представлены хорошо ограниченными кристалликами и нести на себе «тупую головку», из другого — окатанными зернами, из третьего — неправильными остроугольными обломками и т. д.

Кроме того, для одних и тех же минералов, но происходящих из разных горизонтов, могут наблюдаться вариации в цвете, характере плеохроизма, в степени выветрелости, трещиноватости, двойниковой структуре, кристаллографических особенностях, конфигурации и размере самих зерен, степени их окатанности и т. п. Все эти отличия должны тщательно фиксироваться и использоваться для корреляции.

Можно указать несколько минералов, изучение характера которых часто выявляет ценные коррелятивные признаки. Сюда относятся следующие минералы, нередко являющиеся «руководящими»:

турмалин,	кварц,	ставролит,
кианит,	рутил,	эпидот,
циркон,	топаз,	андалузит.

Эти минералы, происходя из разных горизонтов одного и того же геологического разреза, сплошь и рядом обладают какими-либо отличительными признаками. Так, у турмалина чаще всего наблюдаются вариации в форме зерен, цвете и плеохроизме; у кианита — в степени совершенства трещинок спайности и в степени окатанности (рис. 101); у ставролита — в форме зерен, плеохроизме, количестве и природе включений; у андалузита — в плеохроизме; у кварца — в характере погасания и включений и т. д.

Зерна некоторых минералов могут оказаться настолько характерными для строго определенных стратиграфических горизонтов, что заключающие их слои приобретают значение опорных горизонтов; нахождение даже одного или двух особо характерных минералов часто служит совершенно достаточным коррелятивным признаком и делает излишними дальнейшие наблюдения. Так, например, в Кюрдаханском районе обнаружение пирита и вулканического пепла безошибочно определяет принадлежность пород к акчагылу; глауконит характеризует здесь V—VI горизонты и т. д.

4. Характер нерастворимого остатка часто составляет специфическую особенность определенных горизонтов карбонатных и некоторых других (например, галогенных) пород (рис. 102).

5. Механический состав пород, получаемый в результате механических анализов и характеризующий содержание в породе хотя бы главнейших фракций (песка — крупнее 0,1 *мм*, алеврита — от 0,1 до 0,01 *мм* и глины — меньше 0,01 *мм*), иногда также может быть использован для целей корреляции; при этом надо, однако, иметь в виду, что крупность зерен, слагающих по-

роду данного горизонта, может сильно изменяться по простиранию в связи, например, с дальностью изучаемого осадка от ископаемого берега. Поэтому корреляция разреза по механическому признаку

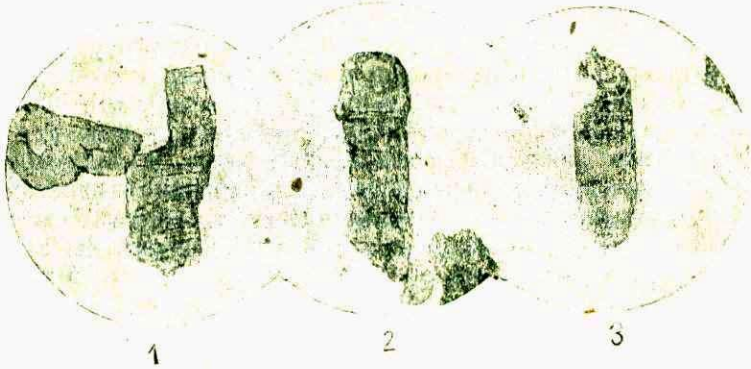


Рис. 101. Характер зерен кианита, происходящих из разных стратиграфических горизонтов южного крыла Подмосковного бассейна (по Л. В. Пустовалову, 1933).

1 — из континентального (древнеозерного) тульско-липецкого рудного горизонта; *2* — из морских верхнесерпуховских серых глин; *3* — из каменноугольной угленосной толщи.

имеет ограниченное значение, хотя в некоторых случаях приводит к положительным результатам. В качестве примера можно указать, что свиты «перерывов» в Бакинском районе неизменно характери-

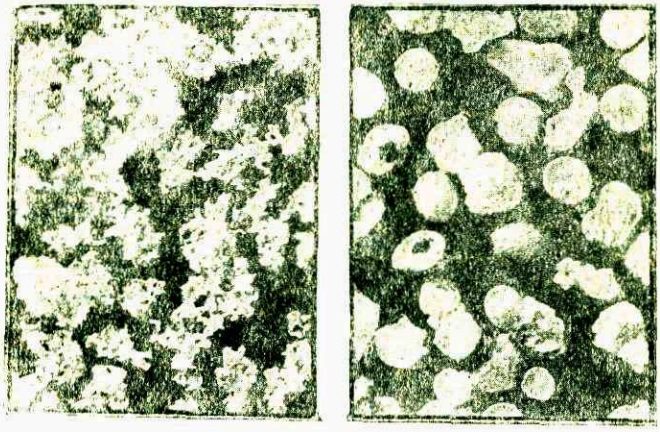


Рис. 102. Характер нерастворимых остатков из двух различных карбонатных пород (по В. М. Крейтеру, 1931).

зуются почти полным отсутствием самой тонкой глинистой фракции и, наоборот, обильным присутствием крупнозернистого материала. При производстве корреляционных работ по микропетрографическим признакам никогда не следует ограничиваться односторон-

ними наблюдениями над осадками, а следует подходить к ним комплексно, *не только учитывая по возможности* большее количество показателей, но и пытаясь сопоставить и увязать микропетрографические коррелятивы с другими корреляционными признаками — каротажной диаграммой, *скоростью проходки*, составом подземных вод, приуроченных к определенным горизонтам, газо- и нефтепроявлениями и т. д.

Такой тщательный подбор самых разнообразных *корреляционных* показателей и взаимная перекрестная их проверка особенно необходимы в начале работы, когда изучается первый, основной стандартный разрез, с которым имеется в виду в последующем сопоставлять другие разрезы. Позднее, когда петрограф достаточно ориентируется в породах данного района, такая скрупулезная работа может оказаться уже и излишней, так как исследователь научится к этому времени уверенно проводить границы между стратиграфическими горизонтами по ограниченному количеству наиболее характерных признаков; но самый тщательный сбор фактических данных является к этому необходимой и неизбежной подготовительной ступенью.

Так как в процессе выявления коррелятивов накапливается значительное количество фактических данных, то для удобства пользования ими их наносят на карточки, каждая из которых соответствует изученному образцу. Форма карточек зависит от индивидуальных склонностей исследователя и от характера изучаемых пород. Многочисленные образцы таких карточек приводятся в руководствах по методам исследования осадочных пород.

Пробы исследованных пород, микроскопические препараты, шлифы, фракции и т. д. необходимо хранить в образцовом порядке, *чтобы иметь возможность быстро сравнить изучаемый образец* с ранее исследованным.

Накопленные цифровые данные сводятся затем в одну таблицу, что *позволяет легко ориентироваться в разнообразных* корреляционных показателях, присущих отдельным частям изученного разреза. В качестве примера на рис. 103 приведен сводный петрографический разрез по скважинам глубокого бурения в 1936 г. в Пирсагате (Алятский район, Азнефть).

Помимо мощности разреза и названий свит, в диаграмме приведены результаты механического анализа (графа «структурная характеристика») и результаты количественного микропетрографического анализа пород. Длина горизонтальных черточек отображает процентное содержание того или иного минерала в соответствии с масштабом, помещенным вверху таблицы; сами черточки проведены против мест взятия исследованных образцов.

Нетрудно видеть, что в данном разрезе отдельные свиты достаточно четко отличаются друг от друга по микропетрографическим признакам. На самом деле, в отношении количественного минералогического состава тяжелой фракции намечаются следующие индивидуальные особенности отдельных свит:

а) Нижний отдел апшерона — присутствие амфиболов и пироксенов при непостоянном и малом содержании пирита.

б) Акчагыл — постоянное и значительное содержание пирита, составляющего до 90% тяжелой фракции. Вся продуктивная толща характеризуется присутствием пироксенов и амфиболов, причем первые превалируют над последними; но другие минералогические особенности тяжелой фракции позволяют в пределах продуктивной толщи выделить по микропетрографическим признакам четыре свиты, а именно:

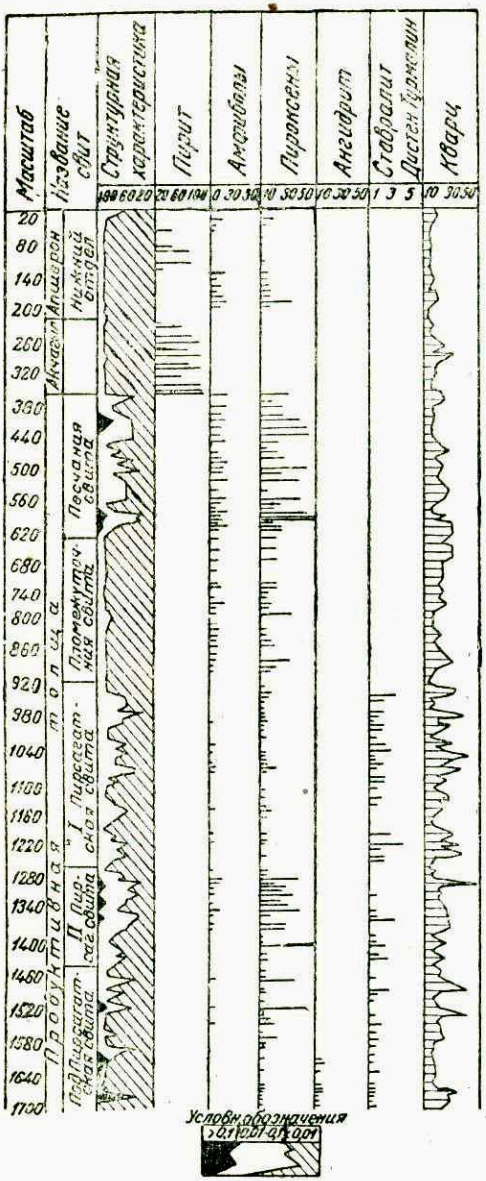


Рис. 103. Сводный петрографический разрез по скважинам глубокого бурения в 1936 г. в Пирсагате (по Б. Ясеневу, 1936).

в) Первая песчаная и промежуточная свиты — присутствие пироксенов (30—40%) и роговых обманок (10—15%), тогда как остальная часть фракции представлена непрозрачными рудными минералами (магнетитом, ильменитом, бурым железняком).

г) I пирсагатская свита — значительное снижение пироксенов (не более 10%) и ничтожное количество роговых обманок; появление в разрезе минералов группы эпидота (около 20% в среднем); бурый железняк составляет 60—70% фракции. Весьма характерно присутствие также ассоциации минералов, представленной ставролитом, дистеном, силлиманитом и турмалином в виде крупных, хорошо окатанных зерен (1—5%). Выше по разрезу эти минералы либо вовсе не встречаются, либо находятся в виде крайне редких единичных зерен.

д) II пирсагатская свита — тот же качественный парагенезис тяжелых минералов, что и в вышележащей пирсагатской свите, но с резким количественным возрастанием пироксенов.

е) Подпирсагатская свита — та же ассоциация тяжелых минералов, что в I и II пирсагатских свитах, но появляется, кроме того, совершенно новый минеральный вид — ангидрит, выше нигде не отмечавшийся.

В структурном отношении пород пирсагатского разреза также намечаются совершенно явственные отличия отдельных свит, а именно: нижний отдел апшерона и акчагыл характеризуются резким и постоянным преобладанием глинистых осадков; породы песчаной свиты дают значительное снижение глинистой фракции и появление отдельных «пик», принадлежащих песчаной фракции; промежуточная свита характеризуется вновь резким

и выдержанным преобладанием глинистых частиц; наконец, для I и II пирсагатских и подпирсагатской свит наблюдается снижение глинистого материала; содержание его притом крайне непостоянно, что дает на диаграмме ряд последовательных «пик»; нижние подпирсагатская и II пирсагатская свиты характеризуются, кроме того, появлением песчаной фракции.

В настоящее время почти все разрезы главнейших нефтяных районов являются в той или иной мере изученными с микропетрографической точки зрения; к сожалению, лишь небольшая часть полученных при этом результатов опубликована, тогда как в основном они остаются в виде рукописных материалов в распоряжении соответствующих нефтяных трестов. Составление общей сводки микропетрографических коррелятивов для всех нефтяных месторождений СССР является очередной задачей петрографов, работающих в системе нефтяной промышленности.

Говоря о микропетрографической корреляции, нельзя не остановиться на возможных при этом о ш и б к а х, которые могут крыться в специфических особенностях геологического строения местности, в технике отобрания проб для микропетрографического исследования и, наконец, в производстве самих лабораторных петрографических исследований и в их трактовке.

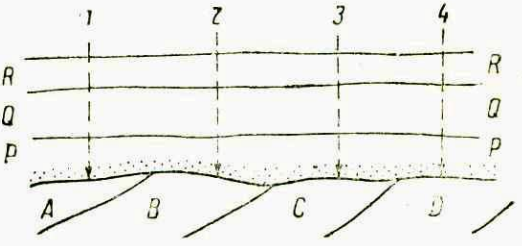


Рис. 104. Пример несогласного залегания пород, затрудняющего микропетрографическую корреляцию (по Г. Мильнеру, 1932).

Наиболее серьезной помехой микропетрографической корреляции с точки зрения специфичности геологической обстановки являются всевозможные явления переотложения осадков, когда более молодой осадок, возникающий за счет разрушения и переотложения более старого, наследует петрографические особенности последнего и становится с ним сходным в микропетрографическом отношении. Сходство между молодым и более древним осадками может быть при этом настолько велико, что петрограф может ошибочно принять две породы, относящиеся к разным стратиграфическим горизонтам, за отложения одной терригенно-минералогической провинции, а следовательно, отнести их к одному и тому же стратиграфическому горизонту; такие ошибочные заключения возможны особенно в том случае, если исследуется материал, добытый бурением, причем самый факт переотложения и несогласного напластования остается скрытым от исследователя.

Переотложение, которое иначе названо В. П. Батуриным (1931) у н а с л е д о в а н н о й с е д и м е н т а ц и е й, может проявляться в разных местностях весьма различно. Г. Мильнер (1933) приводит весьма поучительный пример, иллюстрируемый рис. 104. Если образцы какой-либо породы *P* взяты из пунктов 1, 2, 3 и 4 (см. концы стрелок на рис. 104), причем эта порода *P* пе-

согласно налегает на породы иного возраста A, B, C и D, доставлявшие материал для построения пород P, то минералогический состав этих образцов может быть таким:

образца 1 . . . ap
„ 2 . . . bp
„ 3 . . . cp
„ 4 . . . dp

} малые буквы указывают переходный состав от пород A к породам P, от B к P и т. д.

Таким образом, минералогический состав слоя P, несмотря на одновременность его накопления и принадлежность к одному стратиграфическому горизонту, испытывает в данном случае весьма значительные качественные изменения по простиранию, что зависит от характера ниже лежащих размывавшихся пород A, B, C и D, служивших местным дополнительным источником минерального питания при образовании породы P. При таких условиях, особенно если образцы 1, 2, 3 и 4 добыты бурением, не дошедшим до ниже лежащих пород A, B, C и D, вследствие чего самый факт несогласного залегания остается не выясненным, — легко притти к ошибочному выводу и на основе микропетрографического анализа дать неправильное заключение о принадлежности образцов 1, 2, 3 и 4 к разным стратиграфическим горизонтам. Чтобы избежать ошибки, в подобных случаях необходимо базироваться на характерных признаках, присущих самому осадку P, которые во всех образцах должны оставаться постоянными, тогда как примесь минеральных зерен, заимствованных из нижележащих пород, может меняться даже от одного образца к другому.

Не меньшие затруднения могут возникнуть при микропетрографической корреляции в случае так называемых подводных оползней, когда отложившийся и уже успевший отвердеть осадок, в результате сейсмических или иных явлений, скользит в пониженные участки по дну того самого водоема, где происходило его образование. В результате из глинистых или иловатых осадков могут возникнуть новые отложения того же самого петрографического состава, но имеющие уже другую крупность зерна (гальки и обломки более ранних глинистых пород и т. д.). Резкое текстурное отличие между осадками может привести исследователя к заключению о принадлежности их к разным стратиграфическим горизонтам, тогда как совершенно идентичный микропетрографический состав должен указать на их образование в одном и том же водоеме за счет материала, происходящего из одной и той же питающей провинции. Впрочем, установить действительные стратиграфические соотношения без изучения всей геологической ситуации в подобных случаях часто бывает невозможно.

Быстрые фациальные изменения, происходящие на коротких расстояниях, также относятся к тем геологическим особенностям, которые могут очень затруднить применение методов микропетрографической корреляции. Известно, что особой фациальной невыдержанностью отличаются континентальные отложения; этим в значительной мере объясняется то обстоятельство, что подавляющее большинство работ, где использовался метод микропетрографи-

ческого сопоставления разрезов, относится к морским, фациально более устойчивым породам; из этого, впрочем, не следует делать вывода, что этот метод является вовсе не приложимым к субаэральным образованиям.

Для выявления микропетрографических коррелятивов весьма существенное значение имеет способ взятия образца. Идеальным является тот случай, когда исследователь имеет возможность собирать материал для петрографических исследований из свежих поверхностных выработок, каковыми являются, например, разрабатывающиеся карьеры или достаточно глубокие и широкие расчистки обнажений, канавы и т. п. Здесь петрограф видит весь слой, все имеющиеся в нем петрографические отличия и может не только подбирать целую серию образцов из одного слоя, но делать выбор между несколькими образцами, отражающими какую-либо особенность древнего осадка. Если же образцы происходят из буровых скважин, как это в большинстве случаев имеет место в нефтяной практике, то по необходимости приходится довольствоваться тем ограниченным участком породы, который встречается на пути забоя скважины.

Но помимо этого, в процессе бурения характер проходимых пород может сильно искажаться. Так, при ударном бурении все твердые породы дробятся, а следовательно, теряют свои текстурные, а частью и структурные особенности, сохранение которых весьма желательно для корреляционных целей. Мало того, в образец, извлекаемый из буровой скважины, часто попадает не только разбуриваемая порода. Подъем бурового инструмента, дрожание каната и штанг, поднятие и опускание различных приборов и т. д. способствуют обвалу вышележащих пород, особенно если они недостаточно монолитны; в таких случаях ранее пройденная глина может сообщить образцу разбуриваемой породы более глинистый характер, песок — песчанистый характер и т. д. Примеси вышележащих пород в буровых образцах делаются особенно обильными при разбуривании осадочных толщ, где пласты различной твердости и разного состава сменяются на коротких интервалах.

Часто бывает очень трудно решить, является ли тот или иной минеральный материал составной частью проходимой породы или же он обрушился сверху. В таких случаях обычно ориентируются на размер, форму и вещественный состав обломков, сравнивая их с характером ранее пройденного и уже изученного материала; но такие сопоставления далеко не всегда приводят к убедительным данным. Лишь в некоторых случаях удается твердо установить истинный характер проходимой породы; так, например, если среди бурового шлама, состоящего из обломков доломита и песка, обнаруживаются отдельные кусочки доломита, *внутри* которых рассеяны песчаные частицы, совершенно идентичные со свободными песчинками, то вопрос совершенно ясно разрешается в пользу того, что песчаный материал принадлежит разбуриваемой породе, а не обрушился сверху.

Чтобы ясно отграничить действительные факты, наблюдаемые при изучении бурового материала, от выводов, сделанных самим

исследователем, всегда следует давать полное описание бурового материала, а затем уже излагать свое личное суждение относительно того, какую именно породу и какого петрографического состава представляет данный буровой материал; одновременно должны быть приведены обоснования этого мнения.

Так называемые глинистые «растворы», применяющиеся при бурении, могут сильно осложнить работу петрографа. Тончайшие глинистые частицы и прочая «буровая грязь» могут не только покрыть собою поверхность образцов даже при колонковом бурении, но и проникнуть внутрь образцов по трещинкам и порам. При микропетрографическом исследовании таких кернов петрограф будет иметь дело с породой, к которой в той или иной мере примешан материал буровой грязи; чем пористее порода, тем больше может быть примесь; поэтому чистые пески и рыхлых чистые песчаники, извлеченные из буровой скважины, нередко приобретают характер глинистых песков и глинистых песчаников, мергеля — известковых глин и т. д. Разумеется, что при этом в образцы привносится материал, чуждый данной породе, что затрудняет корреляцию.

Во избежание возможных ошибок, прежде чем подвергать кери петрографическому анализу, рекомендуется тщательно удалять внешнюю поверхность керна и брать для исследования по возможности внутреннюю часть образца.

Однако, в практике нефтяных промыслов петрографу часто приходится иметь дело не с монолитными буровыми образцами, а с буровым шламмом, т. е. с раздробленными породами, смешанными с глинистым раствором. Исследование таких продуктов для корреляционных целей нередко является весьма затруднительным, но, как показала практика кавказских нефтяных промыслов, вовсе не безнадежным. Чтобы достигнуть при этом успеха, необходимо предварительно тщательно исследовать состав самого глинистого раствора, применяющегося при бурении в данном пункте; это дает возможность вносить в результаты исследования образцов соответствующие поправки, исключая из списков обнаруженных минералов составные части, принадлежащие глинистому раствору. Для отделения основной массы вещества глинистого раствора от бурового шламма и, следовательно, для получения концентрата обломков проходимых пород используют то обстоятельство, что частицы глинистого раствора обычно значительно тоньше, нежели обломки пород. Это дает возможность сепарировать обломки пород путем пропускания бурового шламма через соответственно подобранные сита. Материал, остающийся на сите, подвергается петрографическому исследованию; чтобы не пропустить каких-либо мелких обломочных минералов, дополнительно просматривается также и фракция, прошедшая сквозь сито и состоящая в основном из материала глинистого раствора. На кавказских нефтяных промыслах для подобного разделения бурового шламма пользуются различными приборами, сконструированными местными работниками, причем главнейшей частью этих приборов всегда является сетка, или несколько сеток, с определенным размером отвер-

стий; ясно, что при применении набора сит достигается не только отделение обломков проходимых пород от глинистого раствора, но и их механический анализ (разбивка по крупности зерен), что имеет известное значение для корреляции сыпучих кластических пород, зерна которых при бурении в общем сохраняют свои изначальные размеры.

Успех микропетрографической корреляции зависит, как уже было указано, не только от геологической обстановки, к которой она применяется, и от способа взятия образцов, но также и от личных качеств исследователя, его отношения к работе, тщательности наблюдений и даже от его темперамента. Г. Мильнер (1934) совершенно правильно подчеркивает, что недостаточная аккуратность в работе, возможность при этом спутать образцы, поверхностные и недостаточно проверенные определения минералов под микроскопом и другие проявления несерьезного и безответственного личного отношения работника к делу приводят при микропетрографической корреляции к различным неудачам и ошибкам значительно чаще, чем при другом любом виде геологической работы; такое неряшливое отношение к работе не только причиняет зло науке, но и отражается на практической жизни нефтяных месторождений, ориентируя иногда бурение в неправильном направлении.

Но даже при самом тщательном отношении к собственно микропетрографической работе, легко притти к ошибочным заключениям, если увлекающийся исследователь будет чересчур расширительно толковать наблюденные им факты, распространяя выявленные им корреляти́вы на слишком значительные площади.

Мы уже знаем, что ассоциация реликтовых минералов остается постоянной и является корреляти́вным признаком лишь в пределах данной терригенно-минералогической провинции. Для другой такой же провинции та же самая минеральная ассоциация может быть присуща отложениям совершенно иного возраста. Отсюда вытекает, что стратиграфические сопоставления на основе микропетрографических признаков должны умело использоваться в пределах более или менее ограниченных территорий и никогда не должны иметь в представлении исследователя универсального значения.

Совершенно невозможно указать размера территорий, в пределах которых выявленные корреляционные признаки остаются постоянными; такие площади могут быть и очень маленькими и очень большими. Определение их границ может быть сделано только в приложении к каждому конкретному случаю путем учета всей совокупности геологических данных; здесь больше, чем где бы то ни было требуется осмотрительность в выводах на основе индивидуального подхода к объектам исследования.

Так как микропетрографическая корреляция требует накопления массового фактического материала, который может быть в любую минуту сопоставлен между собою, необходимо хотя бы коротко коснуться здесь же о р г а н и з а ц и и микропетрографических лабораторий. Некоторые относящиеся сюда данные были

уже затронуты выше: тщательное хранение образцов, их этикетировка, сохранение в порядке, обеспечивающем легкое отыскание всех фракций, препаратов, шлифов, нанесение результатов исследований на карточки, составление обзорных петрографических разрезов — все эти чисто организационные моменты значительно облегчают и ускоряют микропетрографические исследования. Лабораторная аппаратура должна быть в необходимом количестве экземпляров, что позволяет одному лицу одновременно проводить те или иные определения серийным «многостаночным» способом; так, например, разделение с тяжелыми жидкостями должно выполняться сразу с несколькими образцами, в механический анализ должна поступать сразу целая серия близких по крупности зерна пород и т. д. Все это значительно экономит время, убыстряет работу и обеспечивает богатейшие возможности для разработки эффективных стахановских методов работы. К сожалению, опыт, который накопился в этом направлении в петрографических лабораториях нефтяных трестов, совершенно не освещен в печати. Более детальные данные об организации микропетрографических исследований с учетом последних данных излагаются в соответствующих руководствах, предназначенных для петрографического практикума.

В заключение главы, посвященной микропетрографической корреляции, следует отметить еще: а) возможность корреляции по плоско параллельным шлифам, изготовляемым из твердых осадочных пород, и б) значение для корреляции легкой фракции.

Значение изучения прозрачных шлифов из твердых осадочных пород вряд ли требует специальных пояснений. Такие осадочные образования, как известняки, гипс, ангидрит, доломит, каменная соль и пр., обычно содержат очень мало кластических минералов, которые к тому же часто бывают представлены тончайшими глинистыми частицами, не определимыми под микроскопом. В этом случае при корреляционной работе приходится ориентироваться главным образом на изучение шлифов, которые вскрывают индивидуальные особенности вещественного состава и структуры пород. Так как каждый шлиф характеризует лишь очень небольшую часть породы, то во избежание накопления случайных и мало характерных данных рекомендуется изготавливать и изучать шлифы из нескольких мест одного и того же образца.

Что касается до легкой фракции, то и она, как это уже указывалось выше, может нести в себе черты, индивидуализирующие данный слой (например, нахождение в каком-либо определенном стратиграфическом горизонте зерен кварца с обильными включениями газообразной углекислоты и т. п.). Возможны также резкие количественные колебания в содержании кварца и других обычных легких минералов по стратиграфическим горизонтам.

С этой точки зрения весьма интересно содержание кварца в главнейших нефтеносных районах СССР (по В. Н. Батурину, 1935):

Грозненский р-н. Чокракско-Караганские отложения содержат до 98% кварца.

Апшеронский п/о. Продуктивная толща: для сураханской свиты содержание кварца колеблется от 40 до 70%, в низах балаханской свиты и «перерыве» — до 90%.

У р а л о-Э м б е н с к и й р-н. В сеноманских песках среднее содержание кварца равно 44%, в неокоме — 37%, в юре — 28% (по Вишнякову).

Г р у з и я. Ширакская толща: содержание кварца колеблется от 5 до 20%; *последняя* цифра встречается редко.

Из сказанного видно, что при микропетрографической корреляции нельзя исключать изучение легких породообразующих минералов.

К тому же, совершенно прав В. П. Батурин (1935), подчеркивающий, что когда будет накоплен достаточный фактический материал по распространению кварца (а также, конечно, и других самых обычных легких минералов, как, например, *полевых шпатов, слюд и пр.*) в осадках различных районов и разного геологического возраста, то многие геологические проблемы получат более правильное разрешение.

В заключение следует указать, что в самое последнее время в лаборатории петрографии осадочных пород Московского нефтяного института (Л. В. Пустовалов, 1937, и В. П. Флоренский, 1939) разработан новый метод корреляции геологических разрезов на основе так называемых л и т о г е н е т и ч е с к и х и геохимических к о л о н о к. Он заключается в послойном отборании из изучаемых разрезов образцов горных пород, причем участки слоев, *затронутые эпигенетическими (вторичными) процессами, исключаются*. Этим самым достигается сбор каменного материала, по возможности отображающего изначальный характер пород. Все собранные образцы подвергаются химическому или механическому, или тому и другому анализу; практика показывает, что в большинстве случаев можно удовлетвориться производством легко выполнимых сокращенных анализов, а иногда даже определением в каждом образце какого-либо одного наиболее характерного компонента. Полученные результаты анализов графически наносятся в масштабе рядом с геологической колонкой, против мест взятия соответствующих образцов, что точно фиксируется при полевой работе. В результате получается диаграмма, по которой легко проследить, как изменяется содержание того или иного компонента и весь химический или гранулометрический характер пород по вертикали, например, снизу вверх, т. е. в той исторической последовательности, в *какой протекал процесс осадконакопления*.

При сопоставлении нескольких разрезов, изученных таким образом, обращают внимание на *конфигурацию* кривых, которая остается постоянной для синхроничных пород определенной области осадконакопления и тем самым дает возможность точно коррелировать разрезы, находящиеся иногда на значительном расстоянии друг от друга. То обстоятельство, что в пределах исследуемой территории могут иметь место фациальные изменения пород (например, пески переходят в алевролиты, галечники — в песчаники, известняки — в доломиты или доломиты — в гипсы и т. д.), не имеет существенного значения, так как корреляция осуществляется в данном случае не по абсолютному типу или по конкретным петрографическим свойствам пород, а *по характеру их последовательного качественного изменения*, как это имело место в процессе осадконакопления; характер же этого последовательного изменения осадочных пород отображается конфигурацией (направлением, а не абсолютным положением) отдельных кривых на литогенетических или геохимических колонках.

Полную оценку метода построения литогенетических колонок, как одного из приемов корреляции геологических разрезов, ввиду его новизны дать сейчас затруднительно. Но применительно к тем объектам, к которым он был уже применен, он дал очень хорошие результаты. Не подлежит, однако, сомнению, что составление литогенетических колонок оказывается чрезвычайно полезным при расшифровке генезиса тех или иных осадочных толщ. Подробности составления указанных колонок и их примеры приводятся во II части книги, при описании доломитовых и гипсовых пород.

6. Мотогенные образования

Выше мы уже условились называть мотогенными образованиями те минеральные выделения, которые не относятся ни к реликтовым, ни к сингенетичным, ни к эпигенетическим, и которые возникают в отрезок времени, начало которого ограничивается разрушением материнских пород, а конец—накоплением осадка. Так как основная масса мотогенных выделений возникает в стадию переноса, когда материал находится в состоянии миграции, в движении (отсюда название мотогенный), то первое представление о мотогенных образованиях *было дано при рассмотрении процессов, характерных для* стадии транспортировки (см. стр. 209). Теперь нам надлежит разобрать условия мотогенеза несколько подробнее, тем более, что мотогенные образования, как уже упоминалось, обособляются в самостоятельную группу составных частей осадочных пород впервые в настоящей книге.

Мотогенные образования могут возникнуть преимущественно под влиянием:

а) взаимодействия твердых тел с растворами или газами,
б) взаимодействия растворов с растворами,
в) взаимодействия растворов с газами,
г) испарения растворов,
д) действия гидролиза,
е) коагуляции и адсорбции,
ж) жизнедеятельности организмов.

Ниже кратко рассматриваются все перечисленные главнейшие условия возникновения мотогенных выделений.

Взаимодействие твердых тел с растворами или газами осуществляется в широком масштабе при переносе обломочного материала; причиной этого является стремление к установлению равновесия между минеральными кластическими зернами, с одной стороны, и транспортирующей их средой, с другой. Примером может служить окисление во время переноса обломков сидерита, приводящее к образованию бурого железняка. Одним из наиболее распространенных мотогенных образований такого рода является каолин, первично возникающий также во время переноса за счет полевых шпатов и слюд в результате воздействия на них поверхностных вод, при непосредственном участии газов, находящихся в растворе. Возникнув в стадию переноса, такой каолин не является ни реликтовым, ни сингенетичным минералом;

после своего образования, как и все мотогенные выделения, он ведет себя так же, как минеральные обломки, продолжая вместе с ними свое перемещение к месту своего погребения под напором воды или ветра.

Действие гидролиза может рассматриваться как частный случай взаимодействия твердых или растворенных тел с водой. Гидролиз часто протекает при участии растворенных в воде газов — кислорода, углекислоты и т. д. Сюда относится, например, весьма распространенное образование окислов железа из растворов сернокислого закисного железа; возникновение таким путем гидроокиси железа, равно как и некоторых других металлов (Al, Ti. . .) может иметь место еще в речных водах, откуда эти мотогенные образования переносятся далее к месту накопления осадка.

Взаимодействие растворов с растворами, в результате чего возникают твердые минеральные выделения, входящие позднее в состав осадочных пород, повидимому, осуществляется в природе достаточно часто. Так, например, если смешиваются воды, содержащие бикарбонаты щелочноземельных металлов (Ca, Sr, Ba), с водами, несущими ион серной кислоты, то возможно выпадение в твердую фазу сульфатов этих металлов, т. е. соответственно гипса или ангидрита, целестина, барита. Если такое смешение произошло в верхнем или среднем течении реки, то образовавшиеся твердые соли будут опять-таки продолжать свою миграцию наравне с обломочным материалом, т. е. переноситься вниз по течению.

Взаимодействие растворов с газами широко распространено, например, в бассейнах, зараженных сероводородом; так, химические реакции между сероводородом и растворенными в морской воде солями железа или меди приводит к возникновению твердых сульфидов этих металлов, которые затем погружаются на дно моря наряду с глинистыми и другими частицами; сюда же относятся всевозможные процессы окисления, совершающиеся в континентальных водах и приводящие к возникновению твердых окисленных выделений из растворимых закисных соединений.

Испарение растворов может приводить к выделению в твердое состояние того или иного компонента задолго до стадии накопления осадка и тем более сингенеза. Так, например, в засоленном бассейне, если осадок и раствор находятся в полном равновесии, у его дна может вовсе не происходить выпадения в осадок сингенетичной соли; но в самых верхних слоях того же самого водоема, в результате поверхностного испарения могут возникнуть отдельные соляные кристаллики, например, в виде плавающих пирамидок («соляных лодочек»), как это нередко наблюдается в жаркие дни на поверхности соляных озер. Подобные выделения соли затем либо погружаются на дно, либо растворяются, не достигнув осадка. В первом случае они характеризуют собой физико-химические условия, существовавшие не в зоне сингенеза (у поверхности уже накопившегося осадка), а в верхних

слоях водоема, т. е. в зоне, для которой в основном характерно нахождение ионов Na и Cl в подвижном состоянии миграции.

Интересным примером могут служить отпечатки скелетных пирамидальных кристаллов каменной соли, находимых в верхних частях конхиферового и нижних частях татарского яруса в окрестностях г. Казани; эти отпечатки заключены в доломитовых породах. Это показывает, что в то время, когда на дне моря происходило образование доломита, верхние слои воды временами настолько сильно насыщались под влиянием испарения хлористым натрием, что последний выпадал здесь в твердую фазу, давая характерные плавающие «соляные лодочки», образующиеся, как известно, только у поверхности водоемов; позднее они погружались на дно моря и оставляли на илистом доломитовом осадке свои отпечатки; сейчас трудно сказать, когда вещество этих скелетных образований соли было переведено в раствор: в стадию диагенеза или позже, уже в стадию эпигенеза. Скелетная пирамидальная форма кристаллов не оставляет, однако, сомнения в том, что мы имеем в данном случае дело не с сингенетичным, а с мотогенным выделением; последние проливают свет на характер интимных процессов, совершавшихся на поверхности верхнепермского моря.

Разумеется, что аналогичным путем могут возникнуть в пути к месту накопления осадка также другие минеральные выделения (углекислого кальция, гипса и т. д.).

К о а г у л я ц и я и а д с о р б ц и я, надо думать, приводит к возникновению весьма значительного объема мотогенных выделений. Основная масса коллоидов, содержащихся в осадках, повидимому, испытывает коагуляцию еще во время переноса, вследствие чего и становится возможным их осаждение на дно наряду с мельчайшими глинистыми частицами; лишь относительно небольшая часть коллоидов образуется в самом осадке, в результате взаимодействия его с окружающей средой.

О р г а н и ч е с к и е в ы д е л е н и я, возникающие вследствие аккумуляции вещества (чаще всего растворенного) под влиянием биохимической энергии, являются наиболее известными образованиями из группы мотогенных выделений. Они отличаются тем, что в момент жизни организмов, как уже указывалось выше, они обладают способностью к свободному передвижению и лишь после их смерти становятся частью неорганической природы и ведут себя далее как любые минеральные обломки.

Значение органических выделений в создании осадочных пород, равно как различные мнения по этому поводу, были изложены выше (см. стр. 373). Очевидно, наиболее правильным является уже обоснованное ранее положение, согласно которому осадкообразующая деятельность организмов достигает значительной эффективности лишь в тех случаях, когда она совпадает с общими усилиями и общим направлением процесса осадконакопления; в противном случае результаты, достигнутые организмами при их жизни, устраняются, как бы «нейтрализуются», сводятся на-нет неустанно действующими и несоизмеримо более мощными силами зоны осадкообразования.

Так как усилия организмов не всегда совпадают с направлением процесса осадкообразования, что приводит к возникновению биохимических концентраций, противоречивых окружающей геохимической обстановке, то многие органические сооружения в последующем, при установлении равновесия между трупом организма и окружающей его средой, гибнут, разрушаются. Именно этим объясняется то обстоятельство, что в осадочных породах сохраняются остатки далеко не всех организмов, синхроничных данному осадку, а преимущественно лишь те, которые создали при своей жизни органические постройки, соответствующие по своим геохимическим признакам синхроничным осадкам. Так возникает, как принято говорить, «искаженная проекция древней жизни», столь характерная для осадочных толщ и вместе с тем ограничивающая возможности палеонтологов, стремящихся максимально полно воссоздать облик ископаемой фауны и флоры.

Каково бы ни было, однако, отношение к оценке осадкообразующей деятельности организмов, их вещественные химико-минералогические особенности, как составных частей осадочных пород, имеют безусловный интерес с точки зрения петрографа; освещению этого специального вопроса отведены последующие строки.

7. Органические остатки и их вещественный состав

Химический состав организмов долгое время оставался недостаточно ясным. Раньше предполагали, что организмы используют для построения своего тела лишь весьма ограниченное количество химических элементов числом не более 15—20. Расширение аналитических данных доказало присутствие в теле организмов до 60 элементов, причем можно думать, что и остальные элементы будут впоследствии обнаружены в составе живого вещества.

Таким образом, организмы оказывают то или иное влияние на историю почти всех химических элементов, участвуя в их миграции, рассеянии и концентрации в зоне осадкообразования. Раздел геохимии, изучающий геохимическую деятельность организмов, В. И. Вернадский предложил выделить в специальный раздел, назвав его биогеохимией; советским ученым принадлежит в этой области значительная часть работ (В. И. Вернадский, А. П. Виноградов, Я. В. Самойлов и К. Ф. Терентьева и др.).

В. И. Вернадский впервые дал таблицу среднего химического элементарного состава живого вещества (табл. 76).

Хотя химический элементарный состав отдельных видов организмов различен, тем не менее все организмы имеют много общих черт в своем составе. Именно, количественное содержание таких элементов, как C, O, H, N, P, S и некоторые другие, колеблется для разных видов в довольно узких пределах, обычно не выходя за границы одной декады; содержание же других, как, например, Fe, Mn, I, Br, As, B, Ti, V и др., изменяется иногда от одного вида к другому во много раз, в пределах нескольких декад. Элементы, которые содержатся в организме в значительных количествах, и в то же время обычно являются наиболее постоянной составной

Таблица 76

Средний химический состав живого вещества

(По В. И. Вернадскому, 1934)

Декады	Весовые проценты	Химические элементы
I	> 10,0	O, H
II	10,0 – 1,0	C, N, Ca
III	1,0—0,1	S, P, Si, K
IV	0,1 – 0,01	Mg, Fe, Na, Cl, Al, Zn
V	0,01 – 0,001	Cu, Br, I (?), Mn, B
VI	0,001—0,0001	As, F, Pb (?), Ti, V, Cr, Ni, Sr, Li
VII	0,0001—0,00001	Ag, Co, Ba, Rb (?), Sn, Mo
VIII	0,00001—0,000001	Au (?)
IX	0,000001—0,0000001	Hg
. . . . .		
XIII	0,000000000001—0,0000000000001	Ra

частью всякой живой материи, А. П. Виноградов (1933) называет биогенными макроэлементами; элементы, содержащиеся в пределах от *0,001—0,00001%*, *соответственно* могут быть названы микроэлементами; при еще более низком содержании мы будем иметь дело с ультрамикроэлементами. Некоторые элементы, играющие в одном виде организмов роль микроэлементов или даже ультрамикроэлементов, в другом виде могут настолько сильно концентрироваться, что приобретают здесь значение макроэлементов, и обратно. Вообще же говоря, как выяснено в последние годы исследованиями Биогеохимической лаборатории Академии наук СССР, работающей под общим руководством В. И. Вернадского, для отдельных видов и родов организмов характерны специфические черты их химического состава, причем рядом обитающие организмы, составляющие естественные сообщества (биоценозы), могут обладать отличительными химическими особенностями; это говорит об избирательной способности организмов аккумулировать в своем теле те или иные химические элементы.

Давно было замечено, что среди биогенных макроэлементов резко превалируют легкие элементы, относящиеся к первым 20 номерам Менделеевской таблицы и составляющие до 99% всей массы живого вещества. Исследования А. П. Виноградова (1933) указывают, однако, на существование значительно более глубокой связи между химическим составом живого вещества и таблицей Менделеева, где, как известно, элементы располагаются в порядке возрастания их атомного веса.

Используя огромный современный аналитический материал, относящийся к составу организмов, А. П. Виноградову удалось построить кривую распространения отдельных химических элементов в живом веществе.

Названный исследователь обратил при этом внимание на то интересное обстоятельство, что химический элементарный состав живого вещества, имеющегося на земной поверхности и в частности на суше, определяется химическим составом леса. Лес занимает площадь около 25 млн. $км^2$, т. е. приблизительно 22% всей суши (без полярных районов). Эта масса живого вещества несоизмерима ни с какой другой массой однородной живой материи. На суше второе место занимает травянистая растительность, затем живое вещество почв и, наконец, животный мир. Путем расчета А. П. Виноградов нашел, что масса леса составляет $n \cdot 10^{17}$ *г*, а масса травянистой растительности не более 20% от массы леса. Исходя из этих данных, можно было найти средний химический состав живого вещества как в отношении макроэлементов, так и некоторых микроэлементов.

Химический состав травянистой растительности характеризуется прежде всего составом *Gramineae*, имеющим высокое содержание кремния (Si). Широкое распространение *Gramineae* известно; сюда относятся наши луга, поля культурных злаков, ковыльные степи, прерии Северной Америки, пампасы Южной Америки, саванны Бразилии, Африки и Австралии, джунгли тропической Азии с зарослями бамбука и пр. Другим слагающим элементом травянистой растительности являются луга с более пестрым покровом из *Compositae*, *Leguminosae* и др., отличающихся от злаков в частности высоким содержанием кальция и малым содержанием кремния. Средний химический элементарный состав живого вещества суши находится, таким образом, где-то между составом лесных пород (главным образом их стволов) и травянистой растительностью вместе с листвой деревьев.

Имея многочисленные данные о содержании химических элементов в отдельных видах организмов, А. П. Виноградов смог путем соответствующей их обработки выяснить количественное содержание элементов в живом веществе. Так была получена кривая, изображенная на рис. 105. По оси ординат здесь отложены логарифмы процентов атомов, а по оси абсцисс расположены химические элементы в порядке Менделеевской таблицы, т. е. по признаку возрастания порядкового номера элемента, а, следовательно, возрастания и его атомного веса.

Так как в геохимии уже давно известно разное поведение и разное распространение элементов, имеющих в периодической таблице четные номера и нечетные, то на рис. 105 даны отдельно кривые распространения в живом веществе четных (обозначены квадратами), и нечетных (обозначены кружками) химических элементов.

Как отмечает сам автор таблицы, левая сторона последней построена на обширном точном аналитическом материале (здесь доминируют макроэлементы), тогда как правая ее часть страдает некоторой гипотетичностью из-за недостатка данных.

Кривая, воспроизведенная на рис. 105, вскрывает целый ряд закономерностей в элементарном химическом составе живого вещества. Она показывает, что по мере перехода к более тяжелым элементам их количественное значение в составе организмов в общем

падает. На фоне этого общего снижения кривой слева направо обнаруживается правильная периодичность, с определенными максимумами и минимумами. Для элементов, имеющих четный номер,

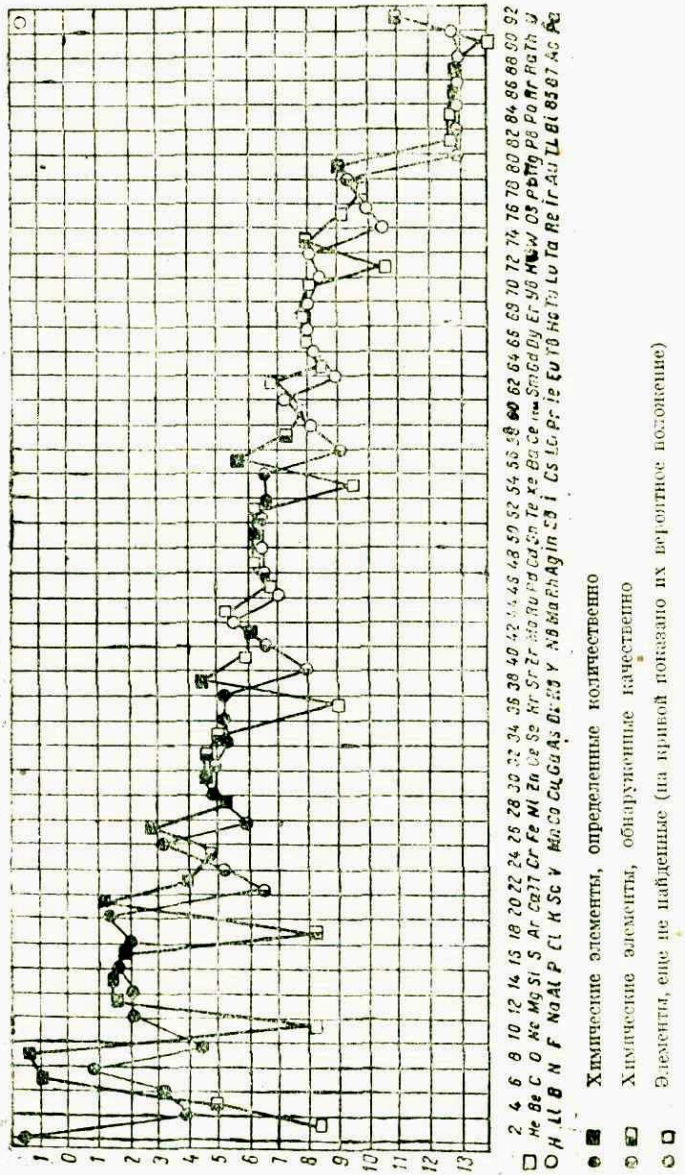


Рис. 165. Кривая распространения химических элементов в живом веществе (по А. П. Виноградову, 1933).

максимумы периодов отвечают формуле $2 + 6 + 6 \ldots$, для нечетных же элементов максимумы определяются формулой $1 + 6 + 6 \ldots$ Соответственно этому в максимумах располагаются, например,

элемент № 8 (2 + 6 — кислород), элемент № 14 (2 + 6 + 6 — кремний), элемент № 20 (2 + 6 + 6 + 6 — кальций) и т. д.

Любопытно, что организмы преимущественно используют для построения своего тела те наиболее легкие элементы, которые в то же время являются в общем наиболее распространенными (из четных элементов — O, Si, Ca, Fe, из нечетных — H, N, Al, K, Mn). В этом нельзя не видеть лишнего доказательства уже много раз отмечавшегося правила, что особенности органического мира во многом совпадают и следуют за особенностями того минерального субстрата, на котором эти организмы развиваются.

Еще характернее то обстоятельство, что мало распространенный в земной коре углерод (среднее содержание его в литосфере равно около 0,4%), считающийся важнейшей составной частью живого вещества, в действительности и здесь далеко не является с количественной точки зрения преобладающим. Среднее содержание углерода в живом веществе В. И. Вернадским оценивается цифрой около 7%. Содержание углерода в морских бентосных животных равно около 5% (содержание воды очень значительно), в зеленых растениях — около 9% углерода (содержание воды около 80%) и в наземных животных — около 15% углерода при содержании воды около 70%; хотя эти цифры и не являются вполне точными, они все же иллюстрируют порядок явления.

Приведенные только что данные дают представление о среднем элементарном химическом составе современного органического мира. Учитывая, что разным организмам присущ разный химический состав, естественно было предположить, что по мере развития на Земле органических форм менялся и их средний химический состав; следовательно, в каждую определенную геологическую эпоху организмы могли привносить в синхроничные им осадки различные химические элементы и соединения. На основании этого и, допуская расширительное толкование осадкообразующей деятельности организмов, высказывались предположения, еще ныне часто встречающиеся в научной литературе, что возраст осадочных пород может быть определен не только на основании изучения морфологии органических осадков, но и на основании содержащихся в породе биогенных элементов; таким путем имелось в виду создать «химическую палеонтологию» или «палеонтологию без органических остатков».

Настойчиво и талантливо развил и защищал эту точку зрения Я. В. Самойлов (умер в 1925) в целой серии работ, доставивших ему мировую известность. Он создал теорию, которую назвал палеофизиологией, в которой развивал мысль о том, что в каждый геологический момент Земля была населена организмами, имевшими специфические черты своего химического состава. В частности, он предполагал, что параллельно развитию органического мира эволюционизировал минеральный состав скелетов организмов; наиболее древние формы по его представлению использовали для построения своего скелета наиболее распространенный материал, в соответствии с чем самые ранние организмы должны были обладать кремневым скелетом (радиолярии, диатомовые водоросли); отсутствие этих организмов в наиболее древних пластах

Я. В. Самойлов объяснял их последующим уничтожением в результате перекристаллизации и пр.; позднее организмы вовлекли в состав своего скелета менее распространенные соли кальция и магния; в новейшее геологическое время, с момента появления на Земле позвоночных, материал для построения скелета наиболее высоко организованных животных стал еще более редким и утонченным, что находит свое отражение в том, что значительную роль в составе скелетов позвоночных играет мало распространенный фосфор (в виде фосфорнокислого кальция).

Ссылаясь на редкое нахождение среди современных организмов таких форм, которые концентрируют в своем теле сульфат бария (корненожки группы *Xenophyophora*), сульфат стронция (радиолярии группы *Acantharia*), фтористый кальций и т. д., Я. В. Самойлов допускал возможность, что подобные организмы, концентраторы относительно редких элементов, в некоторые геологические эпохи приобретали особенно широкое распространение; таким образом, в истории Земли чередовались эпохи или века особо пышного расцвета баритовых, стронциевых и др. организмов. Если от этих организмов даже и не сохранялось морфологических остатков (их, действительно, среди осадочных пород мы не находим), то они должны были в представлении Я. В. Самойлова обогащать собою соответственные отложения определенным минеральным выделением (баритом, целестином, фтористым кальцием и т. д.).

Далее, Я. В. Самойлов обратил внимание на то обстоятельство, что кровь организмов, всегда выполняющая определенную физиологическую функцию — снабжение организма кислородом, не всегда однако, имеет один и тот же химический состав. Подавляющее большинство современных животных имеет «железную» кровь (гемоглобин), отчего и зависит ее красный цвет; железо в крови, вследствие способности его к переходу из одной степени окисления в другую, исполняет роль разносчика кислорода, то окисляясь, то восстанавливаясь. Очевидно, что аналогичную физиологическую роль теоретически может выполнять любой металл, способный давать соединения различной валентности. И действительно, нам известны некоторые животные с голубой «медной» кровью (гемоцианин); к таким животным относятся, например, некоторые устрицы; существуют также животные с «ванадиевой» кровью (*Ascidia*). Это дало повод Я. В. Самойлову выдвинуть предположение, что в разные геологические эпохи кровь животных могла быть преимущественно то медной, то ванадиевой, то хромовой, то марганцовой и т. д., как в данный геологический момент, у большинства современных животных, она железистая.

Подобные рассуждения, которые усиливались учетом бактериальной деятельности, на первый взгляд казались достаточно правдоподобными, подкупали своей стройностью, оригинальностью и новизной мысли; будучи, однако, совершенно недоказуемыми, они позволили тем не менее их автору истолковать генезис множества минералов, связанных с осадочными толщами: при этом каждый раз предполагалось развитие органических форм, обладающих теми или иными специфическими чертами своего химического состава.

Так был объяснен генезис желваков барита из юрских глин б. Костромской губ., кристаллов целестина из верхнемеловых отложений Туркестана, флористого кальция из каменноугольных отложений Подмосковного бассейна, медных руд, связанных с пермской системой, ванадиевых и хромовых соединений (фольбортита и волконскоита) из верхнепермских отложений Приуралья, а также фосфоритов, доломитов, кремнистых отложений, марганцовых и железных руд, известняков и т. д., и т. д. Словом, почти всякий минерал и горная порода осадочного происхождения, если только они не носили явно обломочного характера, могли быть истолкованы как биолиты, т. е. как органогенные образования; создавалось впечатление, что осадкообразованием управляют не общие для всего земного шара законы химии, физической химии и физики, а органический мир, который получает при этом значение самодовлеющей, определяющей и ведущей силы.

В свете того, что говорилось выше об участии организмов в процессе осадкообразования, взгляды Я. В. Самойлова представляются весьма преувеличенными и произвольными. Им нанесли существенный ущерб те новые данные о характере и распространении осадочных пород, которые были получены в последние годы. Так, например, Я. В. Самойлов предполагал, что массовое накопление меди в осадочных породах имело место только в пермское время, когда по его мысли Земля была населена животными преимущественно с «медной» кровью; теперь стало известно, что не менее значительная меденосность наблюдается также среди третичных и других пород; это заставляет предположить новое появление в третичное время фауны с физиологическими особенностями, которые были присущи пермским организмам, что нарушает стройность палеофизиологических построений. Вместе с тем как пермская, так и третичная рудоносность совпадает с началами больших периодов осадкообразования, о которых говорилось выше и которые связаны с геологическими революциями, а через них — с общим темпом развития Земли.

Целестин, известный Я. В. Самойлову только из верхнемеловых и нижнетретичных отложений, оказался широко распространенным также среди верхнепермских отложений; таким образом, и в этом случае намечается вполне закономерное периодическое появление стронциевых солей среди осадочных толщ.

Фтористый кальций, который ранее представлялся приуроченным к известнякам, в действительности оказался связанным с «безжизненными» доломитами, а в некоторых районах — даже с гипсами; высокая соленость, необходимая для образования этих пород, исключает возможность накопления заключенного в них плавикового шпата биогенным путем, и т. д.

Самое же главное заключается в том, что Я. В. Самойлов упускал из вида то обстоятельство, что *решающее значение имеет не столько накопление того или иного химического соединения в теле организма, сколько возможность сохранения этого соединения в осадке во время процессов раннего диагенеза и сингенеза*, для чего, как мы уже знаем, требуется соответствие химических свойств биогенного соединения

физико-химическим свойствам той среды, в которой протекает процесс формирования осадочной горной породы из рыхлого осадка. Чем больше проникает в научное сознание *высказанное только что* положение, тем больше теряет свое значение теория палеофизиологии.

Нельзя, тем не менее, отрицать, что последняя сыграла на определенном этапе развития нашей науки весьма положительную роль. Помимо того, что она активизировала интерес исследователей к осадочным породам, она привлекла внимание к приуроченности различных минеральных выделений к определенным стратиграфическим горизонтам; этим она способствовала выявлению закономерностей в территориальном и хронологическом размещении различных типов осадочных *пород и связанных с ними* минералов и полезных ископаемых.

Но сейчас, когда отчетливо вскрылась периодичность минерального *осадкообразования*, следующая периодическому развитию всего земного шара в целом, когда для нас стала понятна роль химической осадочной дифференциации, — возвращение к теории палеофизиологии было бы равносильно возврату назад, а не движению вперед.

Теперь совершенно ясно, что очередная и важнейшая задача петрографии осадочных пород — выявление закономерностей в размещении *полезных ископаемых осадочного* происхождения, — задача, столь остро необходимая как для развития социалистического строительства, так и для прогресса науки, может быть разрешена не путем произвольных толкований палеофизиологической деятельности древних организмов, а путем углубленного изучения осадочной дифференциации вещества, основывающейся на точных данных химии и физической химии.

На современном этапе развития науки взгляды *«биолитчиков»* перестают быть прогрессивными; они отвлекают внимание исследователей от разработки проблем осадкообразования на основе действительно *точных научных данных*, направляют его на скользкий и совершенно непродуктивный путь чисто гипотетических и часто спекулятивных рассуждений об оценке жизнедеятельности организмов, и тем самым задерживают развитие науки.

Именно это обстоятельство заставило осветить теорию палеофизиологии более подробно, чем это необходимо по сути дела.

Сказанным мы вовсе не имеем в виду опорочить исходную мысль Я. В. Самойлова об изменении среднего химического состава организмов по мере их развития, который, очевидно, изменялся и изменяется так же, как все течет и изменяется в природе.

К освещению вопроса об изменении химического состава *живого* вещества в разрезе геологического времени очень интересно подошел А. П. Виноградов (1933). Он расположил современные животные и *растения*, *состав* которых может быть точно исследован и в отношении которых исключены всякие ссылки на возможность «вторичных» изменений их состава, в порядке эволюционной системы, от простейших к наиболее высоко организованным. Далее, против каждого

наименования в виде черного квадратика им были отмечены те элементы, которые концентрируются соответствующими организмами. В результате получилась диаграмма, воспроизведенная на рис. 106; квадратики, отмечающие присутствие тех или иных биогенных элементов, в своей совокупности составляют здесь нечто вроде пирамиды, в основании которой находятся десятки химических элементов, концентрируемых различными наиболее простыми организмами, которые могут считаться представителями древних форм; в вершине же пирамиды, которая соответствует наиболее молодым в эволюционном смысле организмам, помимо C, N, H, O, которые содержатся решительно во всех формах, мы находим почти исключительно только Ca и P.

Отсюда вытекает довольно неожиданный вывод, что чем проще организация животных и растительных форм тем разнообразнее может проявляться их физиологическая деятельность в отношении аккумуляции элементов, тем многочисленнее и разнообразнее элементы, которые они могут концентрировать в своем теле. Высокоорганизованные позвоночные, напротив, специализированы на концентрации крайне ограниченного числа макроэлементов. Нетрудно видеть, что эти данные значительно отличаются от более ранних предположений Я. В. Самойлова о характере эволюции минерального состава скелетов организмов.

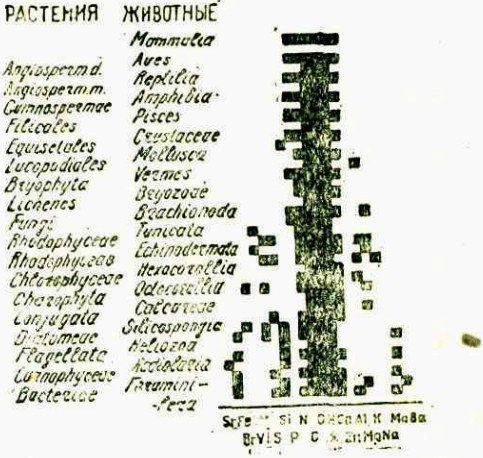


Рис. 106. Концентрация элементов организмами (по А. П. Виноградову, 1933).

Как показывают наблюдения, кремневые организмы, действительно, относятся к наиболее древним формам, но это не значит, что они древнее, чем кальциевые, фосфатовые и другие организмы, которые также имеются среди простейших. Однако, кремневые организмы не получили дальнейшего развития при эволюции организмов; эволюция форм кремневых организмов остановилась на типах губок, а у растений на злаках; поэтому кремневый скелет остался принадлежностью лишь организмов, стоящих на низкой ступени своего развития, тогда как кальциевые и фосфатовые организмы продолжали развиваться, давая все новые и новые виды (А. П. Виноградов, 1935).

Таковы некоторые общие вопросы, касающиеся химического состава организмов.

Петрографу, имеющему дело с осадочными породами, чаще всего приходится встречаться с остатками скелетов организмов, т. е. с их наиболее устойчивой минеральной частью.

С точки зрения вещественного состава скелетов организмы подразделяются на:

кремневые,
карбонатные,
фосфатовые.

Кроме того, имеются организмы, использующие для построения своего скелета сульфаты стронция и бария, гидраты окиси железа, марганца, алюминия, а также различный органический материал (хитиновый, целлюлозный) и пр. Мы остановимся коротко на рассмотрении лишь первых трех групп организмов, так как их остатки резко доминируют среди осадочных пород.

Скелеты кремневых организмов принадлежат преимущественно: а) радиоляриям, б) диатомовым водорослям и в) кремневым губкам. Минералогически они представлены в основной массе аморфной разностью кремнезема — опалом, $SiO_2 \cdot nH_2O$, причем содержание воды в скелетах разных кремневых организмов, даже современных, колеблется в значительных пределах, примерно от 5 до 13%; напомним, что содержание воды в минеральных опалах колеблется от нуля до 34%, причем при содержании около 7% H_2O, что соответствует формуле $4SiO_2 \cdot H_2O$, опалы приобретают достаточную твердость.

Опал, слагающий панцыри диатомовых водорослей и радиолярий, а особенно спикулы кремневых губок, может с течением времени переходить в скрытокристаллическую модификацию природного кремнезема — халцедон; в этом проявляется стремление вообще всех аморфных тел к перекристаллизации, о чем уже говорилось выше.

Кроме двуокиси кремния в состав кремневых организмов входят другие компоненты — кальций, магний, щелочи, фосфорная кислота, серная кислота, хлор. В виде каких именно химических соединений присутствуют эти элементы в кремневых скелетах, до сих пор точно не установлено; относительно хлора существует предположение, что он принадлежит не скелетам организмов, которые подвергаются анализам, а морской воде, удалить которую из пористой массы анализируемого материала чрезвычайно трудно.

В табл. 77 приведены химические анализы некоторых кремневых организмов. В отношении состава радиолярий точных аналитических данных не имеется, хотя качественные испытания и отдельные неполные определения не оставляют сомнения в их преимущественно кремневом характере.

Организмы с карбонатным скелетом относятся к различным классам; главнейшие из них: фораминиферы, кораллы, мшанки, плеченогие (брахиоподы), остракоды, морские лилии и ежи (иглокожие), гастроподы (брюхоногие), головоногие (аммониты, белемниты), пластинчатожаберные и известковые водоросли.

Минералогически карбонатные скелеты слагаются главным образом кальцитом и арагонитом; в последнее время путем термического анализа (Я. В. Самойлов и Л. В. Пустовалов, 1924) было доказано, что магний, входящий в состав многих организмов, по крайней мере во всех исследованных скелетах, присутствует в виде доломита,

(По А. П. Виноградову, 1935)

	Название организмов	Число анализов	Содержание в золе в %: SiO_2	$Al_2O_3+Fe_2O_3$	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	SO_3	P_2O_5	Cl	Зола	Место сбора	Автор
Диатомовые водоросли	1. *Rhizosolenia, Chaetoceras, Sceletonema, Thalassiothrix* и др.	9	64,44	4,49 (Fe_2O_3)	5,67	—	—	—	—	4,98	—	—	Кильская бухта	Брандт (Brandt) 1919—1922
	2. *Rhizosolenia, Chaetoceras, Thalassiothrix* . .	1	78,38	1,76 (Al_2O_3)	—	—	—	—	—	—	—	—	Ст. 157, Челленджер-экспедиция	Андерсен (Anderson), 1891
	3. *Melosira granulata, Cyclotella compta* (из грунта)	1	83,66	2,50	2,27	—	—	—	—	—	—	—	Оз. Байкал	Самойлов, 1925
Спикулы кремневых губок	1. *Suberites domunculus*	—	87,32	—	—	—	—	—	2,72	0,23	3,56	16,25	—	Котт (Cotte), 1901
	2. *Geodia gigas*	—	70,35	4,45	3,37	1,75	7,95	0,81	4,64	1,35	6,87	71,15	Адриатическое море	Дель Терр (Del Torre), 1878
	3. *Geodia baretti* . . .	—	94,90	0,22	Нет	Следы	0,62	0,59	—	—	—	—	Кольский залив	Терентьева, 1925
	4. *Pheronema grayi* Kent	—	90,70	4,24	4,53	„	—	—	0,03	Следы	—	—	Ирландия	Кларк и Уэлер (Clarke a. Wheeler), 1922
	5. *Euplectella speciosa* Q. a. G.	—	99,18	0,36	0,25	Нет	—	—	Нет	Нет	—	—	Филиппинские о-ва	Те же

а не магнезита. Особенно характерно наличие арагонитовых раковин для гастропод и головоногих; однако, и другие организмы (некоторые водоросли, гидромедузы, фораминиферы и пр.) также могут иметь подобную раковину.

Замечено, между прочим, что раковины обитателей пресных вод преимущественно слагаются кальцитом, тогда как соленые воды населены главным образом организмами с более сложным арагонитово-кальцитовым скелетом (О. Бегджильд, 1930).

Установлено также, что арагонитовые раковины почти вовсе не содержат карбоната магния или содержат его в ничтожном количестве; в кальцитовых же раковинах содержание $MgCO_3$ может возрастать до значительных пределов; эту закономерность объясняют тем обстоятельством, что кальцит и доломит, относящиеся, как известно, к одной кристаллографической сингонии, могут давать между собою изоморфные смеси; образование же изоморфных смесей между арагонитом (ромбическая сингония) и доломитом (гексагональная сингония) невозможно.

Ф. Кларк и В. Уелер (1922) выявили чрезвычайно интересное и важное обстоятельство, заключающееся в том, что многие организмы (фораминиферы, ракообразные, водоросли и пр.), обитающие в теплых водах, содержат в своем скелете больше магния, нежели обитающие в холодных водах. Этот факт может иметь существенное палеогеографическое значение.

Надо заметить, что магний часто бывает распределен в пределах скелета одного организма далеко не равномерно. Так, различные «трущиеся» части скелета, как, например, жевательные аппараты морских ежей, обычно обладают повышенным содержанием $MgCO_3$ (см. табл. 78); возможно, что это связано с повышенной механической устойчивостью доломита (твердость доломита — 3,5—4, твердость кальцита — 3). Дифференцированный состав скелетов наблюдается у многих подробно изученных организмов (морские ежи, морские звезды, офиуры, криноидеи и пр.).

Таблица 78

Химический состав различных частей скелета морского ежа *Strongylocentrotus dröbachiensis* М ü l l., Баренцово море

(По Я. В. Самойлову и К. Ф. Терентьевой, 1925)

	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$CaSO_4$	$Ca_3(PO_4)_2$
Жевательный аппарат .	90,93	7,78	1,29	Следы
Панцырь	91,41	6,89	1,52	0,18
Иглы	96,89	2,68	0,43	—

Вследствие неустойчивости арагонита и стремления его к переходу в более устойчивую модификацию — кальцит, он редко сохраняется как составная часть древних карбонатных раковин; поэтому по минералогическому составу ископаемых известковых организмов нельзя с достоверностью судить о том, были ли они изна-

Класс	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$CaSO_4$	$Ca_3P_2O_8$	SiO_2	$(Al, Fe)_2O_3$
Пелециподы	98,14—99,87	0,00— 1,00	—	Следы— 0,40	0,00— 0,36	0,04—0,50
Мадрепоровые	97,57—99,95	0,09— 1,11	0,00—0,21	Следы	0,00— 1,25	0,00—0,74
Гидроиды	96,77—99,63	0,22— 1,28	0,06—1,80	Следы	0,02— 0,24	0,05—0,21
Гастроподы	96,84—99,95	0,00— 1,78	0,00—0,20	Следы— 0,85	0,00— 2,19	0,04—1,89
Морские жолуди	95,53—97,73	0,75— 2,49	—	0,00— 0,77	0,03— 2,12	0,15—0,72
Головоногие	93,76—99,50	0,16— 6,02	—	Следы	0,00— 0,19	0,06—0,15
Брахиоподы известковые	88,59—98,61	0,49— 8,63	0,36—1,72	Следы— 0,57	0,06— 0,52	0,04—0,48
Аннелиды	89,66—91,55	0,00— 9,72	Следы—0,13	Следы— 0,99	0	0
Мшанки	63,29—96,90	0,63—11,08	1,32—2,83	Следы— 2,68	0,18—16,71	0,12—2,25
Фораминиферы	77,02—90,11	1,79—12,55	0	Следы	Следы—15,33	Следы—4,94
Морские лилии	83,13—91,55	7,91—13,74	0,00—1,44	Следы— 1,44	0,02— 5,73	0,08—1,41
Морские ежи	77,91—93,13	5,41—13,79	Следы—2,56	Следы— 1,85	0,05— 9,93	0,14—5,20
Губки известковые	71,14—84,96	4,61—14,10	0	? — 9,96	Следы— 7,81	Следы—5,72
Морские звезды	83,42—91,06	7,79—14,35	1,84	0,21— 0,78	0,03— 2,47	0,12—0,94
Офиуры	79,37—92,70	6,61—14,95	Следы—4,17	Следы— 1,14	0,00— 2,39	0,11—3,47
Альционарии	72,99—98,93	0,35—16,90	Следы—5,43	Следы— 8,57	0,00— 1,70	Следы—1,01
Водоросли известковистые	73,63—99,21	10,93—25,17	0,03—1,39	Следы— 0,43	0,02— 2,11	0,01—1,62
Ракообразные	28,56—82,64	4,80—15,99	Следы—5,33	8,68—27,44	0,00— 3,82	0,06—8,86
Брахиоподы фосфатовые	1,18—8,35	0,79— 6,68	2,93—8,57	74,23—91,74	0,50— 0,91	0,29—1,16

чально кальцитовыми или арагонитовыми. Следы энергичной перекристаллизации раковин, что обычно сопровождается уничтожением их микроструктуры, могут служить указанием на их первоначальную арагонитовую природу.

Название «карбонатные скелеты» определяет химический состав лишь их основной массы; в действительности же здесь присутствуют также сульфат и фосфат кальция, кремнезем, полуторные окислы и др. компоненты; в некоторых скелетах отмечается также присутствие фтора, стронция, бария. В табл. 79 приводится химический состав морских беспозвоночных и известковых водорослей; организмы расположены в порядке возрастания максимального содержания в их скелетах $MgCO_3$; последние две группы организмов — ракообразные и особенно фосфатовые брахиоподы — могут быть отнесены уже к фосфатовым организмам.

Примечательно, что у подавляющего большинства известковых организмов содержание $MgCO_3$ остается низким и редко превышает 10%; но даже в наиболее магнезиальных скелетах и в частности у известковых водорослей, содержание углекислого магния никогда не достигает величины, характеризующей нормальный доломит (в нормальном доломите, как известно, содержится 45,8% $MgCO_3$, тогда как максимальное его содержание в карбонатных раковинах не превышает 25,2%). К этому обстоятельству нам придется еще вернуться во второй части книги в связи с рассмотрением генезиса доломитов.

Подавляющее большинство организмов с фосфатовым скелетом относится к высокоорганизованным позвоночным организмам. Их морфологические остатки очень редко сохраняются среди осадочных пород в таком количестве, чтобы они могли считаться породообразующими; их находки всегда имеют несравненно больший интерес для палеонтолога, нежели для петрографа-осадочника. Поэтому в отношении их можно ограничиться лишь замечанием, что с химико-минералогической точки зрения их состав близок к составу апатита или же представляет собою смесь апатита с кальцитом.

Микроструктурные особенности органических осадков, которые дают возможность петрографу ориентироваться в характере главнейших породообразующих организмов, входящих в состав того или иного осадочного образования, будут изложены в главе, посвященной структуре и текстуре осадочных пород (см. во II части).

8. Сингенетичные выделения и геохимические фации

Особое внимание разбору вопросов, связанных с сингенетичными выделениями, образующимися, как мы уже знаем, в стадию раннего диагенеза или сингенеза, уделяется в работах Л. В. Пустовалова (1933—1937), которые и положены в основу дальнейшего изложения.

Названный автор предложил различать два понятия: а) сингенетичные минералы и б) сингенетичные химические соединения. Разницу между ними он иллюстрирует следующими конкретными примерами.

На дне некоторых озер в осадке образуется многоводный феррогель состава $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, где $n > 2$; этот феррогель и является в строгом смысле слова сингенетичным минералом. По мере того, как он стареет, дегидратизируется и перекристаллизовывается, он может дать целый ряд новых минеральных видов: лимонит ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$), гётит ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$), гематит (Fe_2O_3); с минералогической точки зрения это все разные минералы. Однако, как у исходного феррогеля, так и у последующих, возникающих за его счет новых минералов, основное химическое соединение — окись железа, Fe_2O_3 — остается постоянной и неизменной; колеблется лишь степень его гидратации, а в связи с этим и физические, в том числе кристаллографические его особенности. Следовательно, в последовательном ряде минеральных видов:

феррогель → лимонит → гётит → гематит

сингенетичным минералом является лишь первый феррогель, тогда как остальные члены этого ряда, строго говоря, являются уже эпигенетическими образованиями, возникшими в результате приспособления феррогеля к той новой маловодной среде, в которую попадает осадочная порода после стадии раннего диагенеза. Но все члены ряда, от феррогеля до гематита включительно, в основе своей имеют одно и то же сингенетичное химическое соединение — окись железа, которое остается без изменений, в состав какого бы минерального вида из перечисленных выше оно ни входило.

Для познания той физико-химической среды, в условиях которой протекало формирование осадочной породы, естественно, решающую роль играет характер именно сингенетичного химического соединения, тем более, что ввиду неустойчивости большинства многоводных сингенетичных минералов, они быстро переходят в новые, но химически сходные минеральные виды; поэтому, между прочим, среди осадочных пород мы знаем очень мало сингенетичных минералов, но очень много сингенетичных химических соединений.

Можно привести еще целый ряд других примеров, поясняющих различие между сингенетичными минералами и сингенетичными химическими соединениями; так, например, на дне водоемов пирит, как известно, не образуется сразу, а проходит через стадию многоводного, коллоидального, черного, илистого сернистого железа ($FeS_2 \cdot nH_2O$); если последнее надо рассматривать как сингенетичный минерал, а кристаллический безводный пирит — как минерал эпигенетический, то FeS_2 должно трактоваться как сингенетичное химическое соединение.

Образующийся в осадке силикогель ($SiO_2 \cdot nH_2O$), старея, переходит в опал, кремень и кварц; коллоидальный карбонат железа ($FeCO_3 \cdot nH_2O$) с течением времени переходит в скрытокристаллический сферосидерит, а затем и в полнокристаллический сидерит, и т. д.

Естественно, что по отношению к осадочным породам можно также говорить и о сингенетичных химических элементах, вне зависимости от того, в какое сингенетичное

химическое соединение они входят. Так, например, калий, входящий в состав глаукопита и заимствованный из окружающей водной среды, является сингенетичным элементом в отличие от калия же, входящего в состав обломочных полевошпатовых зерен и принесенного, следовательно, со стороны. Соответственно этому в каждой осадочной породе можно различать с и н г е н е т и ч н ы й калий и м е х а н о г е н е т и ч н ы й калий и т. п.

Разумеется, опять-таки, что для воссоздания палеогеохимической обстановки формирования осадочных горных пород наряду с сингенетичными химическими соединениями основное значение имеют сингенетичные элементы и их ассоциация. Их наличие указывает на физико-химическую среду, которая была благоприятна для их фиксации и сохранения в осадке; напротив, отсутствующие сингенетичные соединения и элементы, хотя также проливают свет на характер той же самой среды, но уже с иной точки зрения, а именно, они указывают какие химические соединения не могли в ней образовываться и сохраняться. Поэтому, *для реконструкции условий сингенеза имеют значение не только присутствующие, но и отсутствующие сингенетичные выделения.*

В свете сказанного становится чрезвычайно важным понятие об обязательных, возможных и запрещенных сингенетичных соединениях и элементах, введенное в науку об осадочных породах Л. В. Пустоваловым

Термин «запрещенные» элементы был впервые употреблен в геологической литературе А. Е. Ферсманом (1931) при рассмотрении геохимических особенностей пегматитовых образований. Под запрещенными элементами А. Е. Ферсман понимает те химические элементы, нахождение которых в рассматриваемой ассоциации более или менее исключено при нормальном ходе данного минерального процесса. Слова «более или менее» приходится употреблять, очевидно, потому, что природные реакции, с одной стороны, редко доходят до своего конечного предела, редко бывают «количественными», а с другой стороны, потому, что наряду с основной реакцией, определяющей главный характер данного процесса, всегда происходит ряд более мелких, второстепенных, незначительных реакций, имеющих иногда характер, противоположный характеру доминирующего явления. Однако, эта сложность природных реакций все же не является препятствием, которое не позволило бы отделить главное от второстепенного и было бы непреодолимо при выявлении основного стержня физико-химической и геохимической обстановки.

Само собою разумеется, что понятие о запрещенных химических элементах может быть приложимо к любой естественной минеральной ассоциации, поскольку она возникает в результате строго определенной физико-химической обстановки: оно приложимо, следовательно, также и к группе сингенетичных образований осадочных пород. Здесь также можно различать:

а) о б я з а т е л ь н ы е (руководящие, типичные) сингенетичные химические соединения и элементы, которые неизбежно возникают и сохраняются в осадке при данной физико-химической обстановке.

б) возможные сингенетичные химические соединения и элементы, образование и фиксация которых возможны при той же физико-химической обстановке, но зависят от ряда привходящих моментов (наличия подходящих природных реагентов и т. д.).

в) запрещенные (исключенные) сингенетичные химические соединения и элементы, которые опять-таки при тех же физико-химических условиях не могут ни выпасть в осадок, ни тем более в нем сохраниться.

Так, например, для современных и ископаемых латеритов обязательными элементами являются: $Fe^{...}$ (окисное железо в обязательной форме свободных маловодных гидратов окиси), Al (обязательное химическое соединение — *свободные гидраты окиси*) и т. д.; к возможным элементам относятся: Si (возможное химическое соединение — коллоидальный кремнезем) и некоторые другие; запрещенными элементами будут: $Fe^{..}$ (закись железа), сульфидная S, органический C и пр. Нахождение в латеритах последних трех элементов (закиси железа, сульфидной серы и углерода, входящего в состав органического вещества) более или менее исключено потому, что латерит возникает в резко окислительной обстановке, в которой эти элементы в указанном состоянии являются заведомо неустойчивыми.

Для углистых осадочных пород, формирование которых протекает в резко восстановительной среде, соответственно можно наметить: а) обязательные сингенетичные образования: органические соединения углерода, закисные соединения железа (пирит, марказит, сидерит); б) возможные — сульфиды меди, цинка, свинца (если эти элементы присутствуют в воде бассейна, где протекает углеобразование); в) исключенные — окисные соединения железа (последние, если даже попадут в среду углистого осадка, будут восстановлены и переведены в закисные соединения под влиянием *окружающего органического вещества*).

Из изложенного не трудно понять, что выявление в осадочных породах их обязательных, возможных и исключенных химических соединений и элементов, помимо своего высокого теоретического значения, имеет весьма важный и практический смысл. Познавая палеогеохимические особенности осадочных пород, проникая в детали физико-химической обстановки минувших эпох, мы одновременно выясняем возможность нахождения в них тех или иных элементов и минералов, представляющих промышленную ценность. Этим самым из области описательной науки, собирающей эмпирические данные и манипулирующей с эмпирическими обобщениями, учение об осадочных породах вступает уже на путь научного прогноза.

Поскольку каждому участку земной поверхности свойственны свои особенные, специфические физико-химические условия формирования осадочных горных пород, в разных пунктах зоны осадкообразования, но в один и тот же геологический момент, возникают осадочные породы, заключающие в себе различные ассоциации сингенетичных выделений и имеющие, следовательно, различную *геохимическую и физико-химическую* характеристику. Последняя,

будучи приобретена осадочной породой в момент своего формирования, как мы уже знаем, удерживается ею довольно долго, даже на протяжении геологического времени (см. выше закон физико-химической наследственности осадочных пород, стр. 396). Это дает возможность говорить о геохимических или физико-химических фациях, как современных, так и ископаемых, на которые разбивалась ранее и разбивается в настоящее время вся земная поверхность, вся зона осадкообразования.

Под современной геохимической фацией Л. В. Пустовалов (1933) предложил понимать *часть земной поверхности, которая на всем своем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими условиями накопления и формирования осадочных горных пород.*

Под ископаемыми геохимическими фациями соответственно следует разуметь *пласт или свиту пластов, которые на всем своем протяжении обладают одинаковой изначальной геохимической характеристикой*, возникшей в результате условий образования осадочной породы и проявляющейся прежде всего в повсеместном нахождении одного и того же комплекса сингенетичных выделений, которые образуют между собою закономерные ассоциации, обусловленные физико-химическими условиями формирования породы.

Наблюдения над осадочными породами показывают, что среди них встречаются резко выраженные геохимические фации, которые можно считать их основными типами; не менее частым распространением пользуются и всевозможные переходные типы с более сложным и запутанным комплексом сингенетичных выделений; иногда эта сложность может оказаться столь значительной, что она не позволяет безоговорочно причислить данные отложения к тому или иному типу геохимических фаций.

Сейчас, когда изучение осадочных пород с точки зрения геохимических фаций только начинается, нет возможности дать исчерпывающий перечень даже главнейших геохимических фаций и обрисовать их полную характеристику. Л. В. Пустовалов приводит следующие главнейшие геохимические фации, попутно отмечая их наиболее важные особенности (см. ниже); в этом списке, не претендующем на полноту освещения вопроса, еще много условного и недоработанного; но мысли его составителя он должен послужить в руках петрографов-осадочников первой рабочей схемой, на основе которой в процессе дальнейшей работы можно будет создать более совершенное и глубоко обоснованное, базирующееся на многочисленных фактических данных, развернутое *учение о геохимических фациях.*

Морские геохимические фации

1. Сероводородная фация: главнейший реагент — сероводород; присутствие значительного количества органического вещества; почти полное отсутствие кислорода; резко анаэробная среда; окислительно-восстановительная граница (см. стр. 120 и рис. 25) проходит *высоко над* осадком. Восстановление сульфата

кальция; повышенная, но не всегда полная растворимость карбонатов; накопление в осадках колчеданов (сернистых солей железа и других тяжелых металлов, способных осаждаться в присутствии сероводорода в слабощелочной среде) и значительного количества органического вещества.

Примеры. Современные осадки Черного моря. Мелистые сланцы Мансфельда.

2. Сидеритовая фация: главный реагент — углекислота; обилие органического вещества, которое обусловливает своим присутствием недостаток кислорода и избыток CO_2 (за счет окисления органического вещества), а также предохраняет закисные соединения от окисления. Избыток CO_2 повышает растворимость карбонатов Ca и Mg; образующиеся здесь же углекислые щелочи по данным К. фон Гауэра уменьшают растворимость карбоната Fe и делают возможным его накопление в осадке; слабая, но обязательная и повсеместная зараженность осадка сероводородом; среда анаэробная; окислительно-восстановительная граница проходит *над* осадком, но близко от него. Накопление серых, битуминозных пород с сидеритом, колчеданами и углистыми осадками; иногда полное отсутствие карбонатов, в том числе известковых раковин.

Примеры. Среднекелловейские сидеритовые глины окрестностей г. Кромы; сидеритовые осадки продуктусовой свиты окрестностей г. Тулы.

3. Шамозитовая фация: отсутствие активного избытка как кислорода, так и углекислоты; органическое вещество является химически активным, но большого избытка его в осадке не имеется; возрастает активность свободного коллоидального кремнезема (который может накопляться в связи с тем, что среда имеет не столь ясно выраженную щелочную реакцию, как в первых двух случаях?); окислительно-восстановительная граница располагается все еще над осадком, но очень близко к его поверхности (может быть, на расстоянии 1—3 *см* от поверхности осадка?). В осадке накопление силикатов *закиси* железа типа шамозита.

Примеры. Шамозитовые руды в Лотарингии; шамозитовая руда в окрестностях г. Богородицка Моск. обл.

4. Глауконитовая фация: имеется некоторый, но небольшой избыток активного кислорода; недостаток органического вещества, которое все же оказывает еще заметное химическое действие и играет известную роль в процессах восстановления; постоянная борьба окислительной и восстановительной среды; окислительно-восстановительная граница почти совпадает с поверхностью осадка, то углубляясь в него, то располагаясь несколько выше его поверхности. Накопление в осадке минералов с переменным содержанием окиси и закиси железа (глауконит и пр.); фиксация щелочных металлов (K, Li, Rb) вследствие адсорбционных явлений; возможное образование фосфоритов желвачного типа.

Примеры. Породы, заключающие глауконит.

5. Фосфоритовая фация: довольно близка к предыдущей глауконитовой, частью ее перекрывает и обычно является соседней к ней; однако, как правило, фосфоритовая фация располагается ближе к берегу и на меньших глубинах, нежели глауконитовая (Anderson, 1895). Фосфат кальция выпадает в осадок в результате установления физико-химического равновесия между $CaO—P_2O_5—H_2O$ при содержании более 10 *мг* P_2O_5 в 1 $м^3$ воды и при значении pH около 7 (А. В. Казаков, 1932); фосфоритовые фации отличаются: а) отсутствием фитопланктона, так как последний понижает содержание P_2O_5 в воде, потребляя его в процессе своей жизнедеятельности, б) низким содержанием CO_2 (высокое содержание углекислого газа препятствует выпадению фосфата кальция в осадок и, напротив, способствует переводу его в раствор).

Пример. Месторождения артинских пластовых фосфоритов в Башкирии.

6. Окислительная фация: избыток активного кислорода; полное или почти полное уничтожение органического вещества вследствие его окисления. Окислительно-восстановительная граница проходит глубоко в осадке; господствуют процессы окисления. В осадке возможно накопление бо́льшего или меньшего количества окислов железа, а частью также марганца; фиксация в ряде случаев V, As; закисные соединения играют ничтожную роль и относятся к числу исключенных химических соединений.

Примеры. Керченские железные руды (частью); кварцевые стекольные пески окрестностей г. Люберцы под Москвой.

7. Ультраокислительная фация: отличительным признаком является исключительно высокий потенциал окисления; накопление чрезвычайно богатой кислородом перекиси марганца — MnO_2. Выпадение окислов марганца из растворов, содержащих марганец в закисной форме, происходит при pH = 8,5—8,8, т. е. в слабощелочной среде (И. И. Гинзбург, 1937). Несколько повышенная концентрация радия и бария.

Примеры. Месторождения марганцевых руд осадочного происхождения (окрестности г. Никополя в УССР, г. Чиатуры в Закавказье).

Перечисленные морские геохимические фации, как это не трудно было заметить, расположены примерно в порядке возрастания потенциала окисления; первая сероводородная фация обладает резким недостатком свободного кислорода и является характерной для водоемов с резко нарушенным газовым режимом; последние две окислительные фации, напротив, возникают в условиях значительного избытка активного кислорода; для них, кроме того, характерно наличие довольно энергичного газового обмена между глубокими и верхними частями осадка. Остальные фации занимают промежуточное положение. Любопытно еще одно обстоятельство: породы первой фации обычно слагаются преимущественно из глинистых или илистых, мелкозернистых осадков, тогда как последних

фаций — преимущественно из песчаных, грубозернистых отложений; несомненно, что от этого также в известной мере зависит газовый и вещественный обмен осадка с покрывающей его морской водой, а следовательно, установление тех или иных физико-химических соотношений.

К перечисленным геохимическим фациям моря необходимо еще добавить:

8. Доломитовая фация: характеризуется повышенной соленостью, выпадением в осадок известкового ила и перерождением его в доломитовый ил на дне бассейна под влиянием установления равновесия между известковым илом и магнезиальными солями, находящимися в растворе. Иногда концентрация солей возрастает настолько, что становится возможным одновременное выпадение в осадок фтористого кальция; по А. В. Казакову (1938) осаждение и сохранение в осадке CaF_2 наступает при содержании 10 *мг* и более фтора в 1 *л* морской воды, что примерно в 10 раз превышает обычное содержание этого элемента в океанической воде; при этом возникает разновидность доломитовой фации — фация доломитово-флюоритовая. В ряде случаев аналогичным путем совместно с доломитом из растворов выпадает сульфат стронция — целестин (доломитово-целестиновая фация), сульфат кальция — гипс (доломитово-гипсовая фация) и т. д.

Примеры. Доломитовые породы с ратовкитом каширского возраста в Верхнем Поволжье (доломитово-флюоритовая фация); доломитовые породы с гипсом и целестином верхнепермского возраста в окрестностях города Казани (доломитово-гипсово-целестиновая фация).

9. Фация «морских солей»: в ней законы осадкообразования подчиняются точным, математически выраженным, уже хорошо изученным законам физической химии, которые достаточно известны по классическим работам Вант-Гоффа (за границей) и Н. С. Курнакова (в СССР).

Примеры. Соленосная толща Соликамского калийного месторождения; кунгурские отложения каменной соли и гипса в Башкирии; Стассфуртское калийное месторождение в Германии; современные отложения Кара-Богаз-Гола.

Континентальные геохимические фации

1. Латеритная фация: энергичное разрушение алюмосиликатов в условиях сильного их химического разложения и гидратации с образованием свободных гидратов окисей железа и алюминия; выделение свободной SiO_2 в виде опалового вещества; избыток кислорода, влаги, углекислоты при повышенной температуре; полное или почти полное окисление органического вещества; реакция осадка нейтральная (или слабощелочная?); иногда вынос щелочными водами кремнекислоты в нижние горизонты. В осадке накопления свободных гидратов окисей Fe и Al без ясного разделе-

ния их по горизонтам (без ясного «профиля»); поэтому цвет породы более или менее однородный: бурый, красный, кирпичный.

Пример. Современные латеритные образования.

2. Фация ортштейнов или фация «отбеливающего выветривания»: условия те же самые, что в предыдущем случае, но процесс протекает при наличии сильных кислот — органических (гумусовых) или минеральных (серной кислоты и др.); реакция среды резко кислая, вследствие чего происходит разделение элементов по горизонтам: кислые растворы уносят в нижнюю часть осадка растворимые соединения Fe, Al и других элементов, а также гумусовое вещество, которые отлагаются у поверхности коренных пород, обладающих обычно щелочной реакцией; так возникает на некотором расстоянии от земной поверхности нижний ортштейновый горизонт с заключенными в нем железными, а над ними часто и алюминиевыми рудами и другими минералами; в случае наличия гумусовых кислот возникает темный нижний гумусовый горизонт. В верхней «отбеленной» части осадка (вследствие выноса солей железа) возможно накопление каолина, аллофана, алунита и других алюмоминералов, нередко почти совершенно лишенных железа.

Примеры. Журавлинское месторождение бокситов в Приуралье; Сатинское месторождение бокситов в окрестностях г. Тулы.

3. Фация пустынь: отличается от первых двух прежде всего резким недостатком влаги, что в условиях высокой средней температуры приводит к своеобразным явлениям циркуляции растворов (капиллярное поднятие из глубины малых количеств влаги, делающихся вследствие своего ничтожного количества и под влиянием усиленного испарения в верхних частях осадка насыщенными растворами, а следовательно, и энергичными реагентами); возникновение уже отмечавшихся выше псевдогидротермальных процессов, вызывающих усиленную миграцию ряда элементов (V, U, Fe, Mn, S, Cr, Ni, Cu и др.); образование кор пустыни (передвижение $CaCO_3$, SiO_2, гипса), пустынного «загара», выцветов разных растворимых солей и пр.

Поскольку геохимические процессы этой фации проходят над разным минеральным субстратом, слагающим дно пустыни, то, несмотря на свою принципиальную однотипность, они приводят к образованию весьма разнообразных минеральных тел; общим свойством для всех них является резко окисленное состояние и чрезвычайно малая степень гидратации (образование гематита — «цветы или розы пустынь», маловодные гидраты окиси железа, диаспор — AlO(OH) и пр.).

Примеры. Современные пустынные образования Ферганы, Сахары и других пустынь.

4. Фация континентальных растворимых солей: довольно близко примыкает к предыдущему случаю. Характеризуется сносом растворимых солей в мелкие водоемы

озерного типа, где происходит их осаждение по законам физической химии под влиянием испарения растворов.

Примеры. Современные озера Баскунчак и Эльтон в СССР, Большое Соленое Озеро в США и др.

5. Фация железных руд: окисление растворимых соединений железа в мелких водоемах после транспортировки их в виде главным образом коллоидных растворов, органических, частью углекислых и других соединений; процесс особенно характерен для широт с умеренной и пониженной температурой. Образование дерновых, болотных и озерных железных руд, нередко переходящих по простиранию в скопления торфа; выделение студенистого SiO_2; возможная фиксация P, As, V.

Примеры. Современные озерные железные руды Олонецкого края, Карелии, Финляндии; древние озерные липецкие и тульские руды.

6. Фация углей: накопление в водоемах огромного количества растительного органического вещества; резко восстановительные процессы в осадке под некоторым покровом воды с образованием ассоциации закисных минеральных соединений (колчеданы, сидерит и пр.).

Примеры. Угли Подмосковного каменноугольного бассейна; современные торфяные болота.

Следует еще раз подчеркнуть, что приведенный перечень геохимических фаций, хотя здесь несколько и расширен против того, который был первоначально дан автором в 1933 г., является предварительным и, конечно, ни в какой мере не охватывает собою всего разнообразия физико-химических особенностей, при которых формируются осадочные породы. Но даже и он с достаточной наглядностью демонстрирует, насколько резко различны физико-химические особенности среды, при которых протекает образование осадочных пород; он указывает также и на разнообразие ассоциаций сингенетичных выделений.

Последние, т. е. сингенетичные выделения, образуя каждый раз строго закономерные сообщества, количественно могут играть подчиненную роль и составлять лишь незначительную часть осадочной породы. Но именно они определяют собою физико-химическую и геохимическую физиономию породы и имеют исключительное значение для выявления физико-химических условий ее образования.

Вместе с тем, от сочетания физико-химических особенностей, при которых формировалась порода, как уже было указано, зависит нахождение в ней того или иного комплекса минералов, того или иного минерального сырья. Только уже по одной этой причине геохимические фации должны стать объектом самого внимательного и вдумчивого изучения.

Дальнейшие исследования, несомненно, значительно расширят и уточнят наше представление об отдельных геохимических фациях и пополнят их список.

Следует коротко остановиться на р а з м е р е геохимических фаций и их положений в пространстве и во времени. Отдельные континентальные и прибрежные геохимические фации редко достигают значительных размеров и большой мощности. Отдельные слои, несущие тот или иной комплекс сингенетичных выделений, здесь явно линзообразны и быстро сменяются по простиранию породами с иной физико-химической и геохимической характеристикой.

Чем дальше продвигаемся мы вглубь моря, чем медленнее происходит отложение и чем тоньше отлагается обломочный материал, тем обширнее и выдержаннее становятся геохимические фации (равно как и геологические фации, У. Х. Твенхофел, 1932). С увеличением расстояния от суши, таким образом, наблюдается бо́льшая стабильность геохимических фаций и они приобретают более широкие размеры. Наибольшая пестрота и невыдержанность фаций имеют место в области дельт, где восстановительные условия часто сменяются окислительными и обратно; этим объясняется возникновение в области дельт так называемых пестроцветных толщ, несущих то закисные, то окисные соединения железа. Абиссальные глубины, напротив, дают геохимические фации с исключительно большими площадями распространения.

В каждый данный геологический момент различные геохимические фации пользуются далеко не одинаковым распространением; некоторые из них могут вовсе исчезать с лика Земли, другие же — приобретать особенно широкое распространение. Так, например, в настоящий геологический момент, как уже говорилось выше, в зоне осадкообразования вовсе отсутствуют шамозитовая и доломитовая фации; гипсоносная фация развита крайне ограниченно и нетипично; напротив, окислительная и глауконитовые фации пользуются чрезвычайно широким распространением.

Таким образом, в определенные геологические эпохи получает массовое развитие определенный тип геохимических фаций (фация углей, фация бутуминозных осадков, доломитовая фация и т. д.), причем это пышное развитие повторяется в истории Земли периодически, следуя в общем за ходом развития геотектогенеза; этим и определяется уже разобранный выше закон периодичности минерального осадкообразования (см. стр. 361).

На протяжении более коротких отрезков геологического времени геохимические фации также не составляют постоянной привилегии того или иного участка зоны осадкообразования, а постоянно перемещаются, м и г р и р у ю т по земной поверхности; таким образом, на смену одной фации приходит другая, ей соседняя и т. д. Такая миграция фаций может быть обусловлена целым рядом причин, как, например, уменьшением или увеличением притока в море пресных вод и постепенным сокращением или расширением в связи с этим района опреснения, с изменением уровня моря (регрессия, трансгрессия) и т. д.

С м е н а ф а ц и й в пространстве запечатлевается в геологических разрезах в последовательном напластовании осадочных пород, несущих определенные ассоциации сингенетичных выделений. Изучение с этой точки зрения геологических разрезов может

есьма важные теоретические и практические последствия, уже по одному тому, что этим путем можно устанавливать ко смену геохимических фаций во времени в данном пункте,

. Некоторые закономерности литологии и геохимии мелового разреза южного склона Кавказа (по В. Е. Хаину, 1937).

ерриториальную последовательность геохимических фаций *ну данной фации может притти лишь соседняя с ней фа-* см. стр. 293 и рис. 70). Отсюда становится ясно, насколько изучение отдельных разрезов с целью выявления хронолой последовательности геохимических фаций для сознательправления поисковых работ на всевозможные полезные иско-

паемые, связанные с осадочными породами (битумы, известняки, доломиты и т. д., и т. д.). Об этом достаточно подробно говорилось уже выше (см. стр. 286—297).

К сожалению, в настоящее время почти вовсе не сделано еще попыток изучения осадочных толщ с этой точки зрения, что, повидимому, связано с тем, что сама идея о геохимических фациях возникла в науке еще совсем недавно.

В качестве подобной самой первой, а потому далеко еще не совершенной, но несомненно интересной попытки такого рода можно указать на геохимический разрез третичных и меловых отложений южного склона Большого Кавказа, составленный В. Е. Хаиным (1937) и воспроизведенный на рис. 107. В нем различными условными знаками отмечено присутствие в том или ином стратиграфическом горизонте сингенетичных выделений, а в последнем столбце указаны господствующие в разрезе геохимические фации.

Примером подобного же рода геохимических колонок, но составленных на основании точного аналитического материала, может служить разрез каширских отложений Верхнего Поволжья, выполненный Л. В. Пустоваловым в связи с изучением месторождений ратовкита (см. II ч., описание доломитовых пород).

Следует думать, что в скором времени составление геохимических колонок с указанием господствующих геохимических фаций будет считаться для изучаемых разрезов столь же обязательным, как, например, составление стратиграфического разреза. Выделение геохимических фаций и установление последовательной геохимической характеристики пород, что должно основываться прежде всего на выявлении значения окислительного потенциала, при котором формировалось данное осадочное образование, должно приобрести особое значение для нефтяных районов, так как наличие той или иной геохимической фации по сути дела предрешает вопрос о возможности консервации в осадке органического вещества, могущего быть источником нефти.

9. Эпигенетические выделения

Условия образования эпигенетических составных частей осадочных пород достаточно подробно уже были освещены выше (стр. 394). Поэтому здесь в отношении их можно ограничиться лишь несколькими дополнительными замечаниями.

Вещественно эпигенетические выделения, встречающиеся среди осадочных толщ, чаще всего бывают представлены кремнями, вторичными известняками, гипсом, возникшим за счет гидратации ангидрита, реже вторичным доломитом и бурыми окислами железа, и еще реже другими минеральными выделениями, как, например, полевыми шпатами, коллоидальным фтористым кальцием и пр.

Надо еще раз заметить, что очень часто эпигенетические выделения возникают за счет дегидратации и перекристаллизации сингенетичных минералов, без изменения их основного химического

состава; в этом случае такие эпигенетические выделения мы уже условились называть сингенетичными химическими соединениями (стр. 459).

Эпигенетические процессы редко приводят к полному или весьма глубокому изменению химического состава изначальных осадочных образований; все же в отдельных случаях такие процессы возможны; сюда относится, например, возникновение пластов самородной серы под влиянием взаимодействия между гипсом и битумами. Этот случай имеет особый интерес для геологов-нефтяников, а потому ему будет уделено специальное внимание при описании соответствующих типов пород (см. описание гипсовых пород во II части). Но даже в таких случаях коренного изменения вещественного состава древних осадков под влиянием эпигенетических процессов, вновь возникающие минеральные образования наследуют от изначальной осадочной породы ряд ее особенностей, например, в структурном отношении, в отношении ассоциации неизмененных минералов и пр., что и дает возможность внимательному исследователю с достаточной достоверностью устанавливать первоначальный характер осадка.

У лиц, занимающихся изучением осадочных пород, часто возникают затруднения в разграничении сингенетичных и эпигенетичных составных частей осадка, причем нередко сингенетичные выделения трактуются как эпигенетичные и обратно, что вносит значительную путаницу в освещение генетических вопросов (кластические и биогенные составные части осадочных пород в подавляющем большинстве случаев легко распознаются по их микроструктурным особенностям).

Правда, в отношении эпигенетических выделений в ряде случаев также приходят на помощь их характерные структурные черты; свежесть граней и превосходные кристаллические очертания говорят о том, что минерал не подвергался переносу, а образовался на месте своего залегания; об этом же свидетельствует наличие псевдоморфоз, нахождение минералов в кавернах, пустотах, трещинках и т. д. (рис. 108). Но во всех этих случаях может остаться сомнение, возникло ли данное образование в стадию раннего диагенеза, в полузатвердевшем осадке, или же оно является эпигенетическим выделением.

Для разграничения сингенетичных и эпигенетичных составных частей осадка Л. В. Пустовалов (1933) предложил пользоваться распределением их в естественные парагенетические ряды и в естественные минеральные и геохимические ассоциации.

Важность этого давно испытанного и хорошо всем известного метода минералогической и петрографической работы, к сожалению, еще недостаточно проникла в сознание лиц, занимающихся изучением осадочных пород. Вместе с тем, именно он может служить наиболее надежным орудием для отделения минералов осадочных пород одной генерации от минералов другой генерации. В основу этого метода положен, как известно, тот принцип, что *при определенных физико-химических условиях может возникнуть только строго определенный минеральный комплекс и, наоборот, что на-*

хождение определенной минеральной ассоциации свидетельствует об определенных физико-химических условиях его возникновения.

Можно привести следующий элементарный пример использования метода парагенетических рядов в отношении осадочных пород: как уже указывалось выше, в восстановительной среде угля обычно находятся минеральные образования, имеющие также восстановительный закисный характер — пирит (FeS_2), сидерит ($FeCO_3$) и пр., которые мы связываем в одно целое и ставим в зависимость от резко восстановительных условий образования всей породы; принадлежность пирита и сидерита если не к сингенетичным минералам, то во всяком случае к сингенетичным химическим соединениям, не может вызвать в нас сомнения. Но если мы в том же слое угля находим, например, мелантерит ($FeSO_4 \cdot 7H_2O$) и лимонит

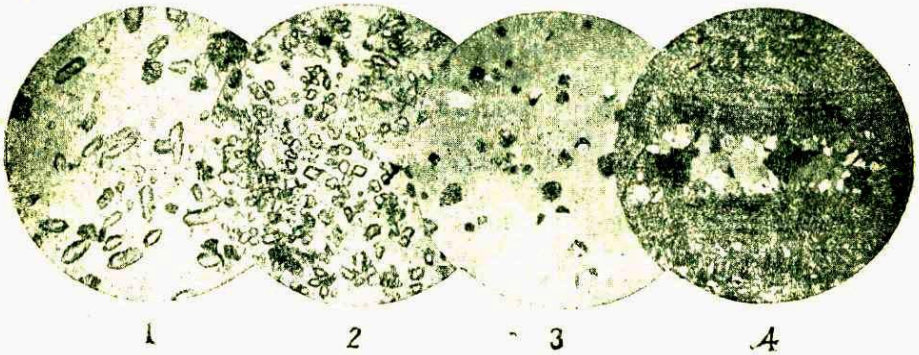


Рис. 108. Некоторые эпигенетические выделения. (Фотографии Л. В. Пустовалова и В. П. Флоренского.)

1 — эпигенетичный кварц из верхнедевонских известняков окрестностей г. Данкова; *2* — эпигенетичный полевой шпат из верхнедевонских известняков окрестностей г. Липецка; *3* — эпигенетичный пирит из сидеритовой глины P_2^{kz} (?) из окрестностей г. Арзамаса; *4* — выделение кварца, заполняющее каверну в верхнепермском известняке из окрестностей г. Мурома.

($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$), которые могут образоваться только в зоне окисления, то эти выделения, не увязывающиеся уже с основной геохимической характеристикой породы и составляющие особый парагенетический ряд, мы без колебаний относим к результатам эпигенетических явлений, протекавших уже в иной физико-химической обстановке, чем образование угля. В этом простом примере распределение минералов по генерациям осуществляется на основании естественных ассоциаций без каких-либо затруднений.

Можно взять более сложный случай, вызывающий еще и поныне некоторые разногласия: Окские слои C_1^{ok} в окрестностях г. Тулы заключают в себе органическое вещество, окрашивающее песчаники и особенно известняки и глины этой свиты в серые и темные тона; частицы угля и сажистые прослои; пирит, рассеянный как в известняках, так и в глинах и в песчаниках; сидерит, приуроченный в виде желваков к темным колчеданистым глинам; с другой стороны, в верхних частях этой же толщи и на плоскостях ее естественных обнажений мы находим: лимо-

нит, иногда образующий псевдоморфозы по пириту, иногда же неправильные пятна, включения и желваки, сходные по форме с желваками сидерита; и, наконец, мелантерит и гипс. Спрашивается, какие минералы из перечисленных здесь следует признать сингенетичными, а какие эпигенетичными? Особый интерес при этом вызывает к себе сидерит, имеющий известное практическое значение; в зависимости от того, следует ли признать его образование одновременным всей толще или обусловленным последующими процессами, изменяются методы его поисков и разведок, а также перспективная оценка его возможных запасов. П. А. Земятченский (1889), а вслед за ним и некоторые другие исследователи, стоят на точке зрения эпигенетического генезиса тульских сидеритов и связывают их образование с последующими метасоматическими (гидрохимическими) явлениями. Применение метода естественных минеральных ассоциаций говорит, однако, о противоположном.

Первичность серой окраски пород, вмещающих сидерит, а следовательно, и нахождение в них органического вещества, не вызывает ни у кого сомнения; заключенные там же пылевидные частицы угля говорят о недостатке кислорода в момент накопления породы, так как в противном случае они окислились бы до углекислого газа; рассеянные включения колчеданов свидетельствуют также о восстановительном характере среды, в которой шло формирование интересующих нас пород; естественно, что к этой же группе сингенетичных образований должен быть причислен и сидерит, имеющий, как известно, также закисный характер. В совершенно иную геохимическую группу объединяются остальные минералы — лимонит, мелантерит, гипс; их совместное образование может происходить только в зоне окисления; само собою разумеется, что они и составляют в данном случае эпигенетические выделения. Так в высшей степени просто и естественно разрешается вопрос о сингенетичности или эпигенетичности тульских сидеритов на основании только распределения минералов по их химическим признакам в естественные ассоциации.

В практической работе могут встретиться значительно более сложные случаи; но и при этом достаточно глубокий минерало-геохимический анализ всегда позволит если не окончательно разрешить вопрос об эпигенетичности или сингенетичности той или иной составной части осадочной породы, то во всяком случае наметить пути к его более правильному и быстрому разрешению.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора 3

Введение 7

1. Название науки 7
2. Содержание, цели и задачи науки 8
3. Положение петрографии осадочных пород среди других геологических дисциплин и ее главнейшие методы исследования. 10
4. Краткие сведения из истории науки и о состоянии петрографии осадочных пород в СССР 14

Глава 1. **Общие данные об осадочных породах, зоне осадкообразования и стратисфере** 20

1. Понятие об осадочной породе 20
2. Зона осадкообразования 23
3. Стратисфера, ее пространственные параметры и вещественный состав 26
4. Сопоставление зоны осадкообразования и стратисферы . . . 33
5. Основные термодинамические показатели зоны осадкообразования и стратисферы 35

Глава II. **Разрушение материнских пород** 40

Обзор основных этапов осадочного породообразования . 40
1. *Общие данные* 41
2. Механическое раздробление пород 41
3. Химическое разложение (общие данные) 50
4. Общее направление процессов поверхностного химического разложения 54
   - Окисление 54
   - Гидратация 62
   - Вынос катионов 65
   - Обескремнивание 78
   - Накопление и взаимодействие SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3 . . 80
5. Морское подводное разложение (гальмиролиз) 81
   - Общие данные 81
   - Состав и соленость морских вод 85
   - Температура морской среды 100
   - Давление 108
   - Газовый режим 113
   - Скорость накопления осадков 121
   - Жизнедеятельность организмов 123
   - Примеры гальмиролитического разложения 127
   - *Сопоставление неритовой зоны с другими океаническими областями* 133
6. История главнейших первичных минералов в зоне осадкообразования 134
   - Общие данные 134
   - История алюмосиликатов каолинового ряда 135
   - История мета- и ортосиликатов 142
   - История кварца 144
   - История сульфидов 145
   - История некоторых других минералов 147

7. Основные черты химического разложения некоторых горных пород . . . 149
Общие замечания . . . 149
Разложение основных магматических пород . . . 151
Разложение кислых магматических пород . . . 154
Разложение средних магматических пород . . . 157
Разложение осадочных пород . . . 158

Глава III. **Основные понятия о коллоидах в зоне осадкообразования** 160
1. Понятие о дисперсных системах . . . 160
2. Размер коллоидных частиц . . . 161
3. Классификация коллоидных частиц . . . 163
4. Классификация коллоидных систем . . . 166
5. Основные способы получения коллоидных растворов . . . 167
6. Главнейшие свойства коллоидных растворов . . . 169
7. Заряд коллоидных частиц . . . 173
8. Лиофильные и лиофобные (гидрофильные и гидрофобные) коллоиды . . . 179
9. Понятие о коагуляции и гелях . . . 179
10. Причины коагуляции . . . 180
11. Сенсибилизация, стабилизация и защита коллоидов . . . 186
12. Адсорбция, абсорбция, ионная сорбция и ионный обмен . . 187
13. Пептизация и обратимые коллоиды . . . 191
14. Набухание и синерезис . . . 191
15. Старение коллоидов. Метаколлоиды . . . 192
16. Характерные признаки природных минеральных коллоидов 195
Морфологические и структурные признаки коллоидов 19
Химические признаки коллоидов . . . 2
17. Реакции в дисперсных средах . . . 201

Глава IV. **Перенос продуктов разрушения материнских пород** . . . 207
1. Общие замечания . . . 207
2. Понятие о мотогенных (мотогенетических) образованиях . . 209
3. Транспортирующая деятельность атмосферы . . . 211
4. Транспортирующая деятельность водных потоков . . . 219
Общие замечания . . . 219
Перенос волочением . . . 225
Перенос во взвешенном состоянии . . . 229
Перенос коллоидов . . . 231
Перенос в растворенном состоянии . . . 233
5. Транспортирующая деятельность льда . . . 235
6. Транспортирующая деятельность моря . . . 239
7. Транспортирующая деятельность организмов . . . 243

Глава V. **Осаждение составных частей осадка (накопление осадка)** 248
1. Общие замечания . . . 248
2. Осаждение частиц в стоячей воде . . . 248
3. Понятие о поверхностной осадочной (седиментационной) дифференциации вещества . . . 253
4. Механическая осадочная дифференциация . . . 256
5. Химическая осадочная дифференциация вещества . . . 259
6. Причины, вызывающие химическую осадочную дифференциацию . . . 272
Общие данные . . . 272
Концентрация водородных ионов . . . 274
Пространственное размещение вод с различным значением pH в зависимости от рельефа местности . . . 279
Потенциал окисления . . . 282
Пространственное размещение вод с различным потенциалом окисления . . . 284
Особые причины химической дифференциации . . . 285
7. Практическое и теоретическое значение осадочной дифференциации . . . 286

Глава VI. **Основные черты осадконакопления в отдельных областях** 298

1. Общие замечания 298
2. Осадконакопление на склонах и у подножий гор 298
3. Осадконакопление в ледниковых областях 301
4. Осадконакопление в области пустынь 303
5. Осадконакопление в области речных долин 312
6. Осадконакопление в области болот и озер 314
7. Некоторые общие данные об осадконакоплении в морских условиях 321
   - Эффективность морского осадконакопления в зависимости от близости берега 321
   - Береговой профиль равновесия 325
   - Влияние придонных морских течений 330
   - Дифференциация вещества в масштабе мирового океана 332
8. Осадконакопление в литоральной зоне 335
9. Осадконакопление в области дельт 338
10. Осадконакопление в области лагун 352
11. Осадконакопление в неритовой зоне 353
12. Осадконакопление в батиальной и абиссальной зонах . . . 354

Глава VII. **Периодичность минерального осадкообразования** . . . 355

Глава VIII. **О так называемой «сравнительной литологии» и о принципе актуализма** 367

Глава IX. **О роли организмов в процессах осадкообразования** . . 373

Глава X. **Формирование осадочной породы (стадия раннего диагенеза или сингенеза)** 381

1. Общие данные 381
2. Диагенетические явления, связанные с взаимодействием составных частей осадка между собою 386
3. Диагенетические явления, связанные с взаимодействием осадка с окружающей его средой 390

Глава XI. **Бытие осадочной породы (стадия эпигенеза или позднего диагенеза)** 394

Глава XII. **Составные части осадочных пород и связанные с ними проблемы** 404

1. Общие замечания 04
2. Космический материал 405
3. Вулканический материал 406
4. Обломочный (реликтовый) материал 40
   - Общие замечания 406
   - Ассоциации обломочных минералов 407
   - Использование обломочных минералов для палеогеографических построений 418
5. Микропетрографическая корреляция 425
6. Мотогенные образования 442
7. Органические остатки и их вещественный состав 445
8. Сингенетичные выделения и геохимические фации 458
   - Морские геохимические фации 462
   - Континентальные геохимические фации 465
9. Эпигенетические выделения 470

2432